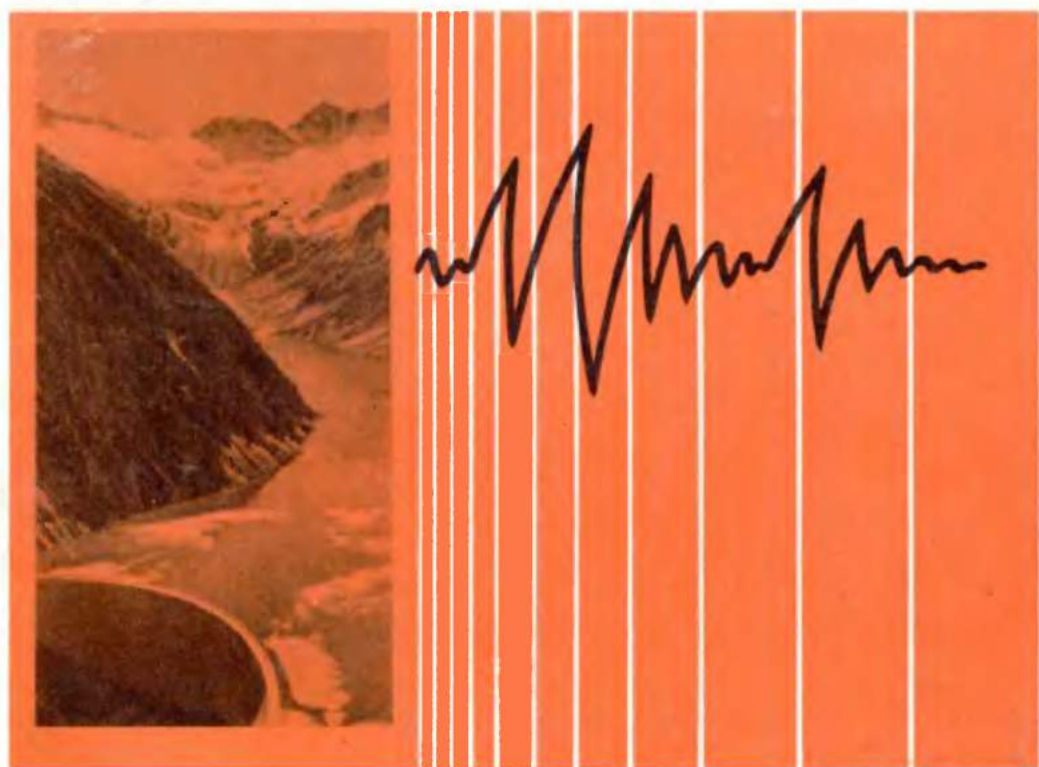


557.4
В-586 Б 300644

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ВЛИЯНИЕ ИНЖЕНЕРНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО • НАУКА •

ВЛИЯНИЕ
ИНЖЕНЕРНОЙ
ДЕЯТЕЛЬНОСТИ
НА СЕЙСМИЧЕСКИЙ
РЕЖИМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1977

557.4.

В-586.

В сборнике рассмотрены вопросы влияния инженерной деятельности на сейсмический режим в связи с гидротехническим строительством, разработкой нефтяных месторождений, экспериментальными атомными взрывами. В статьях освещаются вопросы механизма и генезиса возбужденных землетрясений, комплексной методики их изучения на строящихся и проектируемых гидростанциях, экспериментальные и лабораторные работы, данные натуральных наблюдений, а также случаи проявления возбужденной сейсмичности и вопросы методического ее прогнозирования. Отдельные статьи сборника посвящены подведению итогов изученности рассматриваемой проблемы в СССР и за рубежом.

Книга является одной из первых публикаций по проблеме возбужденной сейсмичности, имеющей большое народнохозяйственное значение. Материалы ее будут полезны для геологов, геофизиков, сейсмологов, геодезистов и специалистов по сейсмостойкому строительству, а также для студентов геологических и строительных вузов.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

Н.И. Николаев

The influence of engineering activity on seismic regime is discussed in connection with hydraulic engineering, oil-field development, and experimental nuclear explosions. Results of investigations in the USSR and other countries are presented. Mechanism and genesis of induced earthquakes, various complex research methods for construct and project hydro-electric stations, experimental and laboratory works, natural observations are considered. Case histories of induced seismicity are described.

Methodical aspects of induced seismicity predication and necessary requirements for seismic regionalization are analyzed. Use and general problems of correlation method in in seismotectonics are given with an estimate of obtained results.

It is a first publication concerning the important economical and practical problem. Various aspects of this problem, modern state of investigations and tendencies of further development are presented in the book, which is of a great interest for geologists, geophysicians, seismologists, geodesists, oil geologists, geologic engineers and projectors.

Chief editor,

Dr. N.I. Nikolaev

В 300644

Горно-Алтайская
областная
БИБЛИОТЕКА.

ВВОДНЫЕ ЗАМЕЧАНИЯ ПО ПРОБЛЕМЕ ВОЗБУЖДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

Проблема возникновения землетрясений в связи с инженерной деятельностью человека особенно остро встала в последние годы, когда участились случаи сейсмической активности при заполнении крупных водохранилищ. При этом частота и интенсивность землетрясений оказывались выше нормальной для данного района, а очаги землетрясений располагались в непосредственной близости от водохранилищ. Необходимость выявления механизма таких землетрясений, вызванных инженерной деятельностью человека, определяется тем, что в мировой практике зарегистрировано несколько землетрясений, вызвавших разрушение строительных объектов, плотин и человеческие жертвы. Увеличение сейсмической активности возникает при проведении горных работ, закачке жидкости в скважины, ее откачке, в частности при эксплуатации нефтяных и газовых месторождений; ирригационных работах и экспериментальных подземных ядерных взрывах.

Связь землетрясений с нагрузкой от воды крупных водохранилищ в разных частях мира стала предметом озабоченности исследователей разных стран и вызвала значительный международный интерес. В США, например, признано, что эта проблема имеет национальное значение [1]. Ей уделяют внимание и различные правительственные учреждения: Геологическая служба, Национальная океаническая служба, Отдел водных ресурсов штата Калифорния и другие. Утверждается, что проблема возникновения землетрясений в связи с инженерной деятельностью, хотя еще и не требует резкого вмешательства правительственных учреждений США, но является достаточно важной, чтобы принять обоснованные меры по предотвращению вредных последствий.

В СССР усиление сейсмической активности зарегистрировано в связи со строительством крупных водохранилищ и гидростанций — Нурекской, Чарвакской, Чиркейской и некоторых других, при эксплуатации нефтяных месторождений в Дагестане. В соответствии с народнохозяйственными планами гидротехническое строительство в нашей стране проводится очень широко и в ближайшие годы будут вступать в строй многие гидроэлектростанции. В связи с этим данная проблема должна быть признана как важнейшая народнохозяйственная проблема.

Необходимы систематические исследования таких явлений, которые должны способствовать лучшему пониманию механизма землетрясений, выявлению опасности землетрясений на месте возможных водохранилищ и к более точному определению технических параметров, используемых при проектировании и строительстве плотин и других инженерных сооружений. Мы столкнулись с явлением, в котором техническая деятельность человека предстает как грандиозный эксперимент непосредственно в природных условиях. И было бы совершенно непростительно не воспользоваться этим экспериментом для изучения самого явления, что позволит значительно глубже понять и изучить природу землетрясений, выявить их предвестники, даст возможность предсказывать и контролировать эти события в дальнейшем и целенаправленно предотвращать их последствия.

Как в каждой научной проблеме, возникли трудности с терминологией. Для обозначения одного и того же явления — усиления сейсмичности, связанной с инженерной деятельностью человека, используется разная терминология: "ис-

кусственные" землетрясения, "наведенные" "вызванные", "генерированные", "индуцированные", "плотинные", "возбужденные". Некоторые исследователи справедливо возражают против термина "искусственные" землетрясения, который предусматривает противопоставление их естественным, и считают их теми же природными землетрясениями, у которых искусственно вызывается разрядка напряжений, как бы "спуск" этих напряжений. Поэтому во многих работах говорится о "спусковом крючке" в образовании землетрясений, вызванных инженерной деятельностью человека, который приводит к триггерному эффекту (спусковому механизму). Своей инженерной деятельностью человек как бы "возбуждает" сейсмическую активность в природе. Этот термин чаще других используется в дальнейшем изложении.

Многие исследователи до настоящего времени сомневаются в наличии взаимосвязи инженерной деятельности человека и землетрясений. Часто эта связь рассматривается как случайное совпадение. Объективно говоря, до самого последнего времени такие сомнения имели некоторое основание, особенно для сейсмически активных районов, где увеличение сейсмической активности является скорее кажущимся, чем действительно установленным. Тем более, что не проводился в большинстве известных нам зарубежных случаев возбужденной сейсмичности анализ сейсмического режима до устройства водохранилища из-за отсутствия данных. Однако сейсмические исследования в районе Нурекского [2,3] и других водохранилищ на территории СССР, некоторых нефтяных месторождений, а также за рубежом [4-6] показали, что проблема усиления локальной сейсмической активности, вызванной инженерной деятельностью человека, существует. И все вопросы, связанные с нею, требуют постановки и решения.

Более того, разработка данной проблемы приобретает еще большую актуальность в связи с тем, что возбужденная сейсмичность имеет самое прямое отношение к проблеме поисков предвестников землетрясений. Таким образом, отрицание в настоящее время данной проблемы, имеющей народнохозяйственное значение, тормозит развитие науки.

В связи с возникновением новой проблемы при ЮНЕСКО в 1970 г. была создана международная Рабочая группа по проблеме сейсмических явлений, связанных с заполнением крупных водохранилищ [7]. Деятельность данной группы освещается в специальной статье сборника. В СССР в 1972 г. при Межведомственном совете по сейсмичности и сейсмостойкому строительству была организована национальная Рабочая группа по изучению влияния деятельности человека на сейсмический режим. Многие статьи сборника являются обобщением результатов деятельности этой Рабочей группы, которая осуществляет научно-методическую координацию работ по рассматриваемой проблеме, рассматривает результаты и методику изучения усиления локальной сейсмичности при инженерной деятельности человека. Было организовано два межведомственных всесоюзных совещания по данной проблеме (Алма-Ата, Москва), на которых обсуждались различные аспекты проблемы возбужденных землетрясений [8].

Было выявлено, что в нашей стране по данному направлению исследований проводятся как натурные наблюдения на проектирующихся и строящихся ГЭС, так и теоретические и экспериментальные работы. Советскими учеными были сделаны попытки и оригинального теоретического освещения этой проблемы и критического рассмотрения существующих представлений [6,8-15].

Можно надеяться, что публикация сборника положит начало систематическому обобщению результатов изучения возбужденной сейсмичности, которые могут пролить свет и на механизм землетрясений. Как показывает содержание книги, исследования в этой области, связанные с инженерной деятельностью человека, могут удачно сочетаться с решением фундаментальных задач геологии и геофизики.

ЛИТЕРАТУРА

1. Earthquakes related to reservoir impounding U.S. Nat. Acad. Sci., 1972.
2. Возбужденная сейсмичность вблизи Нурекского водохранилища. Под ред. С.Х. Негматуллаева. Душанбе, "Дониш", 1975.
3. N.I. Nikolaev. The first case of induced earthquakes during construction of a hydro-electric power-station in the USSR. - "Engng Geol.", 1974, 8, N1/2.
4. J. Drakopoulos. Conditions and triggering mechanism of seismic activity in the regions of Kremasta-Koostiraki dams (Greece). Athens, 1974.
5. Sheng Chung-kang, Chang Chuan a. I. Earthquakes induced by reservoir impounding and their effect on the Hsinfengkiang dam. Peking, 1973.
6. W.R. Judid. Seismic effects of reservoir impounding. - "Engng. Geol.", 1974, 8.
7. Н.И. Николаев. Водоохранилища и землетрясения. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1972, № 8.
8. Н.И. Николаев. Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. - "Вестн. АН СССР", 1974, № 8.
9. В.С. Панфилов. О связи заполнения водохранилищ с землетрясениями. - "Гидротехн. стро-во", 1973, № 5.
10. Л.Д. Белый. Реверсивная гипотеза водохранилищных землетрясений. - "Узб. геол. журн.", 1974, № 4.
11. И.Г. Киссин. О проблеме землетрясений, вызванных инженерной деятельностью. - "Сов. геол.", 1972, № 2.
12. Н.И. Николаев. Искусственные землетрясения. - "Природа", 1973, № 7.
13. Н.И. Николаев. Усиление региональной и локальной сейсмичности, связанной с заполнением крупных водохранилищ. - В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, вып. 5. М., Изд-во МГУ, 1973.
14. Н.И. Николаев. Землетрясения, связанные с технической деятельностью человека. - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 47, 1972, вып. 6.
15. Н.И. Николаев. Тектонические и тектонофизические условия возникновения землетрясений, связанных с инженерной деятельностью человека - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1976, № 10.

О СОСТОЯНИИ ИЗУЧЕНИЯ ПРОБЛЕМЫ ВОЗБУЖДЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ИНЖЕНЕРНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬЮ

За последние годы накопился огромный материал по проблеме усиления локальной сейсмичности, связанной с инженерной деятельностью человека. Достаточно сказать, что разным аспектам этой проблемы было посвящено два международных совещания, на которых было заслушано более 100 докладов [1-3]. Теперь мы располагаем очень обширной информацией, позволяющей выявить состояние изученности проблемы возбужденной сейсмичности. Ниже очень кратко освещаются основные направления этого изучения.

В последнее время значительно увеличилось число случаев явлений возбужденной сейсмичности, связанной как с заполнением крупных водохранилищ, так и с инъекцией жидкости в скважинах под давлением, откачкой воды из скважин, проведением горных работ, подземных ядерных взрывов и другими видами инженерной деятельности. Теперь такие явления известны на всех континентах и соответственно во многих странах мира.

Из наиболее крупных землетрясений, связанных с гидротехническим строительством за рубежом, можно отметить несколько хорошо документированных, для которых связь землетрясений с водохранилищами не вызывает сомнений. Впервые на это явление было обращено внимание в США после постройки плотины Гувер на р. Колорадо, образовавшей озеро Мид. Толчок был зарегистрирован в 1936 г., т.е. через год после начала заполнения плотины. До этого существенной сейсмической активности в районе строительства не отмечалось. По данным А. Роджерса [4], в настоящее время регистрируется одно-два землетрясения в день, которые концентрируются вдоль разломов; глубина очагов 5 км и менее; максимальная магнитуда достигала $M = 5$. При этом хорошо установлена прямая зависимость между локальным проявлением сейсмичности и нагрузкой воды в водохранилище.

В настоящее время Э. Андерсен [5] выявил историю геологического развития структур этого района приблизительно за 21 млн. лет, т.е. за неотектонический этап. Установлены две структурные депрессии, нашедшие отражение в конфигурации водохранилища в виде двух расширений, разделенных узкой перемычкой. Нижнее расширение Боулдер, примыкающее к плотине, отличается большей сейсмичностью. Расположенная выше по течению впадина Вирджин характеризуется меньшей сейсмичностью. Разницу в распределении сейсмической активности Э. Андерсен объясняет широко распространенными отложениями соли на небольших глубинах во впадине Вирджин. Соли и глинистые породы создают здесь водопроницаемую изоляцию, вследствие чего гидравлическая связь между водохранилищем и глубокими подземными водами отсутствует, чем и объясняется малое количество эпицентров землетрясений.

Хорошо документированы случаи землетрясений на водохранилищах Кремаста в Греции и Койна в Индии. Зафиксировано увеличение количества небольших толчков около этих водохранилищ сразу после их заполнения. Как считают многие ученые [6-9 и др.], связь землетрясений с водохранилищами была несомненной. За слабыми толчками типа форшоков следовали сильные толчки с магнитудами: $M = 6,2$ - для Кремаста и $M = 6,3$ - для Койна. В Кремасте сильный толчок проявился после трехмесячной активности слабых возбужденных землетрясений; в Койне кульминация произошла после четырех лет существования водохранилища.

Значительное увеличение сейсмичности наблюдалось после заполнения самого крупного искусственного водохранилища в мире — озера Кариба на р. Замбези (Африка). Самые сильные толчки достигали здесь магнитуды $M=6$.

Во всех указанных выше случаях была установлена корреляция уровня воды с выделением сейсмической энергии. Например, для плотины Кремаста она выражалась коэффициентом корреляции между уровнем воды водохранилища и логарифмом количества предшествующих толчков, который для некоторых отрезков времени доходил до 0,96, а в целом был удовлетворительным [6, 10].

Хорошо документированным случаем является водохранилище Синьфильцзян (Китай). Оно представляет особый интерес для изучения возбужденной сейсмичности потому, что там проводились длительные непрерывные и разнообразные наблюдения [11–13]. Это водохранилище расположено в 160 км к северо-востоку от Кантона. Высота плотины 105 м; объем водохранилища 11 500 млн. м³. Заполнение началось в октябре 1959 г. Вскоре начались частые землетрясения. Сильный толчок произошел 19 марта 1962 г. с $M=6,1$ и интенсивностью в 8 баллов в эпицентре, в районе плотины. С тех пор было зарегистрировано более 200 000 слабых толчков.

Геологически плотина расположена в очень подвижной зоне, в пределах гранитного сильно трещиноватого массива позднемезозойского возраста, обрамляющегося глубокой впадиной, заполненной мощными (~4 тыс. м) третичными отложениями. Древние разломы несут следы недавней тектонической активности. Сейсмичность выявилась сразу после заполнения. К декабрю 1972 г. зарегистрировано более 250 000 толчков с $M > 0,2$. Распределение эпицентров землетрясений неравномерно. В значительной мере они сосредоточены около плотины, где глубина воды максимальная. Очаги землетрясений лежат в интервале 1–11 км, чаще на глубинах 4–7 км. Хорошо устанавливается корреляция между уровнем воды, освобождающейся энергией и частотой землетрясений. Сейсмичность усиливалась по мере поднятия уровня воды водохранилища, при этом увеличивалась скорость освобождения энергии напряжений. За 28 месяцев до главного толчка было зарегистрировано около 82 тыс. больших и малых толчков. В течение 20 дней до главного толчка с $M=6,1$ сейсмичность постепенно уменьшилась, и землетрясений с $M \geq 3,0$ не было.

Для рассматриваемого случая впервые на водохранилищах изучалось соотношение скоростей V_p/V_s и было установлено, что продолжительность периода землетрясений и протяженность района, в котором обнаружены аномальные соотношения скоростей V_p/V_s , оказались меньше, чем соответствующие величины, относящиеся к обычным тектоническим землетрясениям. Преобладающее направление напряжений, вызывающих слабые землетрясения ($M=1,5-4,1$), для района водохранилища оказалось меняется. Позже такие же соотношения были установлены и на водохранилище в южных Альпах. Аномалии отношения скоростей V_p/V_s возникли только через 18 мес после начала сейсмической активности. При этом объем затронутых аномалией пород был меньше, чем объем, вызываемый обычными тектоническими землетрясениями. Выявлено также, что глубина максимального числа землетрясений увеличивалась с увеличением периода времени, что указывает на роль проникающей в породу воды [11–13].

Во всех перечисленных случаях проявление возбужденных землетрясений сопровождалось повреждением плотин, разрушением зданий и сооружений, а в двух случаях — человеческими жертвами (Индия, Греция).

Анализ известных случаев возбужденных землетрясений, вызванных заполнением водохранилищ, позволил сделать следующие эмпирические обобщения, учитывающие различные условия геологического строения разных водохранилищ [14–18].

1. По величине магнитуды возбужденных землетрясений можно выделить несколько категорий водохранилищ [17, 19].

1. Водохранилища с проявлением микросейсмичности. Ощутимые землетрясения не отмечались. Предполагают, что активность такого типа имеет место на многих водохранилищах, но не зарегистрирована из-за отсутствия на них со-

ответствующих сейсмографов. На ряде водохранилищ, где чувствительные приборы были установлены во время заполнения, наблюдалось изменение уровня микросейсмичности ($M < 2$).

2. Водоохранилища, в которых помимо микроземлетрясений происходили землетрясения с магнитудами M от 3 до 5, выявляющиеся при заполнении водохранилищ. Известно 12 таких случаев.

3. Водоохранилища с проявлением при заполнении длительной серии предварительных толчков, возникновением сильных толчков с $M > 5$, сопровождающихся большим количеством афтершоков. Известно шесть случаев, связанных с плотской плотин — Койна, Кремаста, Марафон, Кариба, Синфынцзян, Гувер. Во всех случаях сейсмичность вызвана водохранилищем и локализована в районе около него.

Указанные три категории водохранилищ, в которых увеличивается локальная сейсмичность после их заполнения, составляют лишь небольшую часть общего количества крупных водохранилищ мира.

Для подавляющего большинства водохранилищ, очень емких и с большой высотой плотины (> 100 м), отсутствует увеличение сейсмичности после заполнения. В большинстве случаев такие водохранилища располагаются в районах с низким сейсмическим фоном. Поскольку на современном уровне изученности проблемы возбужденной сейсмичности мы не можем указать критериев ее возможного проявления, важно установить причины не только появления возбужденных землетрясений в известных нам случаях, но и отсутствие их на других водохранилищах. В настоящее время все крупные водохранилища должны рассматриваться как потенциальные источники возбуждений сейсмической активности [17, 20].

II. В известных нам случаях возбужденной сейсмичности глубина очагов не превышает 5–6 км. С этим связывается небольшой диаметр зоны сотрясаемости и ее малая площадь. В некоторых случаях глубина гипоцентра достигает 10 км и более. Количество толчков, вызываемых заполнением водохранилищ, очень велико и определяется (в зависимости от точности регистрирующих приборов, их количества) от десятков до нескольких тысяч в год.

III. Распределение эпицентров подчиняется некоторым закономерностям. Большинство эпицентров группируется в зоны, контролируемые структурными особенностями конкретного района: распределением разломов, зон трещиноватости, простиранием структур и т.п. Поэтому эпицентры возбужденных землетрясений наблюдаются не только в районе плотины и водохранилища, но и в удалении от них, на расстоянии километров и нескольких десятков километров.

IV. Для многих случаев устанавливается несомненная корреляционная связь уровня воды водохранилища с количеством толчков землетрясений. Активность начиналась вскоре после заполнения водохранилища, и уровень сейсмической активности увеличивался по мере повышения воды. В деталях, в разных случаях характер этой связи различный: наблюдается или полная корреляция, или запаздывание сейсмических толчков после повышения уровня в водохранилище. Имели место случаи усиления сейсмической активности после поднятия уровня воды; ослабление ее при стабилизации уровня и резкое ослабление при понижении уровня водохранилища. Большинство крупных толчков происходило во время самого высокого уровня или близкого к нему. Наибольшие землетрясения были связаны с длительной серией предшествующих толчков и последующих афтершоков.

V. Освобождение сейсмической энергии сильными землетрясениями под влиянием водохранилища Кремаста привело к формулировке понятия "порога напряжения" [21]. Под ним понимается критическая точка, за которой следует разрядка. В настоящее время в водохранилище Кремаста происходит меньшее количество толчков, несмотря на то, что уровень воды в нем на 23–25 м выше уровня того времени, когда отмечалась главная сейсмическая активность. Это указывает, что для достижения "порога напряжения" необходимо время.

VI. Для водохранилищ с интенсивными землетрясениями было показано [10, 18], что соотношение магнитуды M наибольшего афтершока и главного толчка является высоким (примерно 0,9), при этом значение коэффициента "b" для предшествующих толчков и афтершоков в соотношении частоты и магнитуды также велико (более 1,0). Обе эти характеристики составляют резкий контраст с ситуацией, обычной для естественных землетрясений в тех же областях. Они предполагают неоднородность напряжений в гетерогенной среде.

VII. Для водохранилищ Синфыньцзян было установлено, что продолжительность периода землетрясений и протяженность района, в котором были обнаружены аномальные соотношения скоростей V_p/V_s , оказались меньше, чем соответствующие величины, относящиеся к обычным тектоническим землетрясениям [12]. Преобладающее направление напряжений, порождающих слабые землетрясения ($M = 1,5-4,1$), для этого же водохранилища со временем меняется.

VIII. При благоприятных обстоятельствах возбужденная сейсмическая активность возникает при высоте плотины в несколько десятков метров (плотина Хенрик-Фервуд в Ю. Африке; Марофон в Греции; Белеча в Югославии и др.). Но особенно отчетливо она проявляется, когда глубина водохранилища достигает порядка 100 м и более (Монтейлард во Франции - 147 м, Койна - 103 м, Кариба - 128 м, Кремаста - 147 м, Капельес в Испании - 150 м, Куробе в Японии - 100 м и многие другие). Вместе с тем установлено, что значительную роль оказывает общий объем воды водохранилища и площадь поверхности зеркала воды. Эти параметры при увеличении способствуют вероятности образования толчков, поскольку при этом увеличивается объем горных пород, подвергающихся воздействию воды.

Из сказанного следует, что не все возбужденные землетрясения оказываются опасными для искусственных сооружений. Интенсивность возбужденных землетрясений усиливается с высотой плотины и объемом водохранилища. Опасная сейсмическая активность проявляется, если общий объем воды в нем превышает 10^9 м³ и максимальная глубина водохранилища достигает 90 м и более. Однако мы знаем очень много примеров, где при одном или двух указанных параметрах локальная сейсмичность не возбуждается и не усиливается. Это указывает на то, что необходимы какие-то другие специфические условия возникновения возбужденных землетрясений. И прежде всего ими оказываются геологические условия.

IX. Выявляются эмпирические закономерности в отношении зависимости сейсмических толчков от геологических условий - геоморфологической обстановки, геологического строения, тектонических и тектонофизических условий. Их сочетание благоприятствует проявлению возбужденной сейсмичности. Кратко остановимся на них.

1. Расчлененный рельеф, который привлекает внимание проектировщиков (наиболее экономичный вариант), свойствен главным образом горным странам. Именно в них встречаются глубокие каньонобразные долины. Но эти же участки отличаются сложным геологическим строением. Так, гидроузлы Нурек, Токтогул, Чиркей, Ингури и другие располагаются на висячих крыльях взросов глубинного типа или в условиях antecedentных отрезков речных долин и обязательно в областях, испытывающих интенсивные новейшие тектонические движения. Вследствие этого большинство створов высоконапорных плотин в сейсмических районах оказывается приуроченным к наиболее тектонически неоднородным и потенциально сейсмичным участкам земной коры.

2. Наличие мягких грунтов, спокойно залегающих осадочных горных пород, отсутствие разломов, однородность пород, не способствуют накоплению напряжений и не приводят к образованию толчков после заполнения водохранилищ. Наоборот, распространение в пределах чаш водохранилищ трещиноватых пород с разломами, блоковой тектоники, с гетерогенными подстилающими породами благоприятствует возникновению сейсмических толчков. Наличие ранее существовавших разломов, по мнению [14], - необходимое условие для всех землетрясений, связанных с водохранилищами, и отсутствие таковых отчасти объясняет их асейсмичность.

3. Накопление напряжений, вызванных тектоническими деформациями, до уровня, при котором они превосходят прочность данной среды, является обязательным условием возникновения возбужденных сейсмических толчков [18, 20]. По данным опытных работ, анализ механизма очагов землетрясений и неотектоники оказалось, что поле естественных напряжений в верхних горизонтах земной коры весьма неоднородно и достаточно сложно. Выявлено значительное по величине накопление упругих напряжений, распределенных неравномерно, свидетельствующих об огромных запасах потенциальной энергии [22]. Эти участки находятся в состоянии квазистатического равновесия, определяемого Н. Хастом термином "динамическое равновесие" [23]. В областях подвижных накопленные напряжения в массивах горных пород образуют геодинамические поля, где напряжения превышают геостатическое давление и оказываются неоднородными по величине и по направлению отдельных составляющих. Почти всюду отмечается преобладание напряжения горизонтального сжатия, характеризующееся значительной анизотропией, особенно резко выраженной в зонах активных современных горообразовательных процессов и новейшей складчатости. Существование глобального поля сжимающих напряжений П.Н. Кропоткин и Н. Хаст объясняют общим сжатием Земли в настоящее время. Однако, по мнению Н.К. Булина [23], натурные определения напряжений имеют столь значительный разброс точек, что осреднение их одной линейной зависимостью, как это делают, практически невозможно. Поэтому указанные представления оказываются пока мало обоснованными. Отмечено, что поле естественных напряжений является изменчивым с глубиной и в верхних частях складчатого фундамента близко полю тектонических напряжений, возникающих при землетрясениях в большинстве сейсмоактивных зон Земли. Поверхность, ниже которой "избыточные" напряжения достигают максимальной величины, лежит на разной глубине (до 1-2 км). Вычисленная величина касательных напряжений в горных породах колеблется от нескольких сотен до 1000 кг/см^2 .

4. Последним необходимым геологическим условием возникновения сейсмических толчков при заполнении водохранилищ является наличие структурных неоднородностей в массиве горных пород, в частности ранее образованные разломы, в пределах которых происходит значительное скачкообразное перераспределение напряжений. Выявлено, что возмущение поля напряжения зависит от формы разрывов и их ориентировки по отношению к направлению главных напряжений. Наблюдается не только снижение напряжений, но на определенных участках и повышение их [24]. Зонам относительно повышенных напряжений соответствуют участки с повышенной тектонической активностью, в которых можно ожидать проявление возбужденных землетрясений. Из этого следует, что при прогнозе мест, где может возникнуть возбужденная сейсмичность, необходим структурный контроль [18, 20].

Х. Считается, что одним из необходимых условий возникновения сейсмических толчков при создании водохранилища является накопление напряжений, вызываемых тектоническими деформациями еще до его создания. При этом уровень напряжений должен быть близким к прочности среды, где они накапливаются. Наличие геодинамических полей, где напряжения превышают геостатическое давление и оказываются неоднородными по величине и по направлению отдельных составляющих еще до создания водохранилищ, способствует (при прочих благоприятных условиях) проявлению возбужденной сейсмичности.

Из сказанного можно сделать два вывода:

1. Возбужденные землетрясения - это те же природные землетрясения, которые отличаются только режимом выделяющейся сейсмической энергии под влиянием инженерной деятельности человека. Для них характерны: а) очень большое количество предшествующих толчков перед максимальным землетрясением; б) медленное убывание афтершоков; в) чрезвычайно большое соотношение между магнитудами максимального толчка и самого крупного афтершока; г) специфические взаимоотношения между частотой предварительных толчков и афтершоков; д) интенсивность, которая превышает региональный балл, усиливаемый за счет неглубокого положения очага и рельефных и грунтовых условий.

2. Для образования возбужденных землетрясений при заполнении водохранилищ необходимо сочетание благоприятных условий. К ним относятся указанные выше параметры водохранилища (высота напора, объем массы воды, зеркало водохранилища), наличие соответствующих горных пород с тектоническими неоднородностями в пределах чаши водохранилища, благоприятные геоморфологические условия, заранее накопленные избыточные упругие напряжения в массивах горных пород; благоприятная тектонофизическая обстановка. В разных конкретных условиях эти сочетания могут быть очень различными и давать разные эффекты. Возможны и другие, еще не выявленные факторы возникновения возбужденных землетрясений.

Много неясного в проблеме генезиса возбужденной сейсмичности. Она требует дальнейших исследований. По вопросу механизма их образования высказано много различных мнений [6, 9, 10, 12, 14, 15, 18, 20, 25 - 28 и др.].

Некоторые исследователи полагают, что в крупных водохранилищах нагрузка в виде веса воды может объяснить освобождение сейсмической энергии. Гравитационная энергия, освобождающаяся по мере прогибания земной коры (по данным нивелировок на 10 - 15 см) под весом воды, превращается в энергию упругого напряжения и сейсмическую энергию. Справедливость этой точки зрения соответствующими расчетами была показана для водохранилища Кариба [25] и озера Мид в США [14]. Изменение поля напряжений, обусловленное нагрузкой, рассматривается и для водохранилища Сифыньцзан [12]. Сделанные расчеты показали, что первоначальное прогибание поверхности под весом воды (до 10 см и более) вызывает горизонтальные напряжения, по величине меньшие, чем вертикальные, а на глубинах 3-5 км почти равные нулю. В центральных частях водохранилища максимальные касательные напряжения составляют около 3 бар и уменьшаются в стороны. Сравнение механизма очага главного землетрясения с полем напряжений, вызванным водной нагрузкой показывает, что основной толчок не мог быть вызван водной нагрузкой. Во всех случаях, где производился расчет, приходили к выводу, что напряжения, разрядившиеся за счет главного толчка и связанных с ним слабых землетрясений, в районе водохранилищ уже были накоплены до образования водохранилищ и близки к пределу прочности горных пород еще до его заполнения. Поэтому был предложен другой механизм, где вес воды водохранилища рассматривался в качестве стимулятора освобождения ранее накопленной упругой энергии, создающей напряженность горных пород. Такому действию могут благоприятствовать слои горных пород с различной устойчивостью к деформациям.

Уместно напомнить, что нам известны случаи, когда естественная, т.е. природная "пригрузка" при благоприятных геологических и геоморфологических условиях может высвобождать напряжения в виде энергии землетрясений. Ими могут быть большие океанические приливы, увеличение водной массы во время паводков, выпадение атмосферных осадков, инфильтрующихся в породу, и др. [20].

В настоящее время более распространенной точкой зрения является признание влияния воды на прочностные свойства горных пород. В основе этих представлений лежат экспериментальные данные о поведении пород под давлением, установленные главным образом американскими, английскими и другими исследователями. Важным выводом в изучении генезиса возбужденных землетрясений как следствие этих работ является признание влияния давления жидкости на механические свойства пород и их роли в механизме тектонических деформаций. Установлено, что порово-трещинное давление нейтрализует геостатическую нагрузку, уменьшает трение, прочность горных пород, изменяет их пластичность и приводит к формированию очагов землетрясений и к смещению блоков по тектоническим неоднородностям с освобождением ранее накопленных тектонических напряжений. Именно эти представления были применены для объяснения механизма возбужденных землетрясений, как под влиянием инъекции жидкости в скважины, подземных атомных взрывов, так и при создании крупных водохранилищ [15, 18]. В этом направлении в разных странах ведутся

многочисленные исследования. Создаваемое повышение градиента давления способствует проникновению воды в более глубокие зоны, где повышение порового давления способствует росту трещиноватости, результатом чего является еще более глубокое проникновение воды. Дополнительное поровое давление должно быть достаточно высоким, чтобы проникать в породы. Этот процесс идет по ослабленным зонам и тектоническим неоднородностям. Порода становится менее прочной, ранее существовавшая тектоническая напряженность разрешается землетрясениями.

Уменьшению прочности пород способствует ряд дополнительных механизмов, среди которых называют напряжение растворения в силикатных породах. Лабораторные исследования показали, что увеличение воды в кварце значительно сокращает время до момента разрушения или ускоряет процесс образования трещин при постоянной нагрузке. Предполагается, что гидратация молекул кремния - кислорода (SiO_2) способствует ослаблению прочности материала [18, 29, 30]. Уменьшение сколовой прочности породы может происходить и за счет обводнения трещин, выполненных глинистым материалом. При этом коэффициент внутреннего трения, как показали опыты, сокращается на 15% и сколовая прочность уменьшается на 50% [11, 12, 18]. Процессу разрушения породы способствует расклинивающее действие абсорбционных пленок воды, проникающей в мельчайшие трещины, создающее давление в сотни и даже тысячи атмосфер (П.А.Резиндер).

Сочетание указанных и ряда других процессов приводит к изменению физико-механических, физико-химических свойств горных пород, в частности к уменьшению их прочности. Вода, проникая по зонам трещиноватости или проблнения по разломам, будучи гидравлически связанной с водохранилищем, приводит к существенному увеличению парового давления по отношению к окружающей среде. Произойдет быстрое разрушение перемычек между ранее образовавшимися разломами. Величина естественного напряжения, способного вызвать скольжение или сколовые деформации, значительно уменьшается. Процесс развивается лавинообразно. Образуется крупный разрыв с выделением большой порции сейсмической энергии [20]. Таким образом, увеличение порово-трещинного давления приводит к уменьшению прочности породы настолько, что оказывается возможным образование разрыва при напряжениях, которые уже были в массиве горных пород, но до создания водохранилища не могли его вызвать. При этом вода действует на изменение физических и химических свойств горных пород и ослабляет их прочность. Пример закачки жидкости под давлением в Денвере [14, 31] показал, что образующиеся при этом землетрясения могут продолжаться и после того как процесс, давший толчок проявлению сейсмичности, приостановился. Это свидетельствует о том, что в некоторых случаях процесс выделения сейсмической энергии может продолжаться после достижения предельного состояния напряжений и не может быть остановлен. Это требует осторожности при проведении экспериментов по искусственному снятию напряжений при закачке жидкости в скважины.

Как было показано, на одном и том же водохранилище, где имела место возбужденная сейсмичность, действует не один из названных механизмов, а все, причем проявляются они параллельно [25, 18]. Их действие способствует созданию в массивах горных пород полей пониженной прочности, появлению сколовых деформаций и подвижек по существующим тектоническим швам или вновь образованным разрывам.

Очагу землетрясений в районе водохранилища, очевидно, соответствует какой-то объем в земной коре, где происходит перераспределение поля напряжения и образуется разрыв. Теория развития разрыва очень сложна. Она разработалась Я.Б.Фридманом, М.В.Гзовским и другими учеными, которые выделяли пять стадий в его образовании. Предполагалось, что в пределах водохранилища имеют место несколько потенциальных разломов, способных генерировать возбужденные землетрясения. Для них могут быть выделены три основные стадии развития.

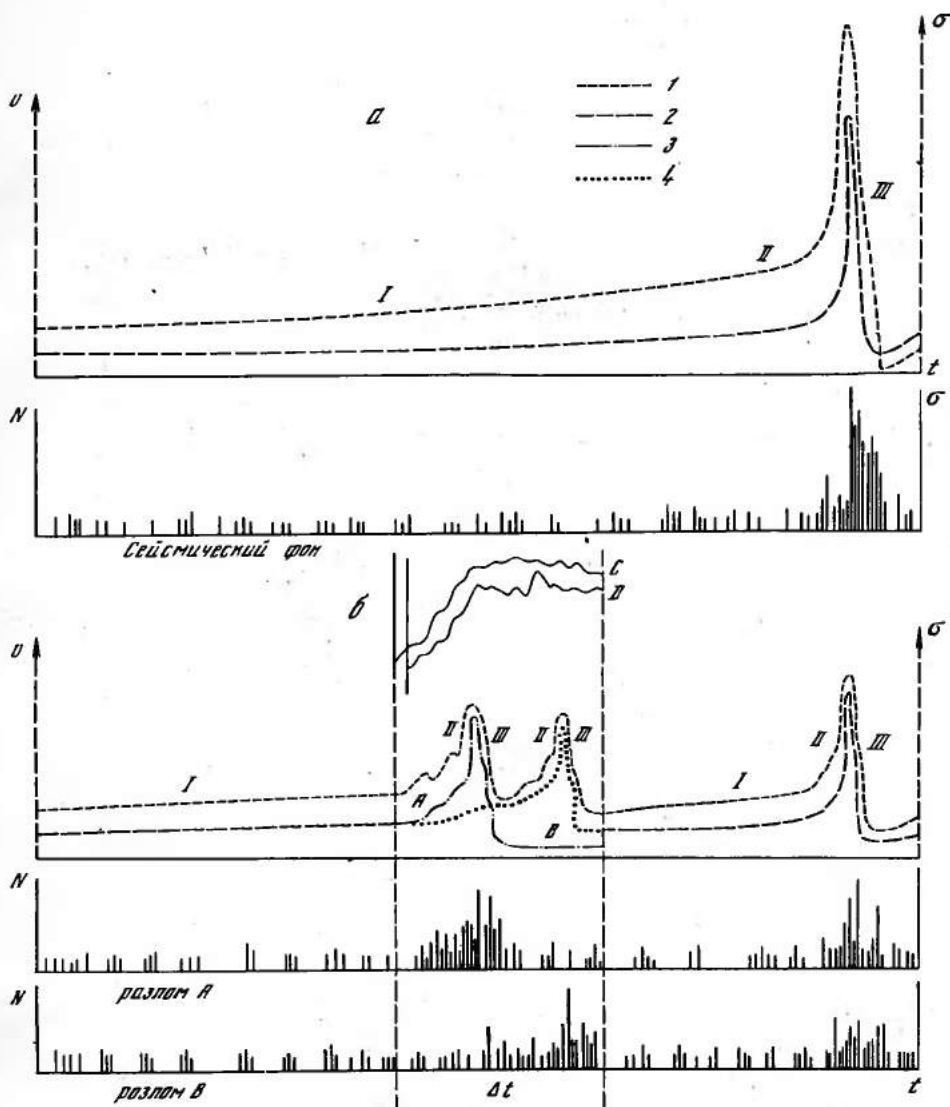


Рис. 1. Принципиальная схема предполагаемых изменений во времени t скорости деформации v тектонических напряжений σ и выделения сейсмической энергии N а - при естественном развитии процессов в ходе длительного времени t ; б - под влиянием созданного водохранилища; 1 - кривая изменения напряжений σ ; 2 - кривая изменения скорости деформаций v ; 3 - изменение деформации для разлома А; 4 - то же, для разлома В; I - стадия подготовки разрыва; II - стадия проявления форшоков; III - возникновение главного толчка землетрясения, перераспределение напряжений и проявление афтершоков; С - колебания уровня водохранилища; Д - колебания нагрузки от воды; Δt - изменение масштаба времени и проявление возбужденной сейсмичности

При естественном развитии процессов в ходе длительного времени выделяются следующие стадии (рис. 1):

- подготовки разрыва, накопления тектонических напряжений при медленно развивающейся деформации, при этом выделяются небольшие порции энергии в виде слабых землетрясений (сейсмический фон);
- нарастания напряжений и активизации деформации, сопровождающейся проявлением форшоков; эта стадия завершается возникновением крупного разрыва, вызывающего главный толчок землетрясений;



в) последующего перераспределения напряжений, разрастание разрыва, проявление афтершоков.

На рис. 1, В показан тот же процесс под влиянием действия созданного водохранилища. Напряжения достигают предела прочности горных пород значительно раньше и разрешаются более слабыми толчками землетрясений. При этом "созревание" различных разломов (А и В) может произойти в разное время. Если зона сдвигания разлома гидравлически связана с водохранилищем, воздействие порово-трещинного давления может оказаться эффективным. Оно будет существенно больше, чем в окружающей среде. Произойдет разрушение связей в зоне тектонического контакта. Величина естественного напряжения, способного вызвать скольжение или деформацию, значительно уменьшается. Процесс развивается лавинообразно, образуется относительно крупный разрыв с выделением большой порции сейсмической энергии.

Рис. 1 отражает принципиальную сторону процесса. Описанному процессу разрушения будет способствовать ряд других сопутствующих механизмов, указанных выше.

Таким образом, создание водохранилища способствует перераспределению поля напряжения, появлению сколовых деформаций в земной коре, вызывает увеличение частоты слабых землетрясений и приближает срок возникновения сильных землетрясений. Вместе с тем проявление наиболее сильного возможного землетрясения для данного сейсмического района отодвигается.

Существенным итогом изучения возбужденной сейсмичности является попытка определить значение геологической, в частности неотектонической, обстановки в развитии этих событий и установить, имеет ли место влияние проявления новейших и современных движений на возникновение напряжений, разрядку которых в виде землетрясений ускоряет инженерная деятельность человека [16, 20, 32 и др.]. Оказалось, что современная сейсмичность гораздо теснее связана с новейшей тектонической структурой, что наглядно видно на неотектонических картах, и с полем напряжений, возникающих в неотектонический этап, чем с многоактно формировавшейся более древней структурой, возникшей в иной системе напряжений. Это видно из карт неотектоники и неотектонического районирования [33, 34]. А как было показано на примере территории СССР М.В. Гзовским [35], каждый из выявленных неотектонических районов отличается разными количественными характеристиками максимальных касательных напряжений в земной коре и энергией тектонических и сейсмических процессов.

Обращает на себя внимание приуроченность возбужденных землетрясений к двум областям (рис. 2):

1) тектонически подвижным в новейшее время (области материкового орогенеза и рифтогенеза) и 2) перикокеаническим зонам древних платформ Гондванской группы (Бразильской, Африканской, Индийской, Австралийской).

Рис. 2. Упрощенная карта новейшего тектонического районирования мира (с зарегистрированной возбужденной сейсмичностью)

1 - континентальные платформы; 2 - континентальные орогены; 3 - континентальные рифтогены; 4 - переходные области: геосинклинальные системы, краевые разломы и континентальные флексуры; 5 - океанические платформы; 6 - океанические орогены; 7 - океанические рифтогены; 8 - водохранилища с установленной сейсмичностью; 9 - сейсмические явления, связанные с закачкой жидкости в скважины; 10 - сейсмические явления, связанные с подземными взрывами; 11 - районы с зарегистрированным выходом энергии, обусловленным периодической естественной нагрузкой масс воды (паводки речных потоков и др.); 12 - зарегистрированные колебания подземных вод, связанные с землетрясениями и подземными взрывами; 13 - районы с возможными возбужденными землетрясениями в перикокеанических зонах; 14 - крупные шельфовые зоны

Первая область характеризуется контрастным рельефом, сложной структурой слагающих пород; в 10-15 раз более интенсивными дифференцированными тектоническими движениями по сравнению с платформенными областями; большими градиентами движений, повышенной сейсмичностью, вулканизмом, геотермической ступенью. Эта область отличается неравномерно напряженным состоянием массивов горных пород, аномально высокими пластовыми давлениями, поэтому к ней приурочено большинство известных случаев возбужденных землетрясений.

В их краевых частях, второй области, соседствующей с океаном, выявляются узкие пояса периокеанических опусканий. Последние начались в позднем мезозое, продолжились в кайнозое и проявлялись в неотектонический этап. Интенсивное опускание в пределах периокеанических зон на континентах сменяется направленными положительными движениями щитов. Это приводит к накоплению тектонических напряжений в блоках земной коры краевых частей древних платформ, периодически разрешающихся землетрясениями. Следовательно, древние платформы не являются асейсмичными. Именно в таких зонах зафиксированы возбужденные землетрясения в Индии (Койна и др.), Бразилии, Южной Африке и др. [20].

Уточнение и разработка этих вопросов могли бы привести к созданию прогнозной схемы, показывающей перенапряженные участки земной коры, где, возможно, при благоприятных сочетаниях условий следует ожидать проявления возбужденных землетрясений при инженерном вмешательстве человека в природную среду.

В последние годы широкую популярность приобрела дилатансионно-диффузионная гипотеза, разработанная американскими сейсмологами (Шольцем, Сайксом, Аггарвалом, Андерсеном и др.). Это - логичная стройная модель, которая, однако, требует критического подхода. Наблюдения над землетрясениями в СССР и США показали, что отношение сейсмических скоростей V_p/V_s перед толчком землетрясения уменьшалось до аномально низких величин. Толчок происходит сразу после возвращения отношения V_p/V_s к их нормальной величине.

Теоретической основой дилатансионно-диффузионной модели явились лабораторные опыты над разрушением образцов горных пород. Было установлено, что сухая порода и обводненная ведут себя по-разному. Перед разрушением образец горной породы претерпевает неупругое объемное увеличение вследствие образования множества микроскопических трещин, возникновение которых предшествует разрушению. Это явление было названо дилатансией (неупругое изменение объема). Расширение приводило к потере воды во вновь образующихся порах и трещинах, что обуславливало уменьшение скоростей продольных волн V_p и не влияло на поперечные волны V_s . Отношение скоростей V_p/V_s уменьшалось. Затем вследствие процессов диффузии и подтока жидкости в природных условиях со стороны порода обводнялась. Соотношение V_p/V_s к этому времени приходило к исходной величине. Весь процесс происходит на фоне постепенно продолжающейся аккумуляции тектонических напряжений, вызывающих увеличение эффективной напряженности. При заполнении пор и вновь образовавшихся трещин водой внутрипоровое давление является той критической добавкой, которая приводит в действие триггерный механизм с образованием толчка землетрясения. Считают, что следствием указанного механизма является изменение скоростей вертикальных движений, устанавливаемых повторными нивелировками, изменение электросопротивления горных пород, содержания радоновых эманаций, гидрохимические изменения подземных вод и дебита источников, изменение температуры воды и другие нарушения режима и аномалии. В рассматриваемом процессе выделяется три стадии развития.

Такова сущность новой гипотезы, которая быстро распространилась среди сейсмологов и которую принимают некоторые геологи и тектонофизики; она завоевывает популярность и в нашей стране. При этом считается, что главный действующий фактор в этом процессе не тектонические напряжения, а изменяющиеся свойства среды, величина внутрипорового давления, тектоническая обстановка при этом отгесняется на второй план. Вот почему нам представляется, что данная модель требует к себе критического отношения. Мы вынужде-

ны ограничиться краткими замечаниями. Основой всей идеи являются лабораторные опыты над образцами горных пород. Но вряд ли возможно данные эксперимента переносить на природные явления, сложно протекающие в совершенно иной обстановке. Уже имеются указания, что гипотеза не всегда подтверждается на практике, на что недавно было обращено внимание сейсмологом Калифорнийского технологического института Х. Канамари, изучавшим землетрясение в июне 1975 г. в пустыне Мохова с $M = 5,2$ (Калифорния). В этом случае не было зарегистрировано падения скорости сейсмических волн, предусматривающегося гипотезой дилатансии. По-видимому, зоны неупругого расширения пород, т.е. область дилатансии, нельзя рассматривать вне геологической структуры и строения. Нам представляется, что разрушение пород, сопровождающееся неупругим объемным увеличением, не может происходить во всем массиве, выявляющемся по данным сейсмических наблюдений (V_p/V_s), а должно быть приурочено только к зонам тектонических неоднородностей и к зонам потенциальных разломов. В разграничивающих их массивах никаких изменений пористости или микротрещиноватости произойти не может, так как на особенности этого процесса будут влиять физико-механические свойства гетерогенной геологической среды. Дилатансию следует рассматривать как проявление тектонических деформаций, которые в большинстве случаев подчиняются блоковому строению земной коры, что не учитывает рассматриваемая модель. В связи с этим процессы диффузии — подтока жидкости со стороны — возможны только по системе трещиноватости, а не по поровым трещинам, пронизывающим всю породу. В конечном итоге причиной григгерного механизма будут все-таки изменения тектонических напряжений. Все явления парогенетически связаны между собой, а начальной причиной являются внутренние геологические процессы, управляющие тектоническими движениями, вызывающими деформации и напряженное состояние массивов горных пород.

Накопление упругой энергии идет за счет тектонических деформаций, изменяющих во времени свою скорость. Это обязывает нас рассматривать землетрясения как геологический процесс и принимать во внимание особенности геологического пространства и влияние геологического времени, в условиях которого протекают все геологические процессы. По-видимому, взгляд, основанный на детерминированных связях, что землетрясение — следствие увеличения напряжения, крайне упрощен. Необходимо исходить из более сложной модели, учитывающей вероятностную связь и со многими другими явлениями и процессами, протекающими в геологическом пространстве и имеющими во многих случаях парагенетические связи. Необходим системный подход. Нам представляется, что без введения серьезных коррективов данная гипотеза не может быть применена для объяснения возбужденной сейсмичности.

В СССР по разработке проблемы усиления локальной сейсмичности, связанной с инженерной деятельностью человека, проводятся большие работы, как теоретические — по разработке новых идей, оригинально освещающих причины возбуждения сейсмичности [36, 37 и др.], и экспериментальные, как и практические, связанные со строительством. Начались эти исследования совсем недавно. Главное направление работ — накопление наблюдательного материала на проектирующихся и строящихся гидростанциях: Нурекской, Тсктогульской, Чарвакской, Ингури, Чиркейской, Зейской и других.

Посредством натурных наблюдений в районах строительства крупных гидротехнических сооружений проводятся комплексные исследования. При этом изучается сейсмический режим, вариации геофизических полей, ставятся наблюдения за скоростью ультразвуковых волн в опытных штольнях в зонах разломов, проводятся электрометрические исследования для изучения изменений напряженного состояния. Особой задачей является определение изменений напряженного состояния горных пород во времени по анализу механизма очагов, слабых землетрясений, при этом регистрируется естественное электрическое поле, выясняется изменение электропроводимости горных пород. В комплекс этих исследований входит также проведение наблюдений над смещениями земной поверхности при помощи деформографов и наклономеров разных систем,

установка аппаратуры для регистрации микропотрескиваний и связанных с ними высокочастотных электрических импульсов, проведение повторного нивелирования, триангуляции, трилатерации, осуществление контроля за изменением уровня воды в водохранилище и режимом фильтрационных вод в теле строящейся плотины, устанавливается сейсморегистрирующая аппаратура, проводятся геохимические исследования и т.д. Этот комплекс работ осуществляется в тесном сотрудничестве с различными научно-исследовательскими и проектными институтами совместно со строительными организациями.

Некоторые научно-исследовательские организации помимо этого проводят экспериментальные исследования в лабораторных условиях с целью изучения порогового давления и выяснения его значения на образовании разломов, выявления влияния жидкости на изменение порогового давления и соответственно изменение прочности горных пород (изменение трения и сцепления пород), определения агрессивности вод при изменяющихся термодинамических условиях и изменения физических свойств воды (вязкость, поверхностное натяжение и др.). Проводились эксперименты по возбуждению упругих колебаний на моделях путем изменения порогового давления в слое, осуществлялось математическое моделирование и др.

Приведенное перечисление наглядно показывает значение этих работ не только для понимания возбужденных землетрясений, но и для проблемы поисков предвестников землетрясений.

К сожалению, в проведении этих исследований встречаются трудности и имеются недостатки. На них уже обращалось внимание в работе [38]. Например, в некоторых случаях изучение этого явления ставится после начала строительства не на всех объектах. Нам еще не ясен оптимальный комплекс натурных наблюдений (иногда он бывает случайным). Недостаточна связь между специалистами разных профилей, хотя всем ясно, что рассматриваемая проблема комплексная; недостаточна взаимная информация. До сих пор отсутствуют методические руководства и рекомендации для различного рода наблюдений, имеющих целью изучение возбужденных землетрясений. Недостаточное внимание уделяется геологическим аспектам этой проблемы. Вместе с тем исследование, которые учитывали бы разнообразные геологические критерии в образовании возбужденных землетрясений, не только твердую, но и жидкую фазу среды, где развиваются сейсмические процессы, были бы необходимыми для познания сейсмотектоники и тектонофизики неглубоких землетрясений и представляли бы интерес для поиска путей контроля сейсмического процесса.

Только комплексные исследования могут дать необходимый фактический материал, анализ которого позволит наиболее надежно установить влияние инженерной деятельности на геологическую среду и научиться управлять возбужденными землетрясениями.

ЛИТЕРАТУРА

1. International colloquium on seismic effects of reservoir impounding (COSERI). London, Roy. Soc., 1973.
2. Seismic effects of reservoir impounding. — "Eng. Geol.", 1974, 8, N 1/2.
3. First International symposium on induced seismicity. Summaries Canada, Banff, 1975.
4. A. Rogers. Microseismicity studies at lake Mead. — Intern. Colloq. (COSERI). London, Roy. Soc., 1973.
5. E. Anderson. Late Cenozoic tectonic environment of the lake Mead area. — Intern. Colloq. (COSERI). London, Roy. Soc., 1973.
6. H.K. Gupta, B.K. Rastogi, H. Narain. Some discriminatory characteristics of earthquakes near the Kariba, Kremasta and Koyna artificial lakes. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, 62, N 2.
7. B.C. Papazachos. On the relation between certain artificial lakes and the associated seismic sequences. — "Engng. Geol.", 1974, 8, N 1/2.
8. S.K. Guha, P.D. Gosavi, B.N.P. Agarwal, J.G. Padale, S.C. Marwadi. Case histories of some artificial crustal disturbances. — "Engng. Geol.", 1974, 8, N 1/2.
9. J. Drakopoulos. Conditions and triggering mechanism of seismic activity in the regions of Kremasta-Kastraki dams (Greece). Athens, 1974.
10. H.K. Gupta, B.K. Rastogi, H. Narain. Common features of the reservoir-

- associated seismic activities. - "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, 62, N 2.
11. Sheng Chung-kang, Chang Chuan e. a. Earthquakes induced by reservoir impounding and their effect on the Hsinfengkiang dam. Peking, 1973.
 12. Wang Miao-yueh e. a. Mechanism of the reservoir impounding earthquakes at Hsinfengkiang and a preliminary endeavour to discuss their cause. Peking, 1975.
 13. Hsu Tsung-ho e. a. Strong-motion observation of water-induced earthquakes at Hsinfengkiang reservoir in China. Peking, 1975. ;
 14. D.S. Carder. Reservoir loading and local earthquakes. - "Bull. Geol. Soc. America", 1970, 81, N 8.
 15. J.P. Roth e. Artificial earthquakes. - "Tectonophysics", 1970, 9, N 2/3.
 16. Н.И. Николаев. Усиление региональной и локальной сейсмичности, связанной с заполнением крупных водохранилищ. - В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, вып. 5. М., Изд-во МГУ, 1973.
 17. D.W. Simpson. Seismicity associated with reservoir impounding. - First Intern. Sympos. Summaries. Canada, Banff, 1975.
 18. C. Kisslinger. Mechanisms of induced seismicity: theory. - First Intern. Sympos. Summaries. Canada, Banff, 1975.
 19. S.K. Guha, P.D. Gosavi, J.G. Padale, S.C. Marwadi. Reservoir impounding and seismic activities. - First Intern. Sympos. Summaries. Canada, Banff, 1975.
 20. Н.И. Николаев. Tectonic conditions favourable for causing earthquakes occurring in connection with reservoir filling. - "Engng Geol.", 1974, 8, N 1/2.
 21. J. Drakopoulos. Seismic activity close to the Kramasta-Kastraki dams (Greece) and related problems. - Intern. Colloq. (CCSERI). London, Roy. Soc., 1973.
 22. Напряженное состояние земной коры. Под ред. П.Н. Кропоткина. М., "Наука", 1973.
 23. Н.К. Булин. Современное напряженное состояние земной коры. - "Геол. и геофиз.", 1973, № 12.
 24. М.В. Гзовский. Современные возможности оценки тектонических напряжений в земной коре. - В кн.: Тектономика и механические свойства горных пород. М., "Наука", 1971.
 25. D.I. Gough, W.I. Gough. Stress and deflection in the lithosphere near lake Kariba. - "Geophys. J.", 1970, 21.
 26. D.M. Evans. The Denver area earthquakes and the Rocky mountain arsenal disposal well. - "Mountain Geol.", 1966, 3.
 27. R.S.T. Lane. Seismic activity at man-made reservoirs. - "Proc. Instn Civil Engrs", 1971, 50, N 9.
 28. Н.Г. Киссин. О проблеме землетрясений, вызванных инженерной деятельностью. - "Сов. геол.", 1972, № 2.
 29. R.J. Martin. Time-dependent crack growth in quartz and its application to the creep of rocks. - "J. Geophys. Res.", 1972, 77.
 30. C.H. Scholz. Static fatigue of quartz. - "J. Geophys. Res.", 1972, 77.
 31. J.H. Healy, W.W. Rubey, D.T. Griggs, C.B. Raleigh. The Denver earthquakes. - "Science", 1968, 161, N 3848.
 32. Н.И. Николаев. Искусственные землетрясения. - "Природа", 1973, № 7.
 33. Карта новейшей тектоники СССР (масштаб 1:5 000 000). Под ред. Н.И. Николаева, С.С. Шульца. М., Госгеолтехиздат, 1960.
 34. Н.И. Николаев. Карта новейшей тектоники Мира. - "Тектомология", 1970, № 4.
 35. М.В. Гзовский. Основы тектономики. М., "Наука", 1975.
 36. В.С. Панфилов. О связи заполнения водохранилищ с землетрясениями. - "Гидротехн. стр-во", 1973, № 5.
 37. Л.Д. Белый. Реверсивная гипотеза водохранилищных землетрясений. - "Узб. геол. журн.", 1974, № 1.
 38. Н.И. Николаев. Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим. - Вестн. АН СССР, 1974, № 8.

ИТОГИ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ РАБОЧЕЙ ГРУППЫ ЮНЕСКО ПО СЕЙСМИЧЕСКИМ ЯВЛЕНИЯМ, СВЯЗАННЫМ С КРУПНЫМИ ВОДОХРАНИЛИЩАМИ

За последние 10–15 лет значительно увеличилось строительство крупных плотин. В мировом опыте были зарегистрированы случаи, когда заполнение водой крупных водохранилищ сопровождалось сейсмической активностью выше нормальной для данного района, и очаги землетрясений располагались в непосредственной близости от водохранилищ или под ними. Некоторые землетрясения подобного рода вызвали разрушение плотин, близлежащих строений и человеческие жертвы. В связи с этим на заседании Объединенной комиссии по сейсмологии и сейсмостойкому строительству (Международной ассоциации по сейсмологии и физике Земли и Международной ассоциации по сейсмостойкому строительству), проводившемуся в научном центре ЮНЕСКО, было внесено предложение создать при ЮНЕСКО рабочую группу специалистов. В задачу Рабочей группы входили сбор и рассмотрение информации по сейсмическим явлениям, вызванным в некоторых случаях заполнением крупных водохранилищ, и составление практических рекомендаций, которые ЮНЕСКО могло бы осуществлять в этом направлении.

Ряд международных научных и технических ассоциаций проявили интерес к различным аспектам возбужденной сейсмичности. Поэтому секретариат ЮНЕСКО предложил этим организациям назвать имена специалистов, которые могли бы стать членами такой Рабочей группы. Международная ассоциация по сейсмологии и физике Земли (IASPEI) выдвинула проф. Ж.П. Ротэ (Франция); Международная ассоциация по сейсмостойкому строительству (IAEE) – проф. С. Окамото (Япония); Европейская комиссия по сейсмостойкому строительству (ЕСЕЕ) – проф. Н.Н. Амбразейза (Великобритания); Международная комиссия по крупным плотинам (ICOLD) – инж. А. Божовича (Югославия); Международный союз геологических наук (IUGS) выдвинул проф. Н.И. Николаева (СССР); Международная ассоциация инженерной геологии (IAEG) – д-ра Л.Клаффа (США); Международное общество по механике грунтов и фундаментостроению (ISSMFE) – д-ра Д.Х. Мак-Дональда (Канада); Международное общество по механике горных пород (ISRM) – д-ра М. Роча (Португалия).

В составе выбранных членов состоялось четыре заседания Рабочей группы (1970 – Париж, ЮНЕСКО; 1971 – Париж, ЮНЕСКО; 1973 – Лондон, Королевское Общество; 1975 – Банфф, Канада). Заседания проходили под председательством представителя секретариата ЮНЕСКО д-ра Е.М. Фурнье д'Альба. На некоторых заседаниях присутствовали: представитель Программы развития Организации Объединенных Наций (UNDP) – д-р М. Швоб, консультант ЮНЕСКО – д-р Ю.Б. Оден, представитель ООН – д-р П. Алагатпан и другие. Итогом работы каждого заседания было коллективное составление докладов, принимавшихся после оживленных дискуссий и публиковавшихся ЮНЕСКО под редакцией Е. Фурнье д'Альба. Доклады содержали обзоры состояния проблемы и рекомендации в отношении изучения явления возбужденной сейсмичности и многие другие вопросы [1–3]. Секретариат ЮНЕСКО рассылал доклады всем государствам – членам ООН, а также научным и инженерным организациям в этих государствах и секретариатах всех международных ассоциаций, представленных в Рабочей группе, и некоторым другим. В свою очередь секретариаты этих ассоциаций распространяли доклады среди своих членов. В числе обсуждавшихся вопросов были проблемы сбора и обмена информацией,

данные и описания событий; методика полевых наблюдений и проблемы исследований возбужденной сейсмичности; международные консультации и различные организационные вопросы. При участии д-ров Р.Д. Адамса (Новая Зеландия), Д.М. Гафа (Канада) и К.Дж. Мюнрхеда (Австралия) была подготовлена подробная формулировка проблем и методов, включенных в сейсмическую службу крупных водохранилищ [3].

На первом заседании Рабочей группы было рассмотрено состояние знаний о сейсмических явлениях, связанных с крупными водохранилищами и с закачкой или откачкой жидкости в скважинах. Группа пришла к общему мнению, что вновь возникающая или усилившаяся сейсмичность, вызванная водохранилищем, может представлять опасность для самой плотины, для населения, живущего ниже по течению (в результате наводнения при прорыве плотины) и для окружающих поселений (при разрушении построек). Поэтому сейсмическое прогнозирование и контроль должны стать обычной процедурой на крупных водохранилищах и начинаться задолго до окончания работ и заполнения водохранилищ, чтобы можно было обнаружить естественную сейсмичность и установить ее размещение во времени и пространстве.

Для объяснения связи землетрясений с заполнением водой крупных водохранилищ могут рассматриваться различные факторы. Значение каждого из них может меняться от случая к случаю и не следует исключать из рассмотрения ни один из факторов. Поскольку давление, вызванное водой водохранилища, является небольшим по сравнению с естественным напряжением на тех глинах, где наблюдаются очаги землетрясений, можно предполагать, что рассматриваемые массы горных пород уже были близки к пределу прочности до заполнения водохранилища.

Вес воды в водохранилище в некоторых случаях может быть достаточным, чтобы явиться триггерным механизмом для накопленной энергии напряжения. Такому действию могут благоприятствовать слои с различной прочностью к деформации. С другой стороны, поднятие уровня воды в водохранилище может изменить поле эффективного напряжения в массе горных пород, в результате увеличения порового давления. При этом может произойти разрыв. Такой процесс может проявляться преимущественно вдоль трещин, разломов или других ослабленных участков, обусловленных тектонической неоднородностью, допускающих перемещение поровой жидкости. При увеличении порового давления уменьшается нормальное эффективное напряжение, что может вызвать землетрясение; в таких случаях разница между уровнем воды, достигнутым в водохранилище и естественным уровнем подземных вод, будет значительным фактором. В обоих случаях (действие веса или порового давления) расширение площади, занятой водохранилищем, увеличивает вероятность появления толчков, поскольку при этом увеличивается масса пород, подвергающихся данному напряженному состоянию.

Многие крупные водохранилища заполнялись водой, и это не влекло за собой значительного усиления сейсмической активности. В таких случаях первоначальное напряжение в массивах горных пород несомненно было гораздо ниже того предела, при котором возникают разрывы. Главная проблема, которая должна быть решена для предсказания возбужденных землетрясений на водохранилищах, — это изменение первоначального напряжения в породах данного бассейна.

Научные заседания, проведенные по инициативе Рабочей группы

На первом заседании Рабочей группы рассматривался вопрос проведения Международного симпозиума по проблеме сейсмических явлений, связанных с крупными водохранилищами. На втором заседании были заслушаны научные доклады Ж. Роте, А. Божовича, Д. Мак-Дональда, Н.И. Николаева, С. Окамото, Л. Клаффа и Н. Амбразейса, посвященные обзору и контролю возбужденной

сейсмичности в некоторых странах и вопросам геологических условий возникновения таких землетрясений и их причинам. В обсуждении докладов приняла участие группа заинтересованных инженеров, инженеров-геологов и других ученых главным образом из Парижа.

Организация и проведение Международного научного симпозиума должны были явиться стимулом к исследованию проблемы и привлечению внимания инженеров-проектировщиков к этим явлениям. Было принято решение, что такому симпозиуму будет предшествовать коллоквиум с целью предварительного обмена информацией и ее обсуждения, что создаст базу для рассмотрения этих вопросов на более крупном совещании.

Такой Международный коллоквиум был организован Королевским обществом в Лондоне (март, 1973). В его работе приняло участие около 80 специалистов из 15 стран (Великобритании - 36 делегатов, США - 13, Франции, Канады, Индии и Греции по 2 делегата, Перу, Новой Зеландии, Австралии, Тасмании, Японии, Мексики, СССР, Турции, Югославии и ФРГ по 1-му делегату).

На сессии были затронуты следующие четыре проблемы:

1. Описание случаев возбужденных землетрясений, связанных с заполнением водохранилищ. Обзорный доклад был сделан А. Божовичем [4]. Помимо этого было заслушано 16 дополнительных сообщений.

2. Механические свойства материала земной коры. Обзорный доклад по экспериментальным исследованиям горных пород с учетом термодинамических условий в зонах очагов возникающих возбужденных землетрясений сделал проф. И.Ф. Брейс [5]. Дополнительно заслушано семь сообщений.

3. Сейсмотектоника и механика землетрясений. Этой проблеме было посвящено наибольшее количество докладов. В докладах С.Б. Рейли и Ж.Х.Хили был дан обзор по вопросам сейсмотектоники; Н.И. Николаев [6] рассмотрел проблему тектонических условий возникновения землетрясений, связанных с заполнением крупных водохранилищ [3]. В 12 кратких сообщениях (докладчики преимущественно из США) были изложены различные аспекты этой проблемы.

4. Будущие исследования. В докладе С. Ломница были изложены перспективы исследований [7]. В пяти сообщениях были освещены предполагаемые наблюдения в районах вновь создаваемых водохранилищ в Иране, Эфиопии, Тасмании и некоторые методические вопросы. Доклады были частично опубликованы [8, 9].

Коллоквиум проходил в непринужденной обстановке, в атмосфере откровенного обмена опытом и мнениями по многим аспектам этой комплексной проблемы; он был успешным, так как объединил специалистов очень разных направлений. В ходе коллоквиума был сделан ряд выводов, одним из которых было заключение, что в настоящее время получено достаточно информации для созыва Международного симпозиума для подробного обсуждения проблемы.

На третьем заседании Рабочей группы ЮНЕСКО было рассмотрено предложение университетов Альберта и Британской Колумбии (Канада) по организации Международного симпозиума [3]. Это предложение было одобрено и высказано пожелание, чтобы круг обсуждаемых вопросов был расширен путем обзора сейсмических явлений, связанных и с другими видами инженерной деятельности.

Под руководством указанных университетов, действовавших через организационный комитет (представитель - проф. Д.М. Гаф), 15-19 сентября 1975 г. был проведен Первый Международный симпозиум по возбужденной сейсмичности (ISIS), проходивший в школе изящных искусств в Банффе, провинции Альберта. Он был организован при содействии Национального Состава по исследованиям Канады и департамента энергетики и под руководством международных научных и тектонических обществ, представленных в Рабочей группе в ЮНЕСКО. В работе симпозиума приняли участие 101 специалист из 22 стран. Наиболее представительными были делегации из США (40 делегатов), Канады (24 делегата), Китая (7 делегатов) и ФРГ (5 делегатов). Остальные страны, участвовавшие в симпозиуме, представляли от одного до трех делегатов.

В работе приняли участие ученые стран, которые не присутствовали на Лондонском коллоквиуме. Это — представители Польши, Бельгии, Норвегии, ЮАР, Нигерии, Венесуэлы, Швейцарии, Чили, Перу и др. Если среди специалистов, участвовавших в лондонском коллоквиуме, преобладали сейсмологи, то симпозиум в Банффе объединил сейсмологов, геологов, тектонистов, физиков, гражданских инженеров, горных инженеров, инженер-геологов, гидрогеологов, геодезистов и специалистов других направлений.

На симпозиуме были обсуждены следующие проблемы: 1) механизмы возбужденной сейсмичности; 2) механические и гидравлические свойства пород в связи с возбужденной сейсмичностью; 3) сейсмичность, связанная с разработкой недр; 4) сейсмичность, связанная с заполнением водохранилища; 5) сейсмичность, связанная с закачкой жидкости; 6) оборудование для наблюдения за возбужденной сейсмичностью.

По каждой проблеме был сделан обзорный доклад. Помимо этого было зачитано 54 сообщения. Из них около 30 были посвящены сейсмичности, связанной с заполнением водохранилищ. Это указывает на продолжающийся и растущий интерес к этой проблеме, для изучения которой первоначально была создана Рабочая группа ЮНЕСКО. По мнению последней, на симпозиуме должны были бы быть обсуждены технические и экономические аспекты всей проблемы и число участников симпозиума должно было бы быть большим. Однако необходимо иметь в виду трудности организации подобного совещания.

Симпозиум в Канаде способствовал распространению новой информации, что обеспечивает дальнейший успех в изучении сейсмических явлений, связанных с инженерной деятельностью. На нем было показано, что за последние годы расширилось как число этих явлений, так и география их распространения. Они зарегистрированы во всех частях света и во многих странах. Выяснилось, что за рубежом проводится интенсивная работа по изучению этого явления многим национальными институтами и частными фирмами. Наибольшие успехи в этом отношении достигнуты в США. Показательно, что почти все обобщающие доклады были сделаны именно американцами.

Основные направления сейсмического контроля за плотинами и водохранилищами

С самого начала деятельности Рабочая группа ЮНЕСКО считала, что контроль за сейсмическим изменением района плотин и водохранилищ играет огромную роль на современном этапе познания возбужденной сейсмичности. Постоянное внимание она уделяла проблемам оснащения оборудованием, контроля и полных наблюдений. Уже на первом заседании Рабочей группы были намечены методы инструментальных исследований, а также система контроля; была предусмотрена этапность наблюдений при предварительных исследованиях и после создания водохранилища. Рекомендации охватывали сейсмические, тектонические и неотектонические исследования и рекомендации в отношении точного нивелирования [10]. На третьем заседании группы специалистов (Р.Д. Адамс, Д.М. Гаф, К.Дж. Мюрхэд) выработала основные направления инструментальных наблюдений, одобренных Рабочей группой ЮНЕСКО. Основные положения этих рекомендаций сводятся к следующему [3, приложение].

Чтобы получить наилучшие результаты от сейсмической сети в районе водохранилища, сейсмографы должны быть размещены вокруг зоны сейсмической активности. При отсутствии таких-либо предварительных данных область наиболее вероятной активности устанавливается по имеющимся описаниям конкретных событий в пределах вычисленного максимального опускания земной коры, обусловленного нагрузкой водохранилища. Поэтому, если возможно установить только один вертикальный прибор, рекомендуется свавить его как можно ближе к этой области. При одной станции можно получить только гипоцентральные расстояния по интервалам записи волн $S-P$. Двух станций мало для определения местоположения землетрясения, но они имеют то преимущество, что

позволяют отделить реальные события от шума. Кроме того, они дают также необходимую гарантию от возможной неисправности одного из приборов. При трех станциях, если позволяет рельеф местности, приборы должны устанавливаться так, чтобы образовался треугольник, длина стороны которого была бы сравнима с размерами водохранилища, а центр треугольника должен соответствовать району вычисленного максимального прогибания. Если водохранилище очень велико, расстояние между станциями должно быть примерно 40 км. Такая сеть может зафиксировать землетрясение в области предполагаемой активизации и за ее пределами, и на ее основе могут быть определены эпицентры. Приборы рекомендуется устанавливать по крайней мере за два года до заполнения водохранилища, а если возможно, то и раньше.

Если требуется получить точное нахождение эпицентров до заполнения, в течение него и после, тогда необходима более обширная, хорошо размещенная сеть, состоящая из менее чем из восьми станций. На их основе можно получить механизм в очаге землетрясения, дающий ориентировку и тип движения. Кроме этого в пределах плотины или около нее существенно установить трехкомпонентный экселерограф для определения амплитуды и величины ускорения силы тяжести, влияющие на плотину во время крупных землетрясений.

Рекомендуется сохранить записи любых близлежащих взрывов (например в карьерах, при строительстве дорог и проч.), чтобы потом не спутать их со слабыми землетрясениями.

Для полного понимания явлений возбужденных землетрясений, связанных с заполнением водохранилищ, рекомендуется проводить наблюдения под реакцией земной коры под весом воды путем повторного точного нивелирования. В этом отношении наклономерные наблюдения не могут дать представительных результатов для района водохранилища, так как они в значительной мере отражают местные влияния. Было рекомендовано.

1) изыскателям проводить нивелирование по крайней мере вдоль одной линии, начинающейся у плотины и тянущейся от будущего водохранилища на расстоянии, равное (или большее) половине длины водохранилища, или до тех пор, пока она не соединится с существующей линией нивелирования, которая тянется на такое же расстояние;

2) по крайней мере на одной линии проводить повторное нивелирование после заполнения водохранилища на расстоянии 50 км или более от плотины или другой точки на берегу водохранилища.

Проблемы исследований

Исследования причин естественных и возбужденных землетрясений, несомненно, связаны между собой. Недавний прогресс в области предсказания естественных землетрясений частично обусловлен улучшением наших знаний о возбужденной сейсмичности. Однако с увеличением количества известных случаев возбужденной сейсмичности становится очевидной сложность этого явления и можно думать, что спусковой механизм состоит из многих различных факторов.

Начиная с первого заседания Рабочая группа ЮНЕСКО уделяла внимание проблемам исследований возбужденных землетрясений. Она пришла к выводу, что исследования должны продолжаться по следующим направлениям [1-3, 11].

1. Лабораторные и полевые исследования механики горных пород, выполняемые с целью

выяснения роли порового давления при деформации и разрыве горных пород, особенно в связи с зонами трещиноватости и проницаемости горных пород;

определения разряжения волн; изменения скоростей предельных и поперечных волн (в лаборатории);

разработки надежных методов оценки напряженного состояния земной коры;

определения механизмов образования разломов и критериев установления степени потенциальной активности разломов.

II. Сейсмологические исследования, включающие наблюдения (посредством сейсмографических станций), проводимые до, в течение и после заполнения водохранилищ;

регистрацию основных толчков, определение координат гипоцентров и оценку точности этих определений, закономерность частоты сотрясений как функцию магнитуды, изменения коэффициента b , частотные спектры;

изучение изменений V_p/V_s в "предваряющих" возбужденных толчках для предсказания более значительных возможных сотрясений;

выяснение сейсмической активности как функции скорости, наполнения или опорожнения водохранилища;

изучение механизма очагов, региональных и локальных землетрясений в районе водохранилища;

определение влияния инъекции жидкостей на локальную сейсмичность, исследование случаев сейсмической активности, связанной с эксплуатацией нефтяных месторождений, использование всей доступной технической информации и данных, необходимых для правильной интерпретации такой активности;

изучение возможного влияния изменений уровня водного зеркала.

III. Инженерные исследования, направленные на разработку методов анализа реакции плотины и прилегающих к ней сооружений на землетрясения;

определение интенсивности и спектральных характеристик значительных движений грунта, обусловленных близко расположенными землетрясениями;

выяснение устойчивости склонов водохранилища, подвергающихся воздействию землетрясений и связанным с ними вторичными влияниями.

IV. Сейсмотектонические исследования по изучению сейсмичности и сейсмотектоники древних платформ, которые считались стабильными;

новейшей геологической истории и истолкованию эффектов скорости изменения геологических процессов, вызывающих нагрузку или разгрузку земной коры в исследуемой области;

влияния неотектоники на наличие и распространение зон возможной возбужденной сейсмичности;

влияние геологических критериев и сейсмической истории на возникновение возбужденной сейсмичности.

Рабочая группа с сожалением отмечает, что проблемы сейсмотектоники до сих пор рассматривались лишь в немногих работах.

V. Инженерно-экономические исследования с целью изучения вопросов оценки экономических последствий сейсмической опасности (как естественной, так и возбужденной) для использования этих данных при проектировании крупных плотин.

Перечисленные выше проблемы исследований требуют участия специалистов различных направлений и тесного сотрудничества между учеными и инженерами, работающими в тех отраслях, которые представлены ассоциациями и союзами, участвующими в Рабочей группе, а также экономистами.

Дальнейшее международное сотрудничество

Организацией первого Международного симпозиума по возбужденной сейсмичности и обсуждением его результатов Рабочая группа ЮНЕСКО закончила свою работу. При оценке ее деятельности было отмечено, что группа несомненно сыграла положительную роль в привлечении внимания широких кругов исследователей и практиков к этой проблеме. Этому способствовало то, что ее члены являлись представителями различных заинтересованных международных научных и инженерных ассоциаций. Вместе с тем Рабочая группа считает, что в дальнейшем существует необходимость в международной междисциплинарной группе, задачей которой должно быть стимулирование и координация исследо-

ваний в области возбужденной сейсмичности, связанной не только с крупными водохранилищами, но и с другими видами инженерной деятельности.

В работе действующей в настоящее время группы вполне оправдал себя ее междисциплинарный состав, когда ее члены назначались заинтересованными международными научными и инженерно-техническими ассоциациями. Целесообразно, чтобы новая группа была создана при такой межправительственной организации, как ЮНЕСКО, которая примет на себя ответственность за созыв заседаний группы и обеспечит необходимую организационную и финансовую поддержку.

ЛИТЕРАТУРА

1. UNESCO. Working group on seismic phenomena associated with large reservoirs. Fournier d'Albe, E. (Ed.). Unpubl. Rept First Meeting. Paris, 1971.
2. UNESCO. Working group on seismic phenomena associated with large reservoirs. Fournier d'Albe, E. (Ed.). Unpubl. Rept Second Meeting. Paris, 1972.
3. UNESCO. Working group on seismic phenomena associated with large reservoirs. Fournier d'Albe, E. (Ed.). Unpubl. Rept Third Meeting. London, 1973.
4. A. Božović. Review and appraisal of case histories related to seismic effects of reservoir impounding. — "Engng Geol.", 1974, 8, N 1/2.
5. W. F. Brace. Experimental studies of seismic behaviour of rocks under crustal conditions. — "Engng Geol.", 1974, 8, N 1/2.
6. N. I. Nikolaev. Tectonic conditions favourable for causing earthquakes occurring in connection with reservoir filling. — "Engng Geol.", 1974, 8, N 1/2.
7. C. Lomnitz. Earthquakes and reservoir impounding: state of the art. — "Engng Geol.", 1974, 8, N 1/2.
8. "Engineering Geology", 1974, 8, N 1/2.
9. J. Drakopoulos. Conditions and triggering mechanisms of seismic activity in the regions of Kremasta—Kastraki dams (Greece). Athens, 1974.
10. Н. И. Николаев. Водохранилища и землетрясения. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1972, № 8.
11. UNESCO. Working Group on Seismic Phenomena Associated with Large Reservoirs. Fournier d'Albe, E., (Ed.). Unpubl. Rept Fourth Meeting (Canada). Paris, 1975.

КОМПЛЕКСНЫЕ ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ В РАЙОНЕ ЧАРВАКСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

В 1970 г. Институт сейсмологии АН УзССР по договору с Дирекцией Каскада Средне-Чирчикских ГЭС Министерства энергетики и электрификации СССР начал систематический многолетний цикл научно-исследовательских работ по изучению геодинамических условий района Чарвакского водохранилища и сейсмического эффекта в теле строящейся плотины.

Основная цель работ заключается в изучении индуцированной сейсмичности, которая, как известно, имеет непосредственное отношение к изучению физики очага землетрясений и проблеме ее прогноза.

Район Чарвакского гидроузла расположен в пределах складчатого Западного Тянь-Шаня на стыке Чаткальской и Кураминской подзон с различным глубинным строением и различной историей сейсмогеологического развития. Границей между ними служат зоны Кумбельского, Кенкольского и Угамских региональных разломов, которые в районе гидроузла почти ортогонально пересекаются разрывными нарушениями северо-восточного простирания, создавая здесь блоковое строение и сложную сейсмотектоническую обстановку. Горст-антиклинали – Каржантауская, Угамская, Пскемская, Чаткальская – как бы замыкают с трех сторон Чирчикскую грабен-синклиналь, в северо-восточной части которой расположен гидроузел.

Описываемая территория расположена в 8-балльной сейсмической зоне и характеризуется повышенной сейсмической активностью [1]. В непосредственной близости от гидроузла в 1959 г. произошло землетрясение с $M = 5 \frac{3}{4}$. На рис. 1 наряду с указанными выше тектоническими структурами показано на площади $S = 2500 \text{ км}^2$ распределение эпицентров всех известных местных землетрясений за период с 1934 до 1971 г., т.е. до заполнения водохранилища.

Для некоторых из этих землетрясений изучен механизм их очагов [2], согласно которому оси главных напряжений сжатия и растяжения расположены близгоризонтально (рис. 2), а ось промежуточного напряжения – близвертикально. Характер дислокаций преимущественно сдвигового типа. При этом горизонтальная составляющая вектора подвижки в 2–3 и более раз превосходит вертикальную составляющую. Характер напряженного состояния земной коры в Чаткало-Кураминском регионе [3], и в частности в районе гидроузла, характеризуется относительным неравномерным горизонтальным растяжением и сжатием преимущественно вдоль и перпендикулярно поверхностным структурам северо-восточного простирания.

Тело плотины с проектируемой высотой 168 м расположено в пределах горста, ограниченного с запада Ишаккупрюкским взбросом, а с востока – крупным Чарвакским нарушением, являющимся северо-западным продолжением регионального Кенкольского разлома. Чаша водохранилища с объемом воды $2 \cdot 10^9 \text{ м}^3$

занимает территорию Бричмуллинской впадины, являющейся северо-восточным окончанием Чирчикской синклинали, и нагружает опущенное крыло Чарвакского взброса. Оба взброса и явились объектом геодинамических наблюдений. Они были пересечены двумя специально оборудованными штольнями № 1 и 2 (рис. 3), предназначенными для установки сейсмологической и другой геофизической аппаратуры. Штольня № 2 (рис. 4), расположенная в нижнем бьефе и пересекающая разлом Ишаккупрюк, оборудована к 1973 г. сейсмометрической аппаратурой, наклономерами, деформометрами,

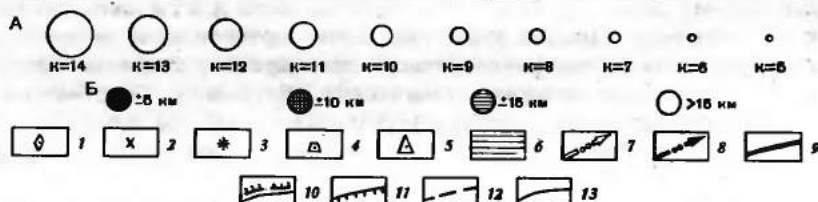
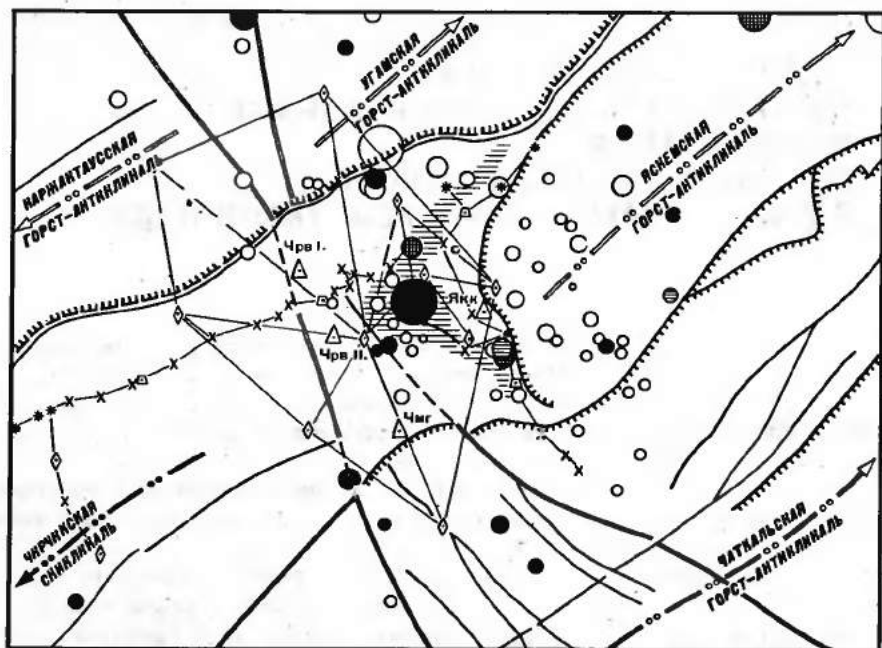


Рис. 1. Схема основных тектонических структур, эпицентров землетрясений (1934-1971 гг.) и системы сейсмогеодезических наблюдений района Чарвакского гидроузла

1 - пункт триангуляции; нивелировка: 2 - рядовой грунтовый репер; 3 - стенная марка; 4 - фундаментальный репер; 5 - сейсмологические станции ИС АН УзССР; 6 - площадь водохранилища; 7 - оси антиклинальных структур второго порядка; 8 - ось синклинальных структур второго порядка; 9 - варисийские разломы второго порядка (50-100 км); 10 - альпийские разломы вторичного порядка; 11 - надвиги, взбросы; 12 - варисийские обновленные разломы; 13 - разломы

А - землетрясения различных классов $K \cdot 10^{14}$ Дж; Б - эпицентры землетрясений различной точности.

установкой для измерения высокочастотного импульсного электромагнитного и естественного электрического поля. Кроме этого, здесь с 1973 г. ведутся непрерывные скважины измерения упругих напряжений в массиве пород. Штольня № 1 верхнего бьефа находится в стадии аппаратного оснащения.

С целью изучения сейсмического режима района по периметру водохранилища действуют в непрерывном режиме четыре высокочувствительные сейсмологические станции. Они обеспечивают регистрацию слабых местных землетрясений. Аппаратура, установленная в теле плотины, настроена на регистрацию ощутимых землетрясений и взрывов силой более 4 баллов.

Для изучения современных медленных тектонических движений в региональном плане район Чарвакского водохранилища охватывается геодезическими измерениями (см. рис. 1): повторным нивелированием, триангуляцией и трилатерацией. Повторные ежегодные геодезические измерения осуществляются предприятием № 12 ГУТКа по общей программе, согласованной с Институтом сейсмологии АН УзССР. В районе гидроузла контролируются также данные

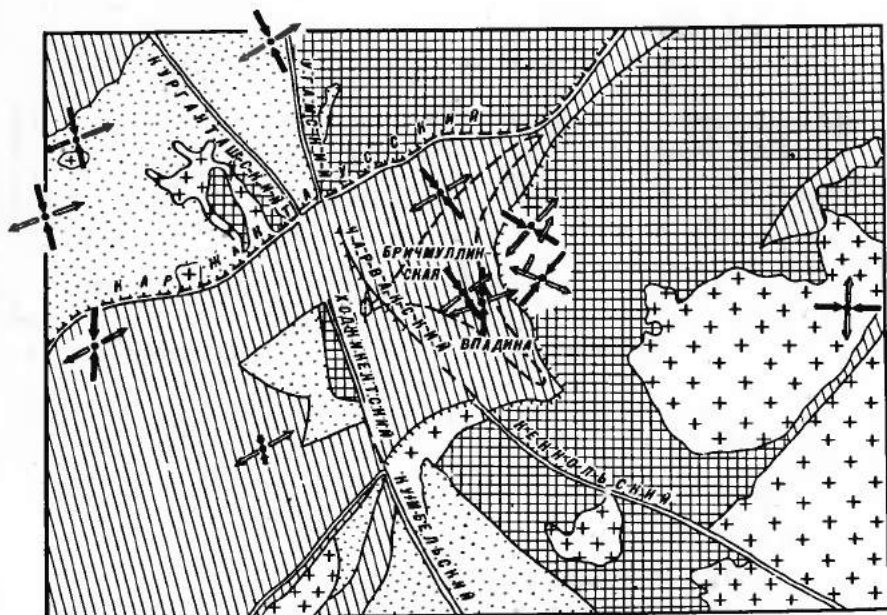


Рис. 2. Схема полей напряжений сжатия и растяжения в очагах землетрясений р-на Чарвакского гидроузла

Формации 1-4: 1 - третичная терригенно-континентальная; 2 - верхнепалеозойская вулканогенная; 3 - верхнепалеозойская интрузивная; 4 - средне-верхнепалеозойская карбонатная; 5 - ориентация осей главных напряжений (величина стрелки пропорциональна $\cos e$, где e - угол, который составляют оси напряжений с горизонтальной плоскостью); 6 - водохранилище; 7 - разломы разного типа

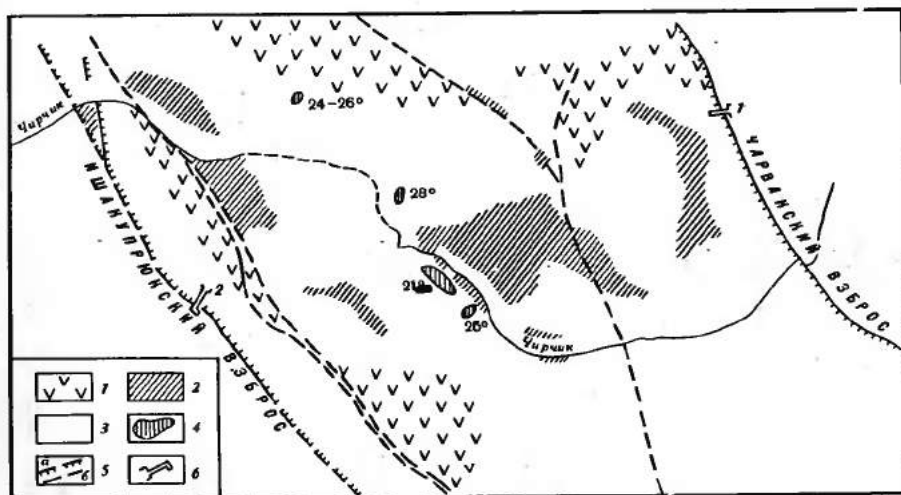


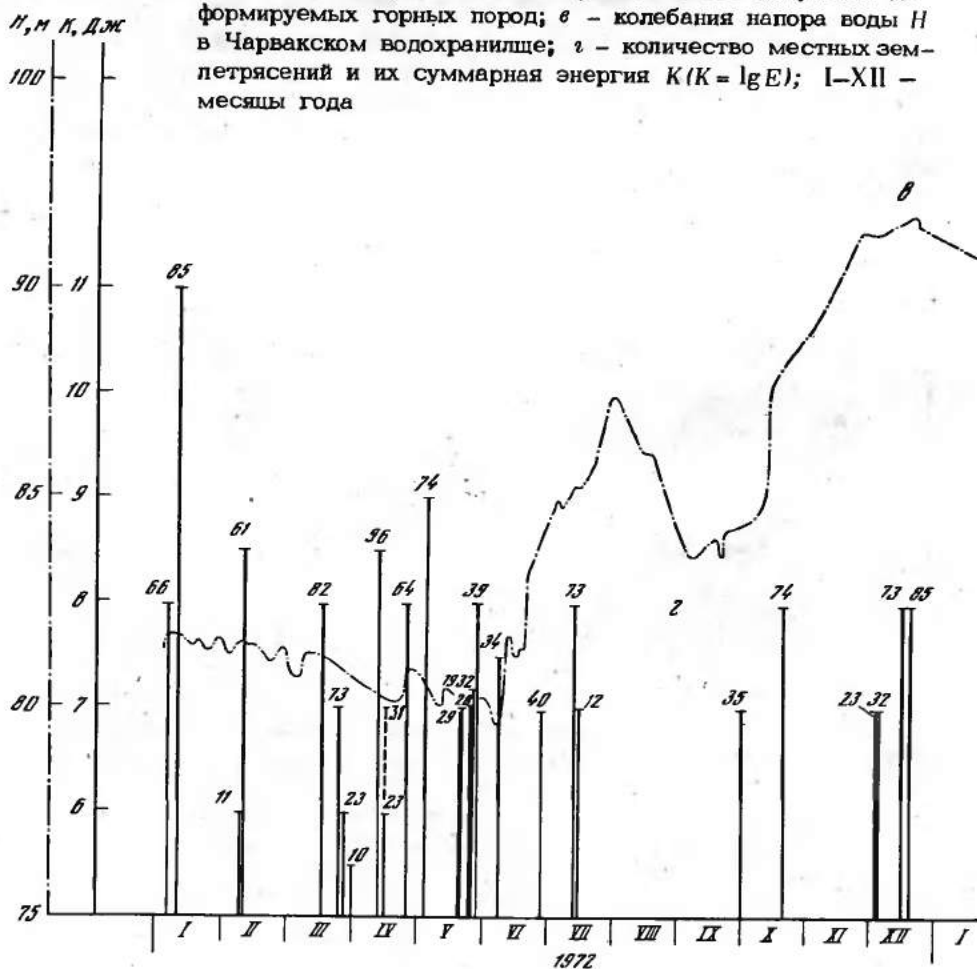
Рис. 3. Схема тектонического строения участка плотины Чарвакского гидроузла

1-3 - породы: 1 - известняк массивный крупнокристаллический, слабо трещиноватый; 2 - каранкулиты - пестроцветная тонкослоистая толща силикатного состава с прослоями аргиллита; 3 - известняк слоистый трещиноватый; 4 - очаги повышенной температуры подземных вод на 1.X.1970 г.; 5 - тектонические нарушения: а - альпийского возраста; б - доальпийского возраста; 6 - аппаратурные штольни (1,2) для геофизических наблюдений



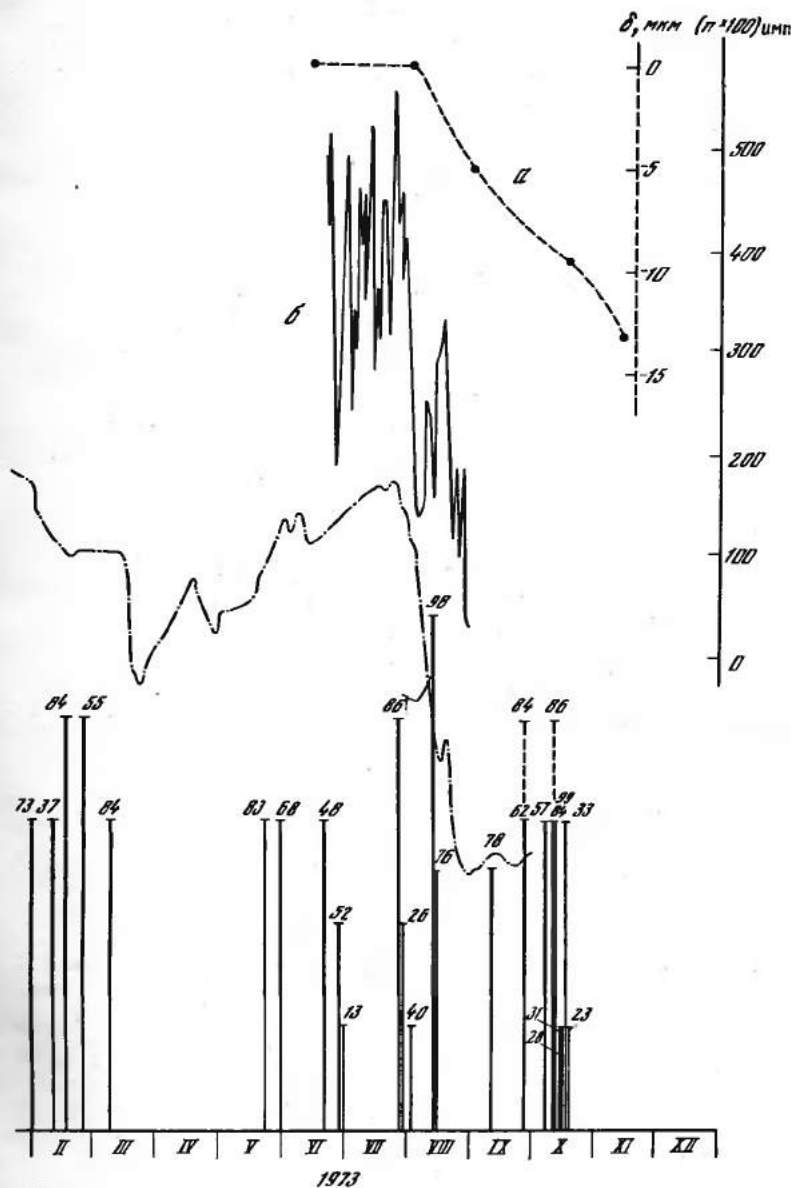
Рис. 5. График сопоставления во времени t данных инструментальных наблюдений

a - деформации растяжения δ , идущие поперек Ишаккупрукскому разлому в р-не Чарвакского гидроузла; b - количество импульсов n электромагнитного излучения деформируемых горных пород; c - колебания напора воды H в Чарвакском водохранилище; d - количество местных землетрясений и их суммарная энергия $K (K = \lg E)$; I-XII - месяцы года



(окончание подписи рис. 4)

1-3 - породы: 1 - известняк серый, средне- и тонкослоистый, по напластованию каранкулитизированный, трещиноватый с гнездами и линзами кремния, сохранность средняя; 2 - известняк серый, средне- и тонкослоистый, каранкулитизированный, трещиноватый, сильно трещиноватый, сильно раздробленный, сохранность слабая; 3 - известняк серый, массивный, скрыто-кристаллический, хорошей сохранности; 4 - зона тектонического дробления (глина темнокоричневая, очень пластичная с обломками известняка, сохранность слабая); 5 - постаменты для сеймонаклономерной аппаратуры; 6 - вариационно-гравиметрическая станция ИФЗ АН СССР; 7 - постаменты для гидростатического нивелирования; 8 - шпуров глубиной около 2 м с датчиками измерения упругих напряжений в массиве горных пород; 9 - сейсмографы СПЭД для профилирования; 10 - сейсмограф СКМ-3; 11 - антенна импульсного электромагнитного поля; 12 - антенна естественного электрического поля; I - бункер для регистрации в непрерывном и ждущем режимах; II - регистрация ЭМП, ДД-4В; III - регистрация сеймонаклономерной аппаратуры; IV - деформометры



по вариациям уровня воды в водохранилище, температуры и расхода воды обходной фильтрации.

На рис. 5 приведен график сопоставления во времени колебания напора H воды в водохранилище (σ) с зарегистрированными землетрясениями (τ) за период 1972–1973 гг. При этом во время резкого спада воды (≈ 10 м) в августе 1973 г. получены данные по деформациям растяжения δ , проходящим поперек разлома Ишаккупрюк (a) и распределению импульсов n электромагнитного излучения (b). На приведенном графике расстояния эпицентров землетрясений от водохранилища показаны цифрами над отрезками, длина которых соответствует энергетическому классу землетрясения $K = \lg E$ (Дж).

Анализируя имеющиеся данные о сейсмичности до и после заполнения водохранилища, следует отметить общую тенденцию повышения количества слабых толчков с увеличением напора воды в водохранилище. В то же время строгой корреляции между колебаниями напора воды H и количеством землетрясений за период 1962–1973 гг. не наблюдается. Это можно объяснить, во-первых, относительно слабым общим напором воды $H = (80-90)$ м, а во-вторых, плавным характером самих колебаний напора.

Определенный интерес в этом смысле представляет отрезок времени резкого сброса воды в водохранилище (август 1973 г.). К этому моменту причислено изменение деформаций в зоне Ишаккупрюкского разлома. Значения полученных абсолютных перемещений (≈ 13 мкм) много больше погрешности наблюдений (± 1 мкм).

Наряду с этим на рис. 5, б показан фрагмент изменения во времени количества импульсов электромагнитного высокочастотного излучения [4, 5]. На графике видно, что в процессе августовского уменьшения напора воды на количество импульсов электромагнитного излучения, зарегистрированного в штольне № 2, уменьшилось в 4 раза.

Анализируя далее приведенный график, следует отметить группу из 5 слабых ($K=6,8$) землетрясений, происшедших через месяц после окончания спада воды, в радиусе около 50 км вокруг штольни № 2.

Влияние водохранилища на смежный массив горных пород проявилось также и в различии хода температуры воды обходной фильтрации, которая наблюдалась на обоих крыльях одного из разломов нижнего бьефа.

Общее повышение температуры источников, находящихся на юго-западном крыле разлома, возможно, свидетельствует о проникновении воды в зону разлома при увеличении напора воды в водохранилище с июня 1972 г.

Таким образом, проведенный в период 1970–1973 гг. начальный цикл комплексных инструментальных наблюдений и качественный анализ результатов позволяют сделать вывод о воздействии заполняющегося водохранилища на местные геодинамические условия.

ЛИТЕРАТУРА

1. А.И. Захарова. Параметры сейсмического режима Приташкентского района. – В кн.: Ташкентское землетрясение, Ташкент, "Фан", 1971.
2. А.И. Захарова, Л.М. Матасова. Механизм очагов землетрясений Приташкентского района и сейсмический режим. – "Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму", ч. 1. Новосибирск, "Наука", 1969.
3. Е.М. Безродный. Характеристика напряженного состояния земной коры области перехода от орогена к платформе. – В кн.: Сейсмология и сейсмогеология Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1971.
4. В.И. Уломов. Световые и электрические явления, сопровождающие землетрясения. – В кн.: Ташкентское землетрясение. Ташкент, "Фан", 1971.
5. А.А. Воробьев. К вопросу об иницировании землетрясений подземными грозовыми явлениями. – В кн.: Электрофизическая аппаратура и электрическая изоляция. М., "Энергия", 1970.

СЕЙСМИЧНОСТЬ РАЙОНА ЧИРКЕЙСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА В ПЕРИОД ЕГО ЗАПОЛНЕНИЯ

В последние годы в связи со строительством высотных плотин отмечены случаи усиления сейсмичности прилегающих районов при заполнении водохранилищ [1].

Усиливалась как интенсивность, так и частота возникновения землетрясений, гипоцентры располагались в непосредственной близости от водохранилища. Наиболее сильные из них имели магнитуду 6 и более и вызвали значительные разрушения [1]. Активизация сейсмических процессов проявлялась особенно отчетливо после того, как высота подъема уровня воды в водохранилище превышала 100 м.

По существующему районированию территории СССР (1968 г.) район Чиркейской ГЭС относится к 7-балльной зоне. Однако 14 мая 1970 г. здесь произошло разрушительное 8-9-балльное Дагестанское землетрясение, плейсто-сейстовая область которого захватила и район строительства Чиркейской ГЭС. В свете существующих представлений о миграции очагов сильных землетрясений, а также возможности возникновения сильного плотинного землетрясения район Чиркейской ГЭС является потенциально опасным и изучение сейсмического режима его представляет особый интерес. С этой целью была создана сеть полигонных сейсмостанций, на которых начаты регулярные наблюдения за год до начала заполнения Чиркейского водохранилища. В настоящей статье в первую очередь для сейсмостатистики используются данные сейсмостанции "Кабель-Кран".

В силу того, что сейсмостатистический материал привлекается лишь по одной точке наблюдения, в расчете учитывается только гипоцентральное расстояние. Все данные для землетрясений энергетического класса $K \geq 5-7$ относятся к полусфере радиусом 10 км от плотины и для землетрясений $K \geq 7$ - радиусом 20 км.

Для первой зоны ($R = 10$ км) рассмотрено распределение числа слабых толчков за период август 1973 - август 1975 гг., т.е. за год до начала заполнения водохранилища и в течение первого года его существования. Гистограмма распределения числа слабых толчков построена суммированием числа толчков за месяц без подразделения на энергетические классы (рис. 1).

В период до заполнения водохранилища число толчков во времени изменяется циклически, со средним уровнем фона - семь землетрясений в месяц. В последние месяцы перед заполнением происходит в среднем два толчка в месяц. С началом заполнения отмечается рост числа слабых землетрясений.

После первого этапа заполнения (ноябрь 1974 г., отметка 125 м) число слабых землетрясений этой зоны продолжало расти и достигло 97 за январь 1975 г., превысив более чем в 40 раз число, относящееся к периоду перед заполнением водохранилища.

Затем наблюдается резкий спад числа слабых землетрясений, продолжавшийся до июня 1975 г. и захвативший начало второго этапа заполнения водохранилища (апрель 1975 г.). Повторное резкое увеличение числа слабых землетрясений вблизи плотины отмечено только через два месяца после начала второго этапа заполнения.

Таким образом, для района, непосредственно прилегающего к водохранилищу Чиркейской ГЭС, отмечается полтора - двухмесячное запаздывание роста числа наблюдаемых слабых землетрясений и резкие изменения стабильности

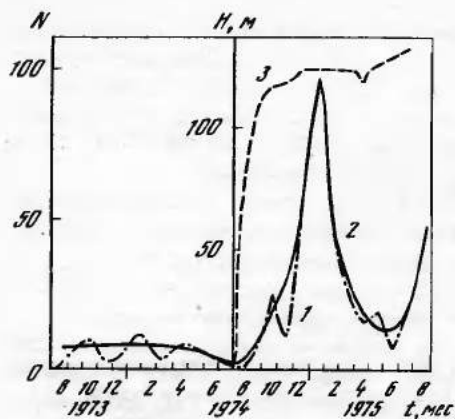


Рис. 1. Распределение числа N слабых толчков за период август 1973 - август 1975 г. (для первой зоны $R = 10$ км) до и после заполнения водохранилища
1 - наблюдаемое число землетрясений; 2 - то же, осредненное значение; 3 - изменение уровня воды в водохранилище

уровня водохранилища. Аналогичная закономерность подмечена и в работе [2].

Нам представляется, что полутора-двухмесячное запаздывание периода резкого возрастания числа слабых землетрясений непосредственно под водохранилищем, необходимо связать со скоростью распространения фронта избыточного давления в пластовых системах, имеющих гидравлическую связь с водохранилищем.

Для рассмотрения влияния заполнения Чиркейского водохранилища на сейсмический режим прилегающей территории в радиусе 20 км от плотины использованы землетрясения энергетического класса $K \geq 7$.

На рис. 2 показано распределение во времени землетрясений на этой территории, классифицированных по энергии.

В первые два месяца заполнения водохранилища заметного изменения сейсмичности района не наблюдается. Землетрясение 5 августа 1974 г. ($K=12$) и его афтершоки связаны по времени с активизацией зоны Сулакского антикавказского глубинного разлома, к которому приурочено сильное Бежтинское землетрясение 4 августа 1974 г.

К середине октября 1974 г. при высоте уровня воды 118 м отмечается резкое увеличение числа землетрясений, сохранявшееся до конца первого этапа заполнения. После небольшого затишья наступает второй этап повышения сейсмической активности, завершившийся сильным Салатаусским землетрясением 23 декабря 1974 г. с эпицентром в 5-7 км от плотины Чиркейской ГЭС. По данным четырех полигональных сейсмических станций, расположенных вокруг водохранилища, энергетический класс землетрясения $K=13,6$, магнитуда $M=4,9$, глубина очага $h=5$ км. По данным сейсмической станции "Кабель-

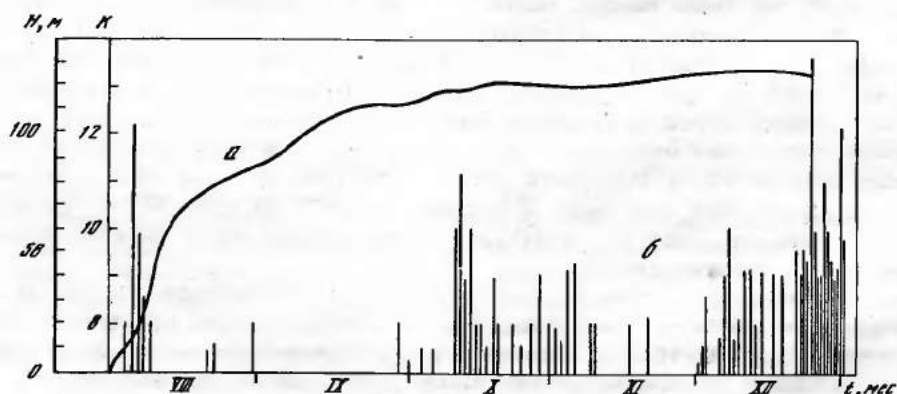


Рис. 2. Распределение энергетических классов K землетрясений за 1974 г. для исследуемой территории

a - изменение уровня воды N в водохранилище; b - выделение сейсмической энергии

Кран" с 11 по 23 декабря выделено 42 форшока энергетического класса $K=4,5-7,5$.

По существующим представлениям [3,4], возбужденные землетрясения происходят после многочисленных форшоков. Если район тектонически спокойный, то этот период более длителен, и наоборот.

Для землетрясения 23 декабря форшоковый период равен 12 дням при этом временной ход выделения сейсмической энергии характеризуется ее возрастанием. В афтершоковый период с 23 декабря 1974 г. по 6 января 1975 г. зарегистрировано 155 землетрясений. Примерно 75% всех афтершоков имели энергетический класс от 7 до 9 и располагались на расстоянии от 3 до 7 км от плотины. Величина отношения магнитуды сильнейшего афтершока к магнитуде главного толчка равна 0,84, т.е. близкая к аналогичным значениям сильных землетрясений, возникших в зонах водохранилищ Койна, Кремаста, Кариба и др. [5].

Таким образом, фактический материал свидетельствует о значительной активизации сейсмичности в зоне заполняющегося водохранилища, особенно за счет возникновения мелких землетрясений. Заполнение чаши водохранилища искажает нормальный ход протекания процессов подготовки сильных землетрясений тектонической природы в ближайших к водохранилищу очагах, что можно рассматривать как прогностический признак.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н.И. Николаев. Водохранилища и землетрясения. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1972, № 8.
2. R. Blum, K. Fuchs. Observation of low-magnitude seismicity at a reservoir in the Eastern Alps. - "Engng Geol.", 1974, 8, N1/2.
3. J.P. Rothé. Artificial earthquakes. - "Tectonophysics", 1970, 9, N 2/3.
4. В.С. Паразачос. On the relation between certain artificial lakes and the associated seismic sequences. - "Engng Geol.", 1974, 8, N 1/2.
5. H.K. Gupta, B.K. Rastogi, H. Narain. Earthquakes in the Koyna region and common features of the reservoir-associated seismicity. - In: Man-Made Lakes: Their Probl. and Environ. Effects. Pap. Sympos. Knoxville, Tenn., 1971. Washington, D.C., 1973.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ В РАЙОНАХ ГЭС¹

Прогноз сильных разрушительных землетрясений является одной из главных задач современной геофизики. Эта задача состоит в установлении условий накопления энергии в напряженных зонах, познании механизма образования разрыва в толще горных пород, его развития во времени и пространстве. Всякие изменения в характере движений и напряженного состояния массива горных пород и особенно в зонах существующих разломов следует рассматривать как индикатор изменения напряженного состояния региона. Поэтому изучение напряженного состояния земной коры и зон разломов (во времени и пространстве) имеет большое научное и народнохозяйственное значение. Геофизические наблюдения такого рода могут быть активными и пассивными. Очевидно, что наблюдения в зонах разломов в районах строительства высотных плотин являются активными. В данном случае осуществляется эксперимент по изменению напряженного состояния региона за счет заполнения большой территории земли водой. К пассивным наблюдениям следует отнести долговременные геофизические наблюдения за тектоническими движениями в зонах региональных разломов, например, на региональном Кондаринском разломе (Гиссарский хребет, Таджикская ССР) или разломе Сан-Андреас (Калифорния, США).

Несомненно, что наибольший результат дадут детальные наблюдения в районах строительства ГЭС в сейсмически активных областях при условии комплексности исследования различными методами: геофизическими, геодезическими и геологическими.

В районе строительства Ингури ГЭС организованы долговременные геофизические наблюдения, выполняемые тремя организациями: Институтом физики Земли АН СССР (ИФЗ), институтом Гидропроект им. С.Я. Жука и Геофизическим институтом ГрузССР (рис. 1). Поскольку строительство плотины не завершено и не заполнено водохранилище, эти изменения служат для изучения фона в спокойный в сейсмическом отношении период.

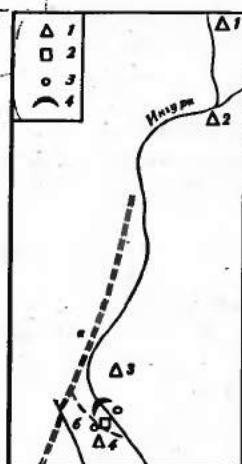
Участок строительства Ингури ГЭС находится в узком каньонообразном ущелье р. Ингури, борта которого сложены моноклинально залегающими известняками и доломитами нижнемелового возраста. Район строительства приурочен к зоне сочленения складчатой системы южного склона Большого Кавказа с Грузинской глыбой. Крупнейшим разрывным нарушением района является Ингиришский взброс-сдвиг, расположенный западнее участка плотины. Его образование сопровождалось серией разрывных нарушений меньшего порядка. Некоторые из них секут Ингиришский разлом. Породы, близкие к разрывным нарушениям, в районе строительства характеризуются сильно развитой трещиноватостью. Территория бассейна р. Ингури является сейсмической. В среднем течении р. Ингури сейсмическими станциями регистрировались эпицентры землетрясений с $M \leq 4 \frac{1}{2}$.

Геодезические наблюдения. В районе строительства Ингури ГЭС в течение двух лет и на Токтогульской ГЭС в течение трех лет велась непрерывная во времени регистрация смещений дневной поверхности, осуществляемая при

¹ Изложение доклада, прочитанного на совещании Рабочей группы МСССС по изучению влияния деятельности человека на сейсмический режим (февраль, 1974).

Рис. 1. Схема расположения пунктов геофизических наблюдений в р-не строительства Ингури ГЭС

а - Ингиришский региональный разлом; б - оперяющие разломы; 1 - соответственно 1-4 автоматические станции наблюдения за уровнем естественного, электрического поля Земли; 2 - автоматические станции для наблюдения за смещением точек земной поверхности; 3 - места долговременных ультразвуковых наблюдений за полем скоростей упругих волн; 4 - место строительства плотины Ингури ГЭС.



помощи деформографов и водотрубных наклономеров. На Ингури ГЭС наблюдения выполнялись в нескольких штольнях, пересекающих оперяющий разлом. В настоящее время результаты наблюдений обрабатываются. На Токтогульской ГЭС в штольнях, пройденных в бортах склонов р. Нарын, обнаружены необратимые смещения, достигающие на трещинах отпора 100 мм в год¹.

Электрометрические наблюдения. Из лабораторных экспериментов известно, что такие свойства горных пород, как тершиноватость, внутрипоровое давление, водонасыщенность, с одной стороны, тесно связаны с прочностью, а с другой стороны, их небольшие вариации приводят к значительным изменениям электрических характеристик среды. Поэтому одним из чувствительных методов контроля за состоянием пород вблизи водохранилища могут оказаться элегарические методы. В районе Ингури ГЭС с учетом будущего строительства других электростанций на этой реке организованы наблюдения за электрическими свойствами пород в четырех точках. На всех станциях установлена разработанная в ИФЗ АН СССР автоматическая аппаратура, производящая измерения уровня естественного электрического поля по нескольким измерительным линиям с точностью до первых милливольт. Для примера на рис. 2 представлены графики изменения электрического потенциала за период с августа 1972 г. по август 1973 г. на одной из станций. Постоянство регистрируемых величин, полученных за период времени, спокойный в сейсмическом отношении, дает надежные данные устойчивого электрического потенциала в период, предшествующий заполнению водохранилища. (Исследования выполнялись сотрудниками ИФЗ АН СССР Г.А.Соболевым, А.В.Пономаревым и др.)

Ультразвуковые наблюдения. Указанные наблюдения за скоростями продольных волн выполнялись сотрудниками ИФЗ АН СССР О.И. Силаевой, В.А. Терентьевым и сотрудником Гидропроекта А.М. Замахаевым. Исследования были поставлены в штольнях, пройденных в бортах долины: в штольнях правого склона, пересекающих на разных уровнях тектоническое нарушение, и в штольне левого берега с моноклиналильным залеганием слоев. Тектоническое нарушение - взбросо-сдвиг (оперяющий Ингиришский разлом) с вертикальной амплитудой до 100 м и горизонтальной в 60-80 м: сместитель падает под правый склон примерно при углах 70-80°, мощность зоны сместителя порядка 2-10 м.

¹ Исследования на Ингури ГЭС выполнялись В.Г. Абашидзе - сотрудником Геофизического института ГССР, на Токтогульской ГЭС - В.Я. Степановым - сотрудником Института физики и механики горных пород КиргССР при общем участии сотрудников ИФЗ АН СССР Л.А. Латыниной и Н.А. Жаренова.

Многочисленные исследования различных авторов [1 - 5] показали, что скорость распространения упругих волн является функцией напряженного состояния массива (образца) горных пород. Поэтому для долговременных наблюдений за скоростями продольных волн с целью обнаружения их изменений с изменениями напряженного состояния массива горных пород была принята следующая последовательность наблюдения. Первоначально определялись скорости V продольных волн в массиве на стенке горной выработки в намеченных пикетах на четырех профилях, расположенных через 45° . Далее из мест, где расположены пикеты, отбирались ориентированные образцы, в которых определялись значения скорости V_0 распространения продольных волн. Для того чтобы оценить влияние напряженного состояния массива горных пород, находилась разница ΔV между скоростями V_M в массиве горных пород и V_0 в образце: $\Delta V = V_M - V_0$. Последний этап исследования состоял в наблюдении за изменением ΔV во времени с целью обнаружения в массиве горных пород изменений его напряженного состояния.

Исследования проводились ультразвуковым импульсным методом с использованием методик на просвет и продольного профилирования [4,5] с помощью ультразвуковой аппаратуры С-70 [6]. Излучателем и приемником упругих волн служили пьезоэлектрические датчики сегнетовой соли с основной частотой колебаний около 140 кГц. Погрешность определения скорости V в образцах не превышала $\pm 1\%$, массиве горных пород $\pm 2-3\%$.

При исследовании в естественных условиях выбор места расположения пикетов на стенке штольни и длина профилей определялись системами тектонической трещиноватости. Место на стенке горной выработки, где располагались профили наблюдения, не содержали трещин, поэтому длина профилей не превышала 20 см. Пикеты закреплялись на стенке выработки, и их место не менялось с течением времени. Расстояние между пикетами составляло 30-10 м, по мере приближения к разлому оно сокращалось до 2 м. На рис. 3 представлены схемы определения скоростей V продольных волн на стенке горной выработки и в образцах горных пород.

Рассмотрение результатов измерений скорости V в образцах показало, что для исследуемого массива горных пород левого склона (площадь около 500 м^2) наибольшее распространение имеет вид пространственного распределения скорости V , представленный на рис. 4 для нескольких слоев известняка. На рис. 4, в дано пространственное распределение, вычисленное как среднее ариф-

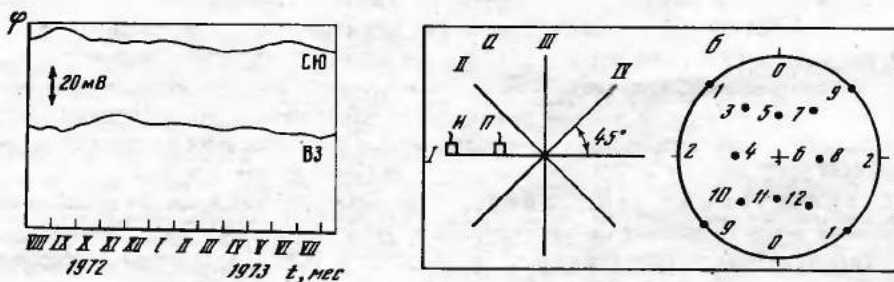


Рис. 2. График изменений электрического потенциала ϕ Земли во времени (станция 1)

Рис. 3. Схемы определения скорости V распределения продольных волн на стенке горной выработки (а) и определение направлений измерений скоростей продольных волн в образцах горных пород на сетке Вульфа (б)

I-IV - профили наблюдения: I - в горизонтальном направлении вдоль оси штольни; III - в вертикальном направлении; II, IV - промежуточные профили через 45° ; И - излучатель; П - приемник ультразвуковых колебаний

Направления: 00 - совпадает с I профилем; 5 - со II профилем; 6 - с III профилем; 11 - с IV профилем регистрации скоростей V на стенке горной выработки

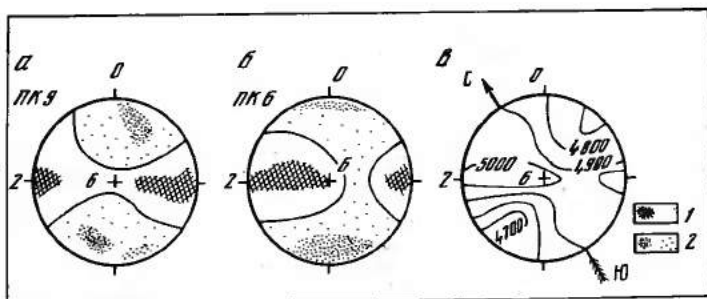


Рис. 4. Пространственное распределение скорости продольных волн V в образцах

a - для доломитизированного известняка; b - кристаллического известняка; c - среднее значение для образцов горных пород, расположенных вдали от разлома; 1 - область наибольших значений скорости V ; 2 - наименьших значений V

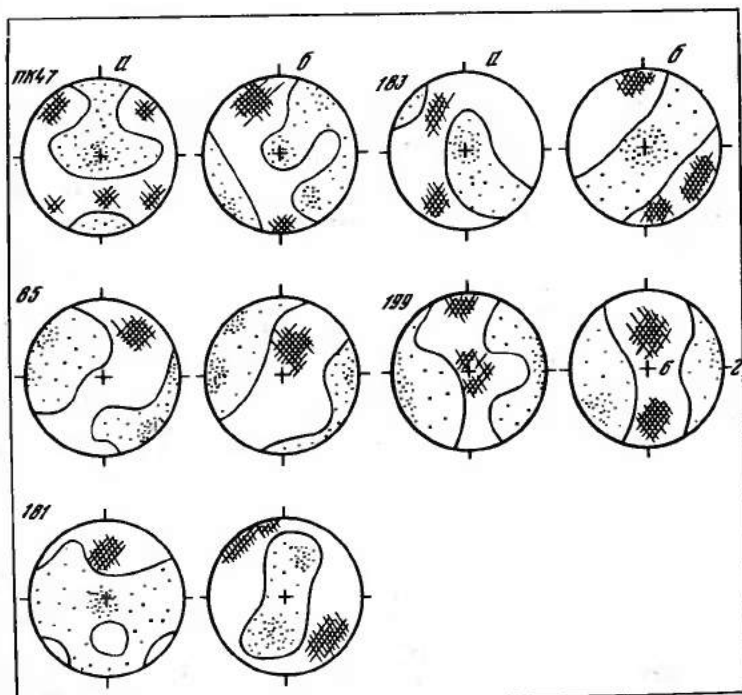


Рис. 5. Пространственное распределение скорости продольных волн V в образцах горных пород вблизи разлома

a - в сухих образцах; b - насыщенных водой;

Усл. обозн. см. на рис. 4

метическое из всех полученных значений. Оно не может служить исходным материалом для определений абсолютных значений скорости V , так как построено по всем значениям скорости V в образцах для пород различного минералогического состава, однако может дать представление об общей ориентации оси наибольших значений скорости V для исследуемого массива горных пород при отсутствии в нем напряжений. В нашем случае полученные данные говорят о том, что тектонические процессы, действующие длительное время, привели к таким микроструктурным изменениям строения породы, что в "памяти" породы запечатлелось только их влияние. Первичное же влияние слоистости породы исчезло.

На рис. 5 представлены результаты измерений скорости V в образцах известняков, отобранных из различных пластов правого склона вблизи разлома. Как следует из их рассмотрения, вид пространственного распределения скорости V изменяется от пикета к пикету. Данное положение наблюдается для всех образцов, взятых по штольням, пересекающим разлом.

Таким образом, результаты измерений скорости V в образцах, полученные вблизи и вдали от разлома, различны, что может быть объяснено особенностями тектонических процессов.

В области моноклинального залегания слоев левого склона длительное воздействие тектонических сил привело к стойким изменениям структуры породы, причем влияние этих структурных изменений на значение скорости V оказалось более значительным, чем влияние слоистости породы. Для исследуемого массива горных пород левого склона можно выявить преимущественное пространственное распределение скорости V в образцах.

В связи с тем, что образование оперяющих Ингиришский разлом разрывов, в том числе и взбросо-сдвиг правого склона, вскрытый штольнями, сопровождалось неоднократными подвижками, то, несомненно, в связи с этим в массиве горных пород происходили неоднократные перераспределения напряжений.

Поле напряжений вблизи взбросо-сдвига было неоднородным. На это поле среда отвечала определенной реакцией. Структурные изменения, обнаруженные по изменениям скорости V в образцах, отобранных вблизи взбросо-сдвига, и отображают существование такого неоднородного поля напряжений. Поэтому область горных пород, вовлеченную в процессе разрушения по взбросо-сдвигу и выявляемую по измерениям скорости V в образцах, назовем зоной тектонического нарушения.

На рис. 6 представлены данные (число n совпадений в процентах) распределения азимута β направления максимального значения скорости V продольных волн, полученные для образцов вблизи и вдали от разлома. Рассмотрение представленных данных показывает, что вблизи разлома не существует преимущественного значения азимута направления максимального значения скорости V . Таким образом, признаком, по которому определяется зона тектонического нарушения, является отсутствие в распределении преимущественного значения азимута направления максимального значения скорости V в образцах горных пород.

Итак, результаты исследования скорости в образцах показали, что зона тектонического нарушения, определяемая по данным ультразвуковых наблюдений, значительно превышает (порядка десяти раз) видимую мощность зоны сместителя по геологическим данным. По ультразвуковым данным зона тектонического нарушения характеризуется непостоянством пространственного распределения скорости V (анизотропия скорости V) по мере удаления от видимого места разрыва. Появление постоянства пространственного распределения скорости V продольных волн может служить признаком выхода из зоны тектонического нарушения.

Перейдем к рассмотрению результатов изменения скорости V в тех же образцах, но насыщенных водой. Подробно эти данные описаны в работе [7]. На рис. 7. представлены типичные графики зависимости $(V_b - V_c) = f(V_c)$, показывающие изменения скорости V_c (по направлениям 1, 2 и т.д. до 12) при насыщении водой.

Из определений угла наклона α' этих графиков для образцов из тектонической зоны следует, что даже при том разбросе значений, который можно видеть на рис. 7, для опущенной части взбросо-сдвига наблюдается достаточно постоянное значение угла α , равное $20-40^\circ$. Приподнятое крыло характеризуется неустойчивыми значениями и положительными, и отрицательными.

При натуральных наблюдениях за изменением скорости V во времени возникает опасность получения искаженной картины распределения напряжений за счет влияния воды. Оказывается, можно разделить действие этих двух факто-

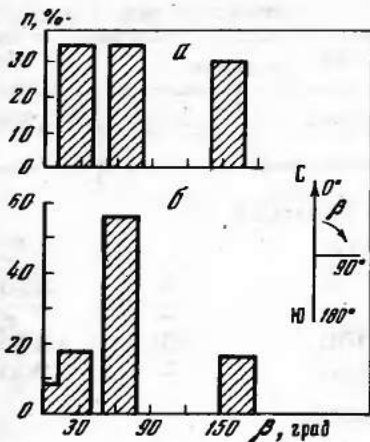
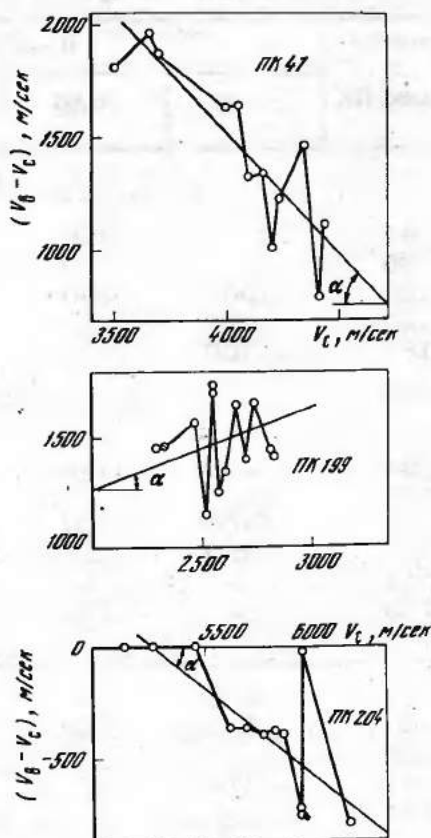


Рис. 6. Распределение азимута направления скорости V_{\max} вблизи разлома (а) и вдали от разлома (б)

Рис. 7. Типичные графики изменения скорости продольных волн V в образцах горных пород



ров. При постановке долговременных натуральных наблюдений за скоростями V в массиве горных пород направления измерений выбираются до некоторой степени произвольно, определяясь в основном конфигурацией самой горной выработки. Однако, как показано нами в [7], если сравнить значения коэффициентов A анизотропии скорости V для сухих и насыщенных образцов, то можно найти такие направления, для которых водонасыщение практически не окажет влияния. Поэтому, чтобы получить достоверные данные об изменении во времени скорости V за счет изменения напряженного состояния массива, необходимо провести исследования влияния водонасыщения на вид пространственного распределения скорости V и анизотропию скорости V .

Рассмотрим результаты наблюдений за изменением ΔV во времени, полученные в массиве горных пород вблизи разлома за период с 1968 по 1973 г. Для того чтобы исключить влияние обводненности массива, внесем поправку на водонасыщение. Сведем все значения ΔV с учетом поправки на водонасыщение в таблицу, т.е. рассмотрим случаи, когда скорость V_M больше или равна скорости V_B в водонасыщенном образце. При таком условии можно считать, что зарегистрированные изменения ΔV с течением времени следует отнести за счет изменений напряженного состояния массива горных пород.

Как известно, наблюдение за изменениями скоростей упругих волн на стенке горной выработки не может оценить абсолютных изменений напряженного состояния массива горных пород. Однако существующая зависимость напряжений на контуре выработки от напряжений в горном массиве позволяет по изменениям скорости на стенке выработки косвенно судить о происходящих изменениях напряженного состояния массива горных пород.

Рассмотрим данные, представленные в таблице. Их можно разделить на две группы: результаты наблюдений на первом профиле в горизонтальном направлении — первая группа и результаты наблюдений на третьем профиле в вер-

Изменение ΔV с течением времени с учетом водонасыщения

Расстояние от входа в штольню ПК, м	Изменение ΔV по годам				
	1968	1969	1970	1971	1973
III профиль вертикальный					
47	0	200	100	-	-
60	-	0	0	-	250
100	1000	350	0	-	-
127	900	1150	1400	1650	1650
183	700	600	850	-	700
188-190	Видимая зона разлома				
191	0	700	900	1100	500
196	200	450	750	450	900
199	-	-	-	-	-
204	1900	2200	2250	2400	2450
207	750	750	2300	700	700
211	-	-	100	-	0
229	-	150	200	700	-
I профиль горизонтальный					
47	400	0	0	-	-
60	550	600	1050	-	500
100	0	-	500	-	-
127	1700	800	1050	1050	2000
181	-	-	1400	-	-
183	200	200	-	-	750
188-190	Видимая зона разлома				
191	0	0	150	300	-
196	-	-	-	-	-
199	-	-	-	-	-
204	750	1400	1050	1350	1300
207	1350	0	-	1150	-
211	-	-	-	-	-
229	-	-	0	0	-
II профиль под углом 45°					
47	-	850	300	-	-
60	-	450	350	-	550
100	0	450	1000	-	0
127	900	450	1600	1400	1700
181	-	-	350	150	550
183	250	200	-	250	350
188-190	Видимая зона разлома				
191	-	400	800	250	300
196	-	300	400	300	600
199	-	-	-	-	500
204	1900	1400	3000	2400	2400
207	550	500	1800	1400	1450
211	-	-	250	-	300
229	-	-	-	-	-

Расстояние от входа в штольню ПК, м	Изменение по годам				
	1968	1969	1970	1971	1973
IV профиль под углом 45°					
47	-	150	150	-	-
60	-	200	250	-	300
100	-	-	-	-	-
127	150	1300	1000	1200	2000
181	-	-	1400	550	650
183	500	750	1250	1050	800
188-190	Видимая зона разлома				
191	-	-	-	-	700
196	750	1150	850	850	350
199	-	-	-	200	900
204	1550	1600	1800	-	2100
207	550	-	1800	900	400
211	-	-	250	-	200
229	-	1000	-	800	-

тикальном направлении вместе с результатами наблюдений на втором и четвертом профилях, расположенных под углом 45°, - вторая группа.

Долговременные наблюдения за изменениями ΔV в горизонтальном направлении показывают, что области больших значений ΔV перемежаются с областями малых значений ΔV (они обозначены в таблице через тире; эти значения находятся ниже уровня вводимой поправки на водонасыщение). Из этого следует, что в массиве горных пород существуют области с пониженными напряжениями, которые можно отнести к зонам возможного дробления массива горных пород. Долговременные наблюдения за изменениями ΔV в вертикальном и близком к нему направлениям показывают, что область влияния разгрузки склона прослеживается примерно до пикета 100 м, далее наблюдается область увеличения ΔV , которая устойчиво прослеживается вне зависимости от того, расположены ли пикеты наблюдения на опущенном (до 188 м) крыле взбросо-сдвига, или приподнятом крыле до пикета 191 м. Область, где расположены пикеты 191-199 м, характеризуется устойчивыми малыми значениями ΔV . Таким образом, на этих пикетах выделяется область с пониженными напряжениями, которую можно отнести к зонам возможного дробления массива горных пород.

Опыты, проведенные Гидропроектом, по установлению зависимости скорости V от давления, дают возможность указать, что наблюдаемые на стенке горной выработки значения $\Delta V > 1000$ м/сек, следует отнести к областям значительных сжимающих напряжений - 200 кг/см², т.е. напряжениям, превышающим геостатическую нагрузку более чем в два раза. Кроме того, существуют области, где прослеживаются малые значения ΔV , особенно это следует отнести к области приподнятого крыла, где возможны растягивающие напряжения.

Из геологических исследований следует, что у дизъюнктивных нарушений типа взбросов и взбросо-сдвигов более интенсивному дроблению подвергаются породы в приподнятом крыле. Этот факт, по-видимому, можно объяснить тем, что в движение в основном приходит висячее крыло, которое подвергается наибольшим деформациям. Поэтому наличие в приподнятом крыле области с пониженными значениями не противоречит общим представлениям.

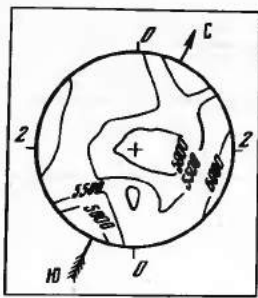


Рис. 8. Распределение скорости V в глубине массива горных пород

Таким образом, основным результатом долговременных наблюдений на стенке горной выработки за изменениями ΔV является факт существования изменений напряженного состояния массива горных пород.

Следующий этап долговременных исследований будет состоять в наблюдениях за пространственными изменениями ΔV в глубине массива горных пород

вне зоны влияния горной выработки. В настоящее время такие наблюдения начаты на пикете 134 м, где на глубине 4 м установлены ультразвуковые зонды, позволяющие регистрировать скорость распространения продольных волн в разных направлениях. На рис. 8 представлены на сетке Вульфа данные измерения скорости V , полученные с помощью этих зондов. Из рассмотрения полученных данных следует, что известняки, залегающие в глубине массива, характеризуются большими значениями скорости V , порядка 5000–6000 м/сек. Изменение скорости V в пространстве носит закономерный характер. Область наибольших значений скорости $V=6000$ м/сек располагается в горизонтальной плоскости примерно перпендикулярно области наименьших значений скорости $V=5000$ м/сек, имеющей направление С–Ю. Вид пространственного распределения скорости V в массиве не имеет связи со слоистостью породы.

Итак, в заключение можно сказать, что в районе строительства Ингури ГЭС в выбранных местах вблизи и вдали от разлома проведены долговременные наблюдения за скоростями упругих волн в ультразвуковом и сейсмическом диапазоне частот, изменением электрического потенциала Земли и смещением дневной поверхности. Период наблюдения с 1968 по 1974 г. был спокойным в сейсмическом отношении. Это дает основание считать, что теперь мы располагаем фоном для дальнейших наблюдений в период заполнения водохранилища.

В настоящее время фронт геофизических наблюдений расширяется. На Ингури ГЭС устанавливаются детальные наблюдения за сейсмичностью района с помощью сети сейсмических станций. Кроме того, подготовлена программа для совместных комплексных наблюдений ИФЗ АН СССР и Гидропроект на Карасуйском надвиге в районе строительства Токтогульской ГЭС.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ультразвук в геофизике. Под ред. Ю.В. Ризниченко. М., "Мир", 1964.
2. Ю.В. Ризниченко, О.И. Силаева, О.Г. Шамина, В.И. Мячкин. Сейсмоакустические методы изучения напряженного состояния горных пород на образцах и в массиве. – "Труды Геофиз. ин-та АН СССР", 1956, № 34 (161).
3. М.П. Воларович, Е.И. Баяк, А.И. Левыкин, И.С. Томашевская. Физико-механические свойства горных пород и минералов при высоких давлениях и температурах. М., "Наука", 1974.
4. О.И. Силаева. Ультразвуковые исследования зависимости упругих свойств горных пород от давления. – В кн.: Физико-механические свойства горных пород верхней части земной коры. М., "Наука", 1968.
5. О.И. Силаева, Е.И. Баяк. Изменение анизотропии скорости в горной породе при гидростатическом давлении. – "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1969, № 8.
6. В.А. Терентьев. Малогабаритный полевой импульсный ультразвуковой сейсмоскоп. – "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1973, № 11.
7. О.И. Силаева, А.М. Замахеев. Изменение анизотропии скорости V_p в образцах горных пород с водонасыщением. – "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1974, № 8.

*В.М.ЛЯТХЕР, А.Д.КАПЦАН, А.Р.МАКАРОВ, А.И.САВИЧ,
Л.ЕЛИПСКАЯ, М.НИЛЬИН, М.Г.ЕЗЕРСКИЙ, С.С.САРДАРОВ,
Д.Г.ОСИКА, А.Ш.ИСМАИЛОВ, Ш.ДУЙШЕНАЛИЕВ,
Л.М.ПЛОТНИКОВА, В.И.УЛОМОВ*

ОБ ИЗМЕНЕНИЯХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ И СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПОД ВЛИЯНИЕМ ВОДОХРАНИЛИЩ В СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЙОНАХ

В настоящей статье излагаются результаты исследований геофизических полей в зонах крупных водоохранилищ, выполненных институтом Гидропроект им.С.Я.Жука, Дагестанским филиалом АН СССР, институтами сейсмологии АН КиргССР и АН УзССР. Разделы 1-3 в части измерений колебаний уровня воды и давления грунтовых вод в скважинах в районе Чиркейской ГЭС написаны В.М.Лягтером, А.Д.Капцаном, А.Р.Макаровым (НИС Гидропроекта). Раздел 3 в части исследований интенсивности выхода гелия и аргона из недр земли написан С.С.Сардаровым и А.Ш.Исмаиловым (Дагестанский ФАН СССР), а изучения гидрогеологических и геохимических полей Д.Г.Осикой (Даг ФАН СССР). Разделы 4 и 6 написаны А.И.Савичем, Л.Е.Липской, М.Н.Ильиным, М.Г.Езерским (Гидропроект). Раздел 5 в части, касающейся исследований в районе Орто-Токской и Папанского водоохранилищ, написан Ш.Дуйшеналиевым (ИС АН КиргССР); а в районе Чарвакского водоохранилища - В.И.Уломовым и Л.М.Плотниковой (ИС АН УзССР).

1. Общие представления об изменении геофизической обстановки района при создании водохранилища

Многочисленные данные свидетельствуют об усилении региональной и локальной сейсмичности при заполнении крупных водоохранилищ [1]. Воздействие крупных водоохранилищ проявляется в тектонически подготовленных неустойчивых областях земной коры [2]. Отмечено, что расположение эпицентров и режим высвобождения сейсмической энергии зависят от тектонического строения района. При прогнозе и оценке возбужденной сейсмичности наряду с изучением тектонического и гидрогеологического строения района водоохранилища особое значение приобретают исследования физических свойств геологической среды, вмещающей очаги землетрясений, а именно: пористости, трещиноватости, обводненности, водопроницаемости. Известно, что перед сейсмическим толчком изменяются свойства горных толщ: скорость распространения продольных и поперечных упругих волн [3], электрическое сопротивление [4], пористость, поток радона [5]. Изменяются также уровень и параметры движения грунтовых вод [6,7].

Рост тектонических напряжений сопровождается вариациями электротеллурического поля и пьезомагнитных (сейсмомагнитных) характеристик горных пород [8]. Сейсмогенному процессу сопутствуют закономерные изменения газового (элементы, изотопы) состава подземных вод и их дебитов [9], изменения давления и температуры подземных вод, нефти и газа. Все вышеперечисленные явления можно считать в большей или меньшей степени предвестниками землетрясений, которые требуют самого тщательного наблюдения и изучения. Таковы причины, приводящие к необходимости организовать геофизические работы в районах водоохранилищ до и после их заполнения.

В зарубежных исследованиях прогресс в предсказании землетрясений связывается с дилатантно-диффузионной гипотезой, выдвинутой американскими учеными Л.Р.Сайксом и К.Г.Шольцем [10]. Она опирается на результаты

многолетних наблюдений, проведенных советскими учеными в Гармском районе Таджикистана, а также на данные, полученные в США и Японии.

Гипотеза позволяет объяснить большой класс явлений, предшествующих землетрясению. Наблюдения за многочисленными землетрясениями показали, что перед землетрясением отношение скоростей продольных и поперечных волн уменьшалось до аномально малой величины. Во всех случаях землетрясение происходило через небольшой интервал времени после того, как это отношение начинало увеличиваться. Объясняющая это явление модель базируется на лабораторных опытах по разрушению образцов, которые показывают, что горные породы перед разрушением увеличиваются в объеме. Это явление назвали дилатансией. Дилатансия возникает благодаря распространению трещин в горных породах. Разрыхление пород значительно снижает скорость продольных волн и мало сказывается на скорости поперечных волн. Этот процесс указанные выше авторы делят на 3 стадии. Стадия 1 состоит в медленном накоплении тектонических напряжений, достаточных для начала дилатансии со скоростью большей, чем скорость заполнения водой образовавшихся пор. Породы разуплотняются и скорость продольных волн уменьшается, тогда как скорость поперечных волн мало изменяется. Поровое давление уменьшается. Стадия 2 заключается в том, что вода заполняет вновь образовавшиеся трещины, способствуя их дальнейшему росту. Стадия 3 состоит в том, что скорость продольных волн увеличивается. Отношение скоростей продольных и поперечных волн увеличивается, поровое давление растет.

Таким образом, дилатансия задерживает землетрясение благодаря уменьшению давления воды, а затем вызывает его, когда поровое давление увеличивается. Длительность дилатансионной аномалии является функцией силы последующего землетрясения.

В последние годы интенсивно ведутся работы по поискам предвестников землетрясения. На стадии разработки находится система контроля за сейсмической активностью, основанная на наблюдениях вариаций напряженности и деформации материалов земной коры [11]. Исследуются взаимосвязи между изменениями температуры и давления поровой жидкости в процессе образования сейсмического разлома [12]. В США разработана программа лабораторных, теоретических и полевых исследований по поиску предвестников и предсказанию землетрясений [13]. Она включает изучение деформаций и наклонов земной поверхности с помощью лазерной техники и радиосигналов от квазаров, изучение вариаций магнитного поля Земли, порового давления жидкости, эманы радиона, электросопротивления горных пород, скоростей сейсмических волн, параметров микросейсмичности. В рамках этой программы предусмотрено международное научное сотрудничество, в частности с СССР.

В настоящее время в связи с увеличением объема создаваемых водохранилищ и высоты плотин, сооружаемых на скальном основании, большое значение приобретает исследование физико-механических свойств, напряженного состояния и деформационных процессов в основаниях крупных гидротехнических сооружений во время их эксплуатации.

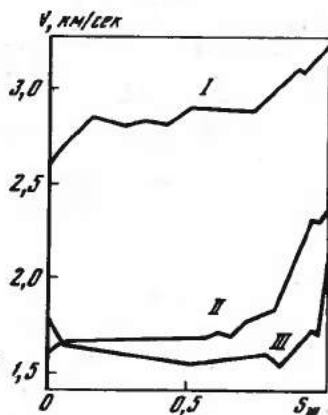
Остановимся на роли воды в изменении состояния горных пород. Можно выделить следующие факторы, способствующие этому изменению [14-16]: 1) гравитационное действие водохранилища; 2) влияние давления поровой воды, проникшей в глубь земли; 3) физико-химическое действие воды на горную породу.

Расчеты напряженного состояния скального основания от гидростатического давления воды для двух участков Токтогульского водохранилища показали следующее [17]. В узком каньоне непосредственно у плотины нормальные и касательные напряжения быстро затухают и на глубине 200 м имеют величину 3 кг/см^2 (при величине нормального давления на поверхности $8,3 \text{ кг/см}^2$). На глубине 5 км касательные напряжения не превосходят $0,1 \text{ кг/см}^2$.

В районе широкой части водохранилища (линейный размер 10 км) напряжения затухают медленно. Для той же глубины 5 км касательные напряжения составляют 2 кг/см^2 , а нормальные - 6 кг/см^2 (при давлении на поверхности 7 кг/см^2). Изменение напряженного состояния пород влечет за собой изме-

Рис. 1. Скорость продольных волн V в песчаниках, насыщенных водой и воздухом

I - песчаники "Кромвель", пористость $n = 0,16$; II - песчаники "Никольс Буфф", $n = 0,22$; III - песчаники - "Бриттон", "Окла", $n = 0,3$; S_w - водонасыщение



нение многих геофизических полей, в том числе электрического и магнитного за счет пьезоэффекта, изменение потока благородных газов за счет изменения пористости, изменение скоростей распространения сейсмических волн за счет изменения модулей упругости и объемного веса.

Влияние заполнения пор водой на изменение скоростей распространения сейсмических волн можно проиллюстрировать, рассматривая характеристики двухфазной среды грунт-вода, в которой вода полностью окружает "скелет" грунта. Величину скорости распространения продольных волн в такой двухфазной среде можно выразить через константы Ламе или скорости сейсмических волн в грунте и воде следующим образом [18]:

$$v = \sqrt{\frac{\lambda_0 + 2\mu_0 + K'_ж}{\tilde{\rho}}} = \sqrt{v^2 \frac{\rho}{\tilde{\rho}} + v_B^2 \frac{\rho_B}{\tilde{\rho}n}}; \quad (1)$$

$$\tilde{\rho} = \rho_M(1 - n) + \rho_B n, \quad (2)$$

где λ_0, μ_0 - константы Ламе в сухом грунте; $\tilde{\rho}$ - плотность эквивалентной среды; ρ_M - плотность минерала; n - пористость; $K'_ж = K_ж/n$, здесь $K_ж$ - модуль объемного сжатия поровой жидкости (воды); ρ, ρ_B - соответственно плотность грунта и воды; v и v_B - скорость продольных волн в грунте и воде.

В скальных основаниях гидросооружений, где скорость продольных волн составляет 3000-4000 м/сек, за счет обводнения (при средней пористости ~10%) изменения скорости продольных волн могут равняться 500-1000 м/сек. На рис. 1 отчетливо показано, что скорость продольных волн увеличивается при уменьшении пористости песчаников и увеличивается при возрастании их водонасыщения [19].

Физико-химическое действие воды на горюю породу в условиях высоких температур и давлений может существенно изменить ее характеристики. Вода в высокотемпературной области приобретает свойства идеально смачивающей жидкости и получает возможность распространяться по тончайшим капиллярам, соизмеримым с величиной молекулярных слоев. Благодаря своему расклинивающему действию она способна создавать микротрещины в породе, изменяя тем самым физико-механические свойства среды. Для изучения изменения характеристик горных пород применяются геотехнические и геодезические наблюдения, которыми необходимо охватить всю интенсивно деформируемую под сооружением зону, глубина которой для крупных гидротехнических сооружений, по-видимому, достигает сотен метров, а протяженность - нескольких километров.

Ясно, что с достаточной детальностью изучить деформационные процессы в этой зоне с помощью традиционных видов геотехнической контрольно-измерительной аппаратуры слишком сложно. Поэтому в последнее время для наблюдения за поведением крупных плотин и их оснований во время заполнения водохранилища и в процессе его эксплуатации стали применяться геофизические методы контроля, и прежде всего сейсмоакустический. Преимуществами этого метода являются:

1. Возможность изучать внутренние, ненарушенные горными выработками, части массива, используя для этого отработанные методики сейсмоакустического просвечивания, профилирования и каротажа скважин.

2. Непосредственная связь характеристик сейсмических колебаний с напряженно-деформированным состоянием массива. Как известно, по результатам сейсмоакустических исследований можно оценить напряженное состояние, трещиноватость, неоднородность и анизотропность скального массива [20].

3. Широкий диапазон масштабов исследований, позволяющий изучать объемы от долей до десятков и сотен кубических метров, используя разночастотные модификации метода: ультразвуковые исследования (диапазон частот - 10^4 - 10^5 гц), акустические (диапазон - 10^3 - 10^4 гц), сейсмические (диапазон - 10^2 - 10^3 гц).

Основная цель долговременных сейсмоакустических исследований - изучение изменений во времени напряженно-деформированного состояния скального массива с целью выявления областей различной деформируемости и зон возможных разрушений.

Впервые в СССР комплекс долговременных геофизических наблюдений проводится на Ингурской и Токтогульской ГЭС.

2. Теоретические исследования деформаций слоя обводненных горных пород при нагрузках, вызванных медленными движениями земной коры

Можно выделить два, переходящих один в другой этапа в жизни района водохранилища. Первый этап связан непосредственно со временем заполнения водохранилища. В это время происходит существенное изменение гидрогеологического режима (поднимается давление в пластах, непосредственно связанных с водохранилищем), а также гравитационная нагрузка поверхности земли. На втором этапе, при стабилизации уровня воды в водохранилище, вода начинает проникать в глубь земли, меняя общую обводненность района, занимая существенно больший объем среды.

Изменения уровня подземных вод на первом этапе связаны в основном с подъемом уровня воды в водохранилище. Изменения давления воды в подземных водах вызывают изменения напряженного состояния среды. Это явление представляет наибольший интерес, так как изменение напряженного состояния горных пород и является тем механизмом, который возбуждает землетрясение. На втором этапе изменения давления и уровня подземных вод будут связаны в основном с перераспределением напряжений в горных породах благодаря миграции подземных вод как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях, с чем и может быть связано изменение сейсмической активности. При этом будут изменяться электропроводность, гравитационное поле, деформация поверхности земли, выделение эманаций радона, гелия, аргона.

Физическое развитие явлений, приводящих к предельному состоянию горной породы - к землетрясению, можно представить в виде четырех стадий [22]:

- 1) стадия статистически стационарных тектонических движений, в результате которых в отдельных участках коры меняется напряженное состояние, приближаясь к предельному (в сейсмогенных зонах);
- 2) стадия развития множественных дислокаций - появления предельного состояния и развития разрушений в очаговой зоне, при этом пористость породы в очаге увеличивается, что сопровождается уменьшением скоростей распространения продольных и поперечных волн, слабым уменьшением эквивалентной плотности среды;
- 3) стадия заполнения пород зоны дислокаций водой и водными растворами, сопровождающаяся увеличением скоростей распространения продольных волн практически без изменения или с небольшим уменьшением скоростей поперечных волн; небольшим увеличением эквивалентной плотности среды. К концу этого периода заметно уменьшается шаровая компонента сжимающих нормальных напряжений в породе, почти без изменения касательных напряжений, заметно уменьшается прочность породы за счет физико-химических процессов

на контакте горных пород с водой. Обе эти причины, действуя в одну сторону, вызывают резкое ускорение процессов разрушения;

4) стадия бурного развития дислокаций, формирующих магистральный разрыв, дающий резкое изменение распределения касательных напряжений; возникновение интенсивных движений, сопровождающихся генерацией сейсмических волн и конечными деформациями дневной поверхности земли.

Приведенная классификация, очевидно, имеет много общего со схемой, рассматриваемой в дилатантно-диффузионной теории.

Остановимся на второй и третьей стадиях, существенных для выявления механических предвестников землетрясения. Допустим для определенности, что геологическая сейсмогенная структура представлена слоем, тектонические напряжения в котором постепенно увеличиваются, что может быть описано изменением угла наклона вектора напряжений, действующего, например, на горизонтальной площадке. Деформации будем считать плоскими, а само движение настолько медленным, что инерционными членами в уравнениях до момента возникновения землетрясения можно пренебречь. Похожая задача для иных практических целей решалась в [21].

В рассматриваемой постановке задача одномерная; все функции зависят только от координаты. Внешнее воздействие зададим объемными силами, которые будем считать распределенными, так же как силы тяжести. Отношение горизонтальной и вертикальной компонент этих сил равно $\operatorname{tg} \alpha$, где угол α в случае действия только сил тяжести имел бы смысл угла наклона рассматриваемого слоя к горизонту.

Краевые условия: на свободной поверхности нормальное σ_z и касательное τ_{xz} напряжения равны нулю. Для расчета напряжений этого условия достаточно.

Из уравнений равновесия находим

$$\tilde{\sigma}_z = -\rho g z \cos \alpha; \quad (3)$$

$$\tilde{\tau}_{xz} = -\rho g z \sin \alpha, \quad (4)$$

где $\tilde{\sigma}_z = \sigma_z - p$; $\tilde{\tau}_{xz} = \tau_{xz}$ — напряжения в эквивалентной однофазной среде; σ_z , τ_{xz} — напряжения в скелете горной породы; p — поровое давление; $\rho = \rho_M(1-n) + \rho_{\text{ж}}n$ — плотность эквивалентной однофазной среды; ρ_M — плотность минерала; n — пористость; $\rho_{\text{ж}}$ — плотность воды.

В случае необводненного грунта $p = 0$, $\rho_{\text{ж}} = 0$.

В допредельном состоянии будем считать справедливым закон Гука. Условия одномерности задачи требуют, чтобы приращения относительных продольных деформаций отсутствовали.

$$d\epsilon_x = \frac{1}{E} [d\sigma_x - \nu(d\sigma_y + d\sigma_z)] = 0. \quad (5)$$

Условия плоской деформации диктуют отсутствие изменений относительных деформаций поперек слоя:

$$d\epsilon_y = \frac{1}{E} [d\sigma_y - \nu(d\sigma_z + d\sigma_x)] = 0; \quad (6)$$

$$d\epsilon_{xz} = \frac{1+\nu}{E} d\tau_{xz}. \quad (7)$$

Из (5), (6) получаем

$$d\sigma_x = d\sigma_y = \frac{\nu}{1-\nu} d\sigma_z. \quad (8)$$

Из (7), (8), (3) и (4), пренебрегая влиянием начальных условий (или полагая их нулевыми), найдем, например, для необходимого грунта:

$$\sigma_x = \sigma_y = -\frac{\nu}{1-\nu} \rho g z \cos \alpha; \quad (9)$$

$$\epsilon_{xz} = -\frac{1+\nu}{E} \rho g z \cos \alpha. \quad (10)$$

Учитывая, что

$$d\epsilon_z = \frac{1}{E} [d\sigma_z - \nu(d\sigma_x + d\sigma_y)] = \frac{1-\nu-2\nu^2}{E(1-\nu)} d\sigma_z, \quad (11)$$

получим

$$\epsilon_z = \frac{-(1-\nu-2\nu^2)}{E(1-\nu)} \rho g z \cos \alpha. \quad (12)$$

Условия прочности горных пород в сложном напряженном состоянии могут быть приближенно описаны соотношением Мизеса - Шлейхера - Боткина [18, 22]:

$$f = \sqrt{I_2'} + k\sigma - b = 0. \quad (13)$$

Здесь

$$I_2' = 1/6 [(\sigma_1 - \sigma_2)^2 + (\sigma_1 - \sigma_3)^2 + (\sigma_2 - \sigma_3)^2]$$

есть второй инвариант девиатора напряжений; $\sigma = 1/3(\sigma_1 + \sigma_2 + \sigma_3)$ - первый инвариант тензора напряжений; $\sigma_i (i=1, 2, 3)$ - главные напряжения в "скелете" горной породы; k, b - параметры прочности грунта.

Вычислим значения функций, характеризующих условия выхода в предельное состояние, определяемое соотношением (13):

$$\sqrt{I_2'} = \rho g z \sqrt{\frac{(1-2\nu)^2 \cos^2 \alpha}{3(1-\nu)^2} + \sin^2 \alpha}; \quad (14)$$

$$\sigma = \frac{1}{3} (\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z) = -\rho g z \frac{1+\nu}{3(1-\nu)} \cos \alpha; \quad (15)$$

$$f = b \left[\frac{\rho g z}{b} \sqrt{\frac{(1-2\nu)^2 \cos^2 \alpha}{3(1-\nu)^2} + \sin^2 \alpha} - k \frac{\rho g z}{b} \frac{1+\nu}{3(1-\nu)} \cos \alpha - 1 \right]. \quad (16)$$

Полагая $f=0$, найдем условия выхода породы в предельное состояние. Если $b \rightarrow 0$, что соответствует случаю полностью раздробленной породы, предельное состояние наступает для всего слоя сразу (или для той части слоя, где $b=0$). При этом

$$\operatorname{tg} \alpha = \operatorname{tg} \alpha_* = \frac{k(1+\nu)}{3(1-\nu)} \sqrt{1 - \frac{3(1-2\nu)^2}{k^2(1+\nu)^2}}. \quad (17)$$

Величина b обычно не равна нулю, хотя и уменьшается с увеличением размера области загрузки (за счет влияния локальных дислокаций).

При фиксированных α и k (величина k для реальных горных пород меняется сравнительно мало - обычно $0,5 < k < 1,2$) положение зоны запредель-

ного состояния определится условием

$$\rho g z / b \geq \left(\sqrt{\frac{(1-2\nu)^2 \cos^2 \alpha}{3(1-\nu)^2} + \sin^2 \alpha} - k \frac{1+\nu}{3(1-\nu)} \cos \alpha \right)^{-1}. \quad (18)$$

Если принять для сейсмогенных зон $b \approx 550 \text{ кг/см}^2$, то, например, при $\alpha = 45^\circ$, $\nu = 0,25$, $k = 1$ ($\rho g z / b = 2,76$), появление очаговой зоны можно ожидать на глубине $z = 5-6 \text{ км}$.

Условие $f = 0$ означает переход ко второму периоду постепенного роста дислокаций, проявляющемуся интегрально в появлении свойств пластичности. Из условий пластичности в форме Прагера - Драккера [18] и условия предельного состояния в форме Мизеса - Шлейхера - Боткина (13) с учетом одномерности задачи и условия плоской деформации, получим пять уравнений с пятью неизвестными функциями $\sigma_x, \sigma_y, \epsilon_z, \epsilon_{xz}, \xi$, где ξ - дополнительная неизвестная функция, характеризующая объемные пластические деформации [18, гл. 8].

Напряжения σ_z и r_{xz} в данном случае не зависят от уравнения состояния и задаются соотношениями (3), (4). Указанная система имеет следующий вид:

$$\frac{1}{E} d\sigma_x - \frac{\nu}{E} (d\sigma_y + d\sigma_z) + \left(\frac{k}{3} + \frac{2\sigma_x - \sigma_y - \sigma_z}{6\sqrt{I_2'}} \right) d\xi = 0; \quad (19)$$

$$\frac{1}{E} d\sigma_y - \frac{\nu}{E} (d\sigma_z + d\sigma_x) + \left(\frac{k}{3} + \frac{2\sigma_y - \sigma_z - \sigma_x}{6\sqrt{I_2'}} \right) d\xi = 0; \quad (20)$$

$$\frac{1}{E} d\sigma_z - \frac{\nu}{E} (d\sigma_y + d\sigma_x) + \left(\frac{k}{3} + \frac{2\sigma_z - \sigma_x - \sigma_y}{6\sqrt{I_2'}} \right) d\xi = d\epsilon_z; \quad (21)$$

$$\frac{1+\nu}{E} dr_{xz} + \frac{r_{xz} d\xi}{2\sqrt{I_2'}} = d\epsilon_{xz}; \quad (22)$$

$$\sqrt{\frac{1}{6} [(\sigma_x - \sigma_y)^2 + (\sigma_y - \sigma_z)^2 + (\sigma_z - \sigma_x)^2 + 6r_{xz}^2]} + \frac{k}{3} (\sigma_x + \sigma_y + \sigma_z) - b = 0. \quad (23)$$

Обратим внимание здесь на то, что во все уравнения (19) - (23) входят напряжения в скелете горной породы, параметры ν и E также относятся к скелету горной породы.

Условия взаимодействия с жидкостью и ее влияние проявляются через значения напряжений r_{xz} и σ_z , а также через значения "констант" прочности k и b .

Величина k при водонасыщении нерастворимых горных пород практически не меняется. Напротив, согласно опытным данным, величина b вследствие физико-химического взаимодействия воды и породы можно заметно снизиться. Что касается величин σ_z и r_{xz} , то их значения могут существенно меняться в зависимости от режима обводнения. Решение системы (19) - (23) даже при $b = 0$ и без учета обводнения оказывается довольно громоздким, требующим применения ЭЦВМ [21].

Для рассмотренного примера ($b = 0$), σ_z и r_{xz} по (3), (4), Б.И. Дидухом было получено выражение для объемной деформации ϵ :

$$\frac{E}{\rho g z} (\epsilon - \epsilon_{**}) = (1 - 2\nu) (\cos \alpha_{**} - \cos \alpha). \quad (24)$$

Здесь α_{**} значение угла наклона, при котором начинается запредельное состояние (при $b = 0$, $\alpha_{**} = \arctg k$), характеризуемое в данном случае условием

$$\sigma_x = \sigma_y = \sigma_z \quad (25)$$

и уравнением состояния Максвелла для вязко-упругой жидкости; ϵ_{**} - объемная деформация в этот момент.

Качественно важным результатом является то, что по мере развития предельного состояния (по мере увеличения угла наклона α) относительные объемные деформации грунта увеличиваются, т.е. увеличивается пористость

($\frac{d\epsilon}{d\alpha} > 0$), что отражается на уменьшении скоростей распространения продольных и поперечных волн. По мере заполнения пор водой (этот процесс описывается уравнениями фильтрации в упругой среде с соответствующими краевыми условиями), скорость поперечных волн остается такой же или еще уменьшается (за счет развития запредельного состояния), а скорость продольных волн нарастает за счет увеличения жесткости эквивалентной среды.

Образующаяся в зоне предельного состояния дополнительная пористость оказывает дренажную роль на окружающие массивы горных пород. Поэтому в период развития области предельного состояния должно отмечаться понижение давления глубинных грунтовых вод. Перед землетрясением темп понижения давления грунтовых вод замедляется, так как в зонах развивающегося запредельного состояния относительные изменения объемных деформаций меньше. Восстановление (повышение) давления подземных вод может означать и заполнение пор. В этом случае можно ожидать резкого ускорения процесса образования очага землетрясения за счет уменьшения нормального давления в скелете горной породы и сохранения или увеличения девиаторной компоненты тензора напряжений. Таким образом, восстановление глубинного порового давления после его длительного понижения можно считать признаком землетрясения.

Конкретные практические оценки можно делать на основе решения подходящей краевой задачи, параметры которой берутся из непосредственных геологических данных рассматриваемого района, данных об изменениях давления грунтовых вод, геофизических данных о скоростях распространения волн.

3. Комплексные геофизические наблюдения на Чиркейской ГЭС

Комплекс геофизических исследований на Чиркейской ГЭС проводится научно-исследовательскими группами разных ведомств - ДагФАН СССР, ИФЗ АН СССР, НИС Гидропроекта, ВНИИГ. Целью работ является изучение изменений геофизических полей в связи с наполнением водохранилища и прогноз землетрясений.

Измерения колебаний уровня воды и давления грунтовых вод в скважине. Выше было показано, что по мере приближения горных пород к предельному состоянию относительные объемные деформации увеличиваются, а следовательно, изменяется и пористость. Эти факторы должны способствовать изменению давления и уровня подземных вод. Поэтому одной из задач является изучение закономерностей колебания уровня подземных вод и их давления в скважинах, установление корреляционных связей с сейсмичностью района, развитие теоретических моделей явления и прогноз времени возникновения землетрясений.

Методика этих работ находится в стадии разработки. Типовая схема измерений показана на рис. 2. Измерения колебаний уровня воды в скважине осуществляется емкостными волнографами, обеспечивающими точность измерений ± 1 мм. Волнограф имеет две параллельные струны длиной 2 м и опускается в скважину на тросе. В случае, если уровень воды поднимается

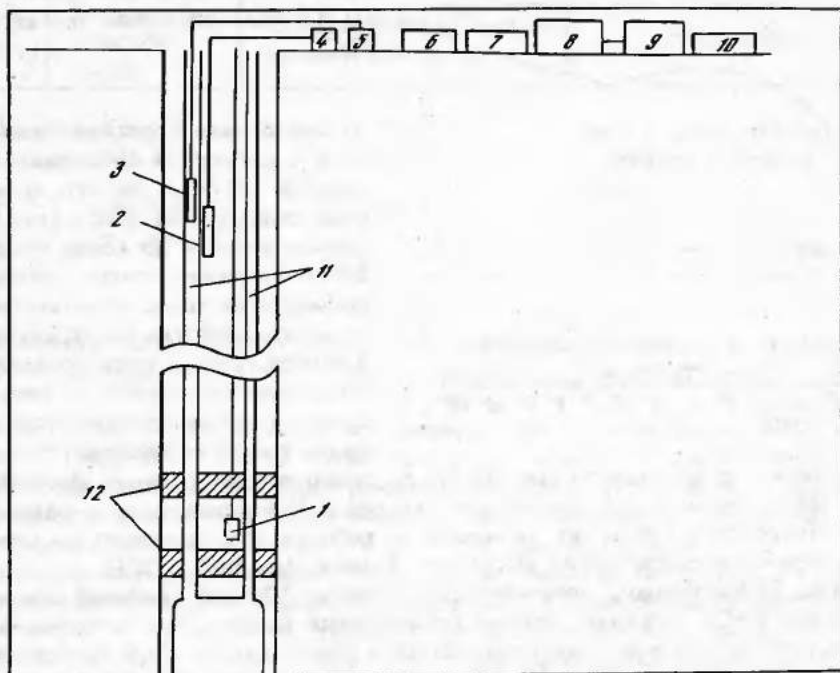


Рис. 2. Схема расположения приборов в скважине (Разработка НИС Гидропроекта)

1 - датчик давления; 2, 3 - волнографы; 4, 5 - самописцы; 6 - осциллограф; 7 - усилитель; 8 - программное устройство; 9 - осциллограф; 10 - сейсмограф; 11 - трубы; 12 - зона укупорки скважины

выше пределов измерения, датчик поднимается на соответствующую величину и вновь включается в работу. Таким образом, предел измерений не ограничен. Сигнал от волнографа, усиленный усилителем, поступает на самописец Н-37, который производит запись со скоростью 2 см/ч.

Запись давления в скважине осуществляется по специальной схеме, разработанной в НИС Гидропроекта.

Запись давления осуществляется в двух режимах: а) дискретно-непрерывном (по 5 мин каждый час); б) непрерывном с большой скоростью развертки с запуском при землетрясениях определенной силы.

С февраля по май 1975 г. в скважине нижнего бьефа Чиркейской ГЭС НИС Гидропроекта совместно с Институтом геологии Даг ФАН СССР проводились измерения колебаний уровня воды с помощью волнографа. Уровень подземных вод находился на глубине 57,5 м от поверхности земли. Скважина расположена на правом берегу р. Сулак на расстоянии 500 м от плотины. Геологический разрез представлен трещиноватыми глинистыми сланцами.

Гидрогеологические условия района следующие: в известняках верхнего мела и в русловых отложениях р. Сулак распространен единый горизонт подземных вод со свободной поверхностью. Трещинные воды известняков взаимосвязаны с пластовыми поровыми водами руслового аллювия и дренируются р. Сулак. Зеркало подземных вод залегает на глубине 200-250 м от дневной поверхности и имеет уклон в сторону реки. Разгрузка подземных вод происходит преимущественно по тектоническим трещинам. Питание вод идет за счет атмосферных осадков, а также в результате подпитывания из более глубоких горизонтов по тектоническим трещинам, на что указывает присутствие вод хлоридно-натриевого состава, распространенных в породах нижнего мела. Коэффициент фильтрации пород в районе исследуемой скважины оценивается величиной 0,46 м/сут. С глубиной коэффициент фильтрации пород уменьшается и ниже 300 м составляет 0,01 м/сут.

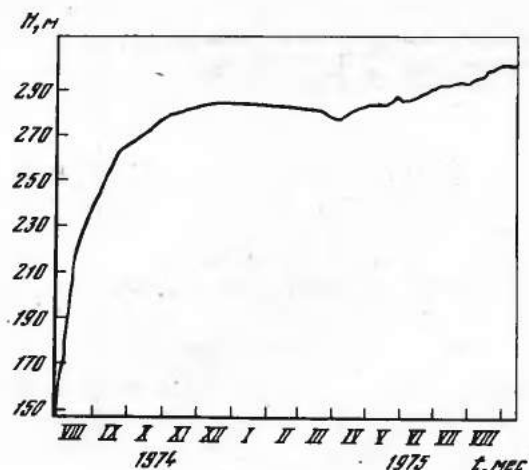


Рис. 3. Изменение уровня воды H в водохранилище Чиркейской ГЭС

Заполнение водохранилища началось с августа и продолжалось до декабря 1974 г. За это время уровень поднялся на 135 м (рис. 3). С начала декабря до конца февраля 1975 г. уровень воды находился примерно на одной отметке. Затем началась сработка водохранилища. До 1 апреля уровень воды понизился на 6 м, после чего вплоть до сентября происходило наполнение водохранилища со средней скоростью 18 см/сут.

За период с февраля по май 1975 г. сейсмические станции Даг ФАН СССР зафиксировали 4 землетрясения класса $K-10$ с эпицентром в районе гидроузла Чиркейской ГЭС. Они приведены в таблице, составленной по материалам лаборатории сейсмологии Института физики Даг ФАН СССР.

Анализ сейсмограмм, полученных на станции "Дубки" (рабочий поселок Чиркейской ГЭС), показал, что за исследуемый период зарегистрировано большое количество толчков (один-два толчка в день) класса $K < 9$. Наибольшие амплитуды смещения грунта (0,05–0,01 мм) отмечены 13, 14, 18 февраля, 6, 12, 15, 18, 19, 24, 27, 31 марта и 4, 5, 18 апреля 1975 г.

Анализ аномалии колебания уровня воды и амплитуды максимальных смещений грунта на станции "Дубки" приводит к следующим выводам:

1) не всем землетрясениям класса $K < 9$ соответствуют аномалии в колебаниях уровня воды; 2) отмечаются случаи возникновения колебаний уровня воды с амплитудой до 10 см перед, во время и после возникновения землетрясения; 3) разница во времени между началом колебания уровня воды и моментом прихода сейсмических волн не превышает нескольких часов; 4) период колебаний уровня воды и их продолжительность также не превышает нескольких часов.

Для местных землетрясений (эпицентры в радиусе 25 км) класса $K \approx 8-10$ отмечены следующие закономерности: 1) до начала землетрясения отмечаются интенсивные колебания уровня воды; 2) колебания начинаются за 2–9 ч до землетрясения; 3) максимальная амплитуда колебания достигает 30 см; 4) в одних случаях аномалии начинаются с понижения уровня воды, в других случаях — с его повышения; 5) длительность колебаний не более двух периодов; 6) периоды колебаний имеют величину 3–9 ч.

Кроме того, отмечаются низкочастотные колебания, не связанные с землетрясениями. Их период от 18 до 25 ч и связаны они, вероятно, с приливно-отливными явлениями в системе Земля — Солнце — Луна.

Таким образом, можно считать, что имеются предпосылки к краткосрочному прогнозу землетрясений по данным колебаний уровня грунтовых вод в скважинах. Естественно, что на столь коротком отрезке времени наблюдений нет возможности делать более конкретные выводы.

Исследования интенсивности выхода гелия и аргона из недр земли. В той же скважине нижнего бьефа Чиркейской ГЭС, где измерялись изменения уровня грунтовых вод, лаборатория физических методов анализа горных пород Института геологии Даг ФАН СССР проводила исследования вариаций глубинных потоков гелия и аргона в зависимости от: а) сейсмичности исследуемого района; б) уровня заполнения водохранилища; в) приливно-отливных явлений в земной коре.

Газоотборник конструкции данной лаборатории был установлен на забой скважины. Скважина непосредственно над зондом засыпана гравием и зацементирована.

Дата (1975г.)	Время мос- ковское, ч-мин	Энергетический класс землетрясения <i>K</i>	Балльность
6. III	15-05	9,5-10,0	3-4 в р-не Буйнакса
18. III	9-38	10,5	Эпицентр в районе Иш- карты
27. III	22-37	10,1	
18. IV	21-17	8,0	3-4 в р-не Караная

вана на высоту 10 м. За счет этого было исключено попадание атмосферного воздуха в исследуемый газ. Газ подавался к масспектрометру по двум трубкам.

Анализ аргона осуществлялся интегральным методом на масспектрометре МХ-1307. Измерения гелия производились на модернизированном приборе ПТИ-7А хромато-масс-спектрометрическим методом. Для очистки, дозирования и напуска газов использовалась аргоновая установка с титановым реактором, разработанная в Институте геологии Даг ФАН СССР.

Результаты измерений концентрации гелия, начатые за неделю до начала заполнения водохранилища, показали следующее: 1) амплитуда колебаний гелиевого потока с возрастанием уровня воды в водохранилище, начиная с глубины 30-40 м, стала уменьшаться. При этом наблюдалось нарушение периодичности в колебании гелиевого потока; 2) после достижения глубины водохранилища 80-100 м амплитуда колебаний гелиевого потока стала возрастать, оставаясь все же меньше амплитуды до начала заполнения.

И з у ч е н и е г и д р о г е о л о г и ч е с к и х и г е о х и м и ч е с к и х п о л е й. Для проведения натурных исследований по изучению геохимических, гидрогеологических и геофизических полей во время строительства Чиркейской ГЭС и заполнения ее водохранилища на территории, непосредственно прилегающей к Чиркейскому водохранилищу, был организован полигон. Проводились режимные наблюдения за изменением дебитов скважин и минеральных источников, химического состава минеральных вод и газов, их температуры, электрических свойств горных пород. Станции режимных наблюдений за изменчивостью химического состава вод и газов были организованы на следующих участках: 1) Зурамакентском газирующем термальном источнике, расположенном в 15 км к северу от плотины; 2) артезианской скважине "Исти-су", в 20 км к северо-востоку от нее; 3) глубокой разведочной скважине - Кумторкала-2, в 20 км к северо-востоку; 4) глубоких разведочных скважинах 2 и 3 на площади Заузанбаш в 20 км к востоку от плотины; 5) в Талгах (скв. 2) в 30 км к юго-востоку; 6) Уйташском сероводородном источнике в 40 км к востоку от Чиркейского водохранилища.

На перечисленных станциях режимных наблюдений ежедневно отбирались пробы воды, газов, замерялись их дебиты и температура.

В 1974-1975 гг.¹ непрерывные режимные наблюдения проводились с 1 июня по 25 декабря 1974 г. и с 20 января до 1 мая, а также с 15 мая по 5 сентября 1975 г. В результате наблюдений было установлено следующее. В связи с Каранайским землетрясением 5 августа 1974 г. интенсивностью 5-6 баллов; Бежентинским - 4 августа 1974 г. в 7-8 баллов; двумя Киятлинскими землетрясениями 25 июня и 18 ноября 1974 г. в 5-6 баллов; Зубутлинским - 23 декабря 1974 г. интенсивностью 6-7 баллов; Буйнакским - 10 января 1975 г. интенсивностью 8 баллов и др. наблюдались гидродинамические эффекты, выразившиеся в резких колебаниях дебитов воды, газов и нефти в скважинах и минеральных источниках на всей территории Да-

¹ Результаты наблюдений в предшествующий период приведены в [23, 24].

гестанского клина за несколько дней до первых толчков, во время землетрясения и после прекращения сейсмических проявлений перечисленных землетрясений. Как правило, дебиты скважин и источников резко возрастали задолго до толчков. Непосредственно перед землетрясениями (за один-три дня) отмечалось резкое падение дебитов флюидов в скважинах и источниках. Амплитуда изменений прямо пропорциональна силе землетрясения и обратно пропорциональна расстоянию точки наблюдения от эпицентральной зоны. Поскольку многие землетрясения сопровождаются афтершоками, то гидродинамические эффекты после сильных землетрясений имели место длительное время. Важно подчеркнуть, что гидродинамические эффекты не только сопровождали, но и предшествовали землетрясениям.

Геохимические эффекты выражались в глубоком изменении химического состава подземных минеральных вод и газов. При этом особо значительные изменения наблюдались в концентрации основных составляющих — макрокомпонентах вод и газов: хлора, бикарбонатов, сульфатов, кальция, магния, аммония, натрия, калия, бора, азота, метана и его гомологов, сероводорода, двуокиси углерода. Эти изменения наблюдаются за один-пять дней до форшока. Величина этих изменений также прямо пропорциональна силе будущего землетрясения и обратно пропорциональна расстоянию от очаговой зоны до станции режимных наблюдений.

Установлены следующие закономерности в проявлении геохимических аномалий в зависимости от расстояния: 1) для землетрясений 8-9 класса аномалии наблюдаются не далее 5-10 км от эпицентра до станции режимных наблюдений; 2) для землетрясений 9-10 класса ($I = 3-4$ балла) — не далее 10-20 км; 3) для землетрясений 10-12 класса ($I = 5-6$ баллов) — не далее 30-40 км; 4) для землетрясений силой 7-8 баллов — не далее 150 км (Бежентинское землетрясение 4 августа 1974 г.).

Электрометрические исследования. В районе водохранилища они проводились с использованием двух модификаций: путем регистрации естественного и искусственного электрического поля.

Исследования импульсного электрического поля Земли на территории экспедиции Ленгидропроекта у с. Лепотла и в с. Верхний Каранай в 1974 г. проводились двумя станциями по методу проф. А.А. Воробьева (Томский политехнический институт). Приемные электроды закапывались в землю на расстоянии в несколько десятков метров. Автоматическая запись изменений электрического поля осуществлялась на электронный самописец ЭПП-09. Наблюдения показали, что незадолго до землетрясения (от 2-3 до 30 ч и более) в прямой зависимости от силы землетрясения отмечается резкое увеличение амплитуды напряжения электрических импульсов относительно фона в спокойное время.

Исследования искусственного электрического поля сводятся к изменению кажущегося сопротивления горных пород. Работами Института физики Земли АН СССР [4] в Гармском сейсмоактивном районе получены корреляции в изменении кажущегося удельного сопротивления горных пород (ρ_k) при изменении их напряженного состояния перед землетрясением.

Перед сильным землетрясением отмечалось уменьшение ρ_k на 7-18%, причем минимум ρ_k совпадал с моментом возникновения землетрясения. В 1975 г. экспедиция ИФЗ АН СССР под руководством О.М. Барсукова организовала в районе водохранилища три станции наблюдения (в поселках Дубки, Миатлы, Ахатлы).

В районе Чиркейской ГЭС предполагается организация стационарных режимных наблюдений за состоянием электропроводности горного массива вблизи водохранилища. В настоящее время для этой цели разрабатывается методика электроразведки с использованием энергии действующей гидроэлектростанции.

Сейсмологические исследования. В комплекс геофизических наблюдений на Чиркейской ГЭС входят сейсмологические исследования на пяти постоянно действующих сейсмических станциях. Одна из них находится в поселке

Дубки, рядом с Чиркейской ГЭС. Среди задач, которые должны решаться, — изучение сейсмического режима и выявление очаговых зон землетрясений. Кроме того, большое количество сейсмометров установлено в скальном основании по бортам плотины и непосредственно в самой плотине. Вся аппаратура работает в ждущем режиме.

4. Применение геофизических методов для изучения пространственно-временных изменений напряженно-деформированного состояния скальных оснований на Ингури ГЭС

Сейсмоакустические наблюдения за деформационными процессами в теле плотины и в ее основании проводятся за рубежом уже около 10 лет. Полученные результаты долговременных наблюдений на плотинах Франции и Италии убедительно показывают, что при правильной постановке и тщательном проведении эксперимента, сейсмоакустический метод дает обширную дополнительную информацию о деформационных процессах как в самой плотине, так и в ее основании.

В настоящее время организован целый ряд геофизических наблюдений за скальным основанием плотины Ингури ГЭС и получены первые результаты этих исследований.

Комплекс аппаратуры для ультразвуковых и сейсмических исследований распределен так, что охватывает всю интенсивно деформируемую зону в основании арочной плотины Ингури ГЭС и в бортах долины.

Сейсмические долговременные наблюдения. Сейсмические долговременные исследования должны отражать общую картину изменения напряженно-деформированного состояния пород под сооружением. Этими исследованиями должна быть охвачена вся интенсивно-деформируемая часть массива, а детальность наблюдений должна позволять охарактеризовать деформационные процессы, происходящие в основных структурных элементах основания, соизмеримых по величине с основными блоками сооружения. Возникает один из существенных методических вопросов, какова оценка точности долговременных сейсмоакустических наблюдений? Многократно повторяемые наблюдения показали, что возможные относительные изменения скоростей при заполнении водохранилища (т.е. для нагрузок до 30 кг/см^2), судя по многочисленным опытом в массиве и на образцах, должны составить от 5 до 20%, в зависимости от абсолютного значения скорости до заполнения. Погрешности определения скоростей продольных волн современными методами существенно меньше возможных изменений скорости, что говорит о перспективности долговременных сейсмоакустических наблюдений.

Ультразвуковые наблюдения. Целью ультразвуковых наблюдений (УЗН) является изучение деформационных процессов в отдельных структурных элементах массива. Особенностью УЗН по сравнению с другими геофизическими методами является большая детальность исследований.

К настоящему времени в скальном основании арочной плотины Ингури ГЭС организована широкая сеть наблюдений и получены результаты за период времени с 1972 г., имеющие как методическое, так и практическое значение.

Ультразвуковые исследования включают в себя следующие наблюдения: а) на площадках (кустах) из 3–4 скважин (штуров); б) в одиночных скважинах; в) на верхах скважин. Подробно эти исследования описаны в работе [20]. Ниже рассмотрены результаты, полученные в одиночных скважинах. Периодически повторяющиеся наблюдения в одиночных скважинах проводились по методике продольного профилирования. Контролируемым параметром являлись скорости упругих волн. Скважины для исследований забуривались в зонах повышенной трещиноватости, а также вблизи зон крупных тектонических нарушений. Подобный выбор мест наблюдений основывался на предположении, что

участки трещин и неоднородностей, а также зоны разломов при нагружении пород становятся зонами концентрации напряжений. При этом важным методическим фактором был выбор направления скважин перпендикулярно или под некоторым углом к направлению слоистости и преимущественной трещиноватости массива, так как именно в этих направлениях происходят максимальные изменения параметров упругих волн. Скважины забуривались в штольнях скального основания арочной плотины на расстоянии 50–100 м от дневной поверхности под различными углами к направлению слоистости известняков. Всего изучено десять скважин на различных горизонтах скального основания и на обоих берегах реки. Измерения проводились с различной периодичностью с целью выбора оптимального интервала времени между последовательными циклами измерений и для оценки повторяемости результатов измерений.

Ультразвуковые исследования проводились на первой стадии при помощи импульсного сейсмоскопа ИПА-59 и в последующем с применением сейсмоскопа С-70, созданного на базе испытателя кабелей и линий Р5-5. Приборы дают возможность отсчета времени прихода волн с точностью до $0,5-1,0 \cdot 10^{-6}$ сек, что позволяет проводить высокоточные ультразвуковые измерения. Приемно-излучающим трактом служили семиэлементные зонды конструкции Гидропроекта с пневматическим прижимным устройством. Собственная частота преобразователей в шуровом зонде – 105 кГц. Более полно аппаратура и методика измерений описаны в работе [20].

Обработка материалов включала определение времен прихода различных фаз продольной P и поперечной S волн. По полученным данным строились скоростные разрезы скважин, исключалась зона, ослабленная влиянием выработки, и для ненарушенного массива вычислялась средняя скорость по скважине \bar{V} и стандартное отклонение \bar{V}' . В дальнейшем скорость \bar{V} была выбрана как контролируемый параметр.

Объективность и надежность данных долговременных наблюдений в большей степени зависит от точности определения скоростей продольных P и поперечных S волн. На основании проведенных в один день трех циклов измерений в каждой из двух скважин удалось оценить экспериментальную точность измерений скоростей \bar{V}_P и \bar{V}_S . Если принять за истинное значение \bar{V} значение средней скорости из нескольких повторных измерений \bar{V} в близкие моменты времени, то можно определить среднеквадратичное отклонение среднего значения скорости \bar{V}' (в м/сек) по результатам одного цикла измерений

$$\bar{V}' = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\bar{V}_i - \bar{V})^2}{n}}, \quad (26)$$

где \bar{V}_i – среднее значение скорости по скважине, \bar{V} – среднее значение скорости по n циклам, n – число циклов измерений.

Наблюдениями установлено, что для среднего значения скорости \bar{V} около 4000 м/сек среднеквадратичное отклонение \bar{V}' составляет 80 м/сек (2%), а для среднего значения скорости \bar{V} около 6000 м/сек \bar{V}' – 30 м/сек (0,5%). На основании рассчитанных данных устанавливается зависимость \bar{V}' от \bar{V} :

$$\bar{V}' = 180 - 0,025 \bar{V}, \quad \text{м/сек.} \quad (27)$$

Это уравнение использовалось для подсчета доверительных интервалов измерений при различных уровнях вероятности. В частности, установлено, что с вероятностью 0,9 для скорости $\bar{V}_P = 6000$ м/сек доверительный интервал $\Delta \bar{V}$ равен 50 м/сек или 0,8%, а для скорости \bar{V}_P , равной 4000 м/сек, $\Delta \bar{V} = 198$ м/сек или около 5%.

По результатам методических разработок признано целесообразным увеличить частоту замеров во времени и проводить их не реже чем один раз

в 1–1,5 мес. При этом для наблюдений оставлены только те скважины, средняя скорость в которых не менее 4000 м/сек, так как в противном случае за счет некачественности материалов наблюдения получается значительный разброс данных.

Работами, проведенными ранее на образцах и в массиве по изучению напряженно-деформированного состояния пород ультразвуковыми методами, показано, что при изменении давления до 30–50 кг/см² ожидаемые изменения в значениях скорости продольных волн для пород с различными начальными свойствами (начальное состояние пород оценивается значением скорости V до приложения нагрузки) составит от 4–5% для $\bar{V} = 6000$ м/сек и до 20% для $\bar{V} = 4000$ м/сек. Таким образом, видно, что при точности, обеспечиваемой аппаратурой и методикой, можно наблюдать и количественно оценить изменения напряженно-деформированного состояния скального основания при строительстве плотины и в процессе заполнения и эксплуатации водохранилища.

Кроме чисто методических разработок за период с 1972 г. получены данные об изменении скорости \bar{V}_p и стандарта \bar{V}'_p со временем по различным скважинам. Установлено, что в большом числе случаев изменения \bar{V}_p значительно выходят за границы доверительных интервалов. О причинах этих изменений пока можно говорить лишь предположительно, однако, по-видимому, не существует четкой корреляции между изменениями анализируемых параметров в различные сезонные периоды. В большинстве случаев графики, полученные по разным скважинам, ведут себя довольно разнообразно, плохо коррелируя друг с другом.

Тем не менее можно отметить ряд общих закономерностей. Во всех случаях с увеличением среднего значения скорости \bar{V} происходит уменьшение ее среднеквадратического отклонения \bar{V}' , и наоборот, в тех случаях, когда уменьшается значение \bar{V} , увеличивается \bar{V}' . Подобные соотношения между \bar{V} и \bar{V}' свидетельствуют о том, что увеличение среднего значения скорости происходит в основном за счет уменьшения неоднородности среды, т.е. уменьшения различия между слабыми и прочными элементами разреза.

Если наблюдается рост \bar{V} , то уменьшение неоднородности сопровождается "улучшением" слабых элементов, т.е. увеличением их упругости. Анализ совместных измерений скорости поперечных и продольных волн позволил сделать выводы, что в условиях Ингури ГЭС увлажнение мало влияет на заполнитель трещин, и, следовательно, более вероятной причиной роста скорости \bar{V}_p является обжатие трещин вследствие изменения напряженно-деформированного состояния массива.

Принимая подобную концепцию, можно сделать выводы о некоторых особенностях изменения свойств исследуемых пород во времени.

Основанием для таких выводов является факт одновременного резкого изменения всех изучаемых характеристик среды, т.е. значений \bar{V} и \bar{V}' во всех точках измерений, расположенных в различных частях массива, в один и тот же период, относящийся к марту–июню 1974 г.

Наблюдаемые за это время отклонения V_p и V_s значительно выходят за рамки доверительного интервала и объективно свидетельствуют о каких-то существенных изменениях свойств в различных частях массива. Общей чертой этих изменений является их резкая контрастность, когда уменьшение скорости сменяется резким ее возрастанием и наоборот, а также значительные амплитуды колебаний \bar{V}_p . Объяснение этого состоит в том, что в период аномалии скоростей в районе Ингури ГЭС произошли слабые местные землетрясения в радиусе 20 км, которые, возможно, повлияли на напряженно-деформированное состояние пород. Подобное объяснение наблюдаемых синхронных изменений хотя и правдоподобно, но требует дальнейшего исследования для доказательства его справедливости.

Электрометрические наблюдения. Наряду с сейсмическими ультразвуковыми и другими видами исследований в состав долговременных геофизических наблюдений на Ингури ГЭС была включена электрометрия по той же схеме, что и описанные выше наблюдения на Чиркейской ГЭС.

Целью измерения электрических сопротивлений пород основания плотины являлись наблюдения: 1) за изменением состояния пород скального основания плотины под действием длительной нагрузки с выявлением зон, ослабленных в результате воздействия избыточного давления; 2) за активностью крупного тектонического нарушения и состоянием пород на примыкающих к нему участках.

Электрометрические наблюдения были начаты с конца 1971 г. Измерение электрических параметров в подземных условиях имеет свою специфику в сравнении с наземными работами [25]. Опыт подземной электрометрии пока еще невелик. Кроме того, выработки на Ингури ГЭС отличаются сильной обводненностью и высоким уровнем промышленных помех. Это создает крайне неблагоприятные условия для электрометрии. Поэтому при проведении данных исследований большая роль отводилась опытно-методическим работам. До создания стационарных установок опробовались разные системы и способы проведения наблюдений. По ряду видов работ удалось добиться высокой точности измерений. Проведено 12 циклов полевых измерений, из них 7 на стационарных установках.

Наблюдения проводились отдельными сериями (циклами), в среднем по четыре цикла в год. Каждый цикл включает следующие виды работ: а) измерения в зоне разлома путем проведения электропрофилирования по методу срединного градиента, симметричного и трехэлектродного электрозондирования и электрического "просвечивания" зоны разлома; б) электропрофилирование симметричными установками и установками срединного градиента и ВЭЗ в дренажных галереях; в) каротажные измерения в скважинах цементационных галерей.

На первом этапе работ была получена электрическая характеристика пород скального основания плотины и установлена вполне уверенная корреляция между удельными электрическими сопротивлениями пород и скоростями распространения продольных волн в них. Поскольку для электрометрии используется в основном тот же базис наблюдений, что и для сейсмических и ультразвуковых измерений, это позволяет рассматривать полученные результаты в комплексе и при необходимости дополнять данные волновых методов, в частности, на участках сильно трещиноватых и ослабленных пород, где получение качественных результатов с помощью ультразвуковых методов затруднено.

По данным измерений, проведенных на стационарных установках до 1975 г., разница в значениях сопротивлений ρ_k в зоне разлома при повторных наблюдениях колеблется в среднем от 10 до 20%. Расхождение между значениями ρ_k , полученными в разное время года, составляет около 10%. В дренажных галереях разброс значений составляет в среднем от 7 до 20%. Для ρ_k , полученных по данным ВЭЗ, сезонный разброс значений равен в среднем 3-20%. Наиболее устойчивые значения сопротивлений наблюдались в зонах повышенной проводимости. Точность измерений составляла в среднем 2-3%.

Целью работ по изучению вариации электротеллурического поля являлась разработка аппаратуры и методики исследования возможности применения электрометрических методов для прогнозирования мест и времени землетрясений в районе строительства гидросооружений. Известно, что электрические свойства горных пород, функционально связанные со степенью напряженного состояния, могут служить индикатором изменений механических параметров среды в очаге землетрясения. Экспериментальные электрометрические исследования в фокальных зонах как в Советском Союзе (Камчатка, Средняя Азия), так и за рубежом (Япония) [25-29] позволили обнаружить ряд аномальных особенностей в структуре электротеллурического поля и в изменениях удельного электрического сопротивления горных пород перед сильными землетрясениями.

Работы на Ингури ГЭС были начаты в 1971 г. и состояли из комплекса теоретических, аппаратурных и полевых исследований.

К настоящему времени решен ряд теоретических вопросов по поискам местоположения источника аномалии в дипольном приближении (с учетом ориентации диполя) по редкой сети наблюдений, оценке влияния помех и геоэлектрической структуры на точность решения задачи и другие. Разработана автоматическая

аппаратура дискретной записи уровня электротеллурического поля, обладающая высокой помехоустойчивостью. Аппаратура сконструирована на основе шестиканального самопишущего потенциометра ПС-1-08. Начаты полевые наблюдения. Они ведутся на четырех станциях: "Хаиши" - на правом берегу р. Тхеши (приток р. Ингури); ст. "Тита" - на р. Ненской (приток р. Ингури), ст. "Худони" - на водоразделе рек Маганы и Ингури (станция расположена в четырех километрах от плотины в непосредственной близости к основному тектоническому разлому, пересекающему водохранилище); станции - в зоне разлома в районе плотины.

Расположение станций обусловлено стремлением, с одной стороны, разместить их в районе будущего гидросооружения, а с другой - так, чтобы охватить большой район с целью сопоставления с его сейсмичностью. С 1973 г. на этих станциях осуществляется синхронная регистрация с использованием 14-ти измерительных линий, проводится изучение влияния различных помех, в частности вариаций температурного поля и влажности, на запись земных токов. Целью дальнейших исследований является проведение круглогодичных наблюдений на всех станциях и изучение влияния помех различной природы.

5. Геофизические исследования на других водохранилищах

Долговременные геофизические исследования ведутся также в районах заполнения Токтогульского, Чарвакского, Нурекского водохранилищ.

Комплекс наблюдений в районе Токтогульского водохранилища охватывает сейсмометрические наблюдения на плотине и берегах каньона, а также исследования свойств скальных пород. Большой комплекс натуральных наблюдений организован Институтом сейсмологии АН УзССР на Чарвакском гидроузле. Сюда входят сейсмологические и геохимические работы. Долговременные сейсмологические наблюдения проводятся на Нурекской ГЭС. Начаты работы в зоне Колетдагского водохранилища, где к настоящему времени заложены геодезические знаки.

Проведен комплекс геофизических исследований в районах проектируемых водохранилищ на территории Киргизской ССР, позволивший составить уточненную карту сейсмического районирования участка проектируемой Паланской плотины, отнесенного к 9-балльной сейсмической зоне (для средних грунтовых условий).

По анализу записей слабых землетрясений, по методам акустических жесткостей с использованием инженерно-геологических данных составлена карта сейсмического микрорайонирования для основания и чаши водохранилища. На этой карте выделены 8-балльные участки в пределах Катарского массива, где проектируется сооружение. В штольнях Катарского массива определена скорость распространения сейсмических волн, изучены возможные относительные смещения створа плотины за счет расфазировки колебаний при сейсмическом воздействии. Для бортов проектируемой плотины установлено, что на высоте до 90 м от основания интенсивность колебаний возрастает примерно на один балл.

Получены данные натуральных исследований колебаний при землетрясениях в ущельях на участке строительства Паланского водохранилища [30]. В качестве исходного материала служили записи 23 землетрясений с эпицентральной дистанцией от 40 до 500 км на четырех станциях, установленных по склону ущелья на различной высоте. Основные результаты исследований сводились к оценке величины амплитуды колебаний на дне ущелья и его бортах, на различных высотах, а также изменение этих различий в зависимости от периодов сейсмических волн.

Получены данные о колебаниях в штольнях Катарского массива, где проектируется плотина [31]. Установлено, что отношение амплитуд колебаний на бортах каньона зависит от направления подхода сейсмических волн.

Получены сведения о сейсмическом режиме до и после заполнения Орто-Токойского водохранилища, о зависимости этих изменений от сезонных колебаний уровня воды в водохранилище. После заполнения водохранилища в 1974 г. количество подземных толчков заметно возросло; количество толчков 7-8 классов увеличивается в период заполнения водохранилища (с октября до апреля) и уменьшается в период спуска воды (с мая до сентября), тем самым проявляется зависимость изменений сейсмического режима от сезонных колебаний уровня воды в водохранилище.

Изучение пространственного распределения землетрясений показало, что количество подземных эпицентров с энергией 7-8 классов велико при расстоянии до 30 км от плотины; за пределами этого расстояния число эпицентров убывает. Причем эпицентры землетрясений плотно распределены в северо-восточном и юго-восточном направлениях от тела плотины, вдоль р. Чу и западного побережья оз. Иссык-Куль, что подтверждает связи между проявлениями сейсмичности и тектоническими нарушениями, развитыми в этом районе.

Проведены исследования сейсмического режима Чарвакского района в связи с заполнением водохранилища на площади 90x90 км². Заполнение водохранилища началось в 1970-1971 гг. Средний уровень воды в нем в 1972 г. достиг 77 м, в 1973 г. - 89 м, в 1974 г. за апрель-май уровень поднялся до 101 м, в августе - сентябре уровень понизился до 76 м. В первой половине 1975 г. в водохранилище был достигнут уровень воды 93 м.

Проводились детальные сейсмологические наблюдения сетью экспедиционных сейсмических станций, расположенных в акватории водохранилища, и сетью региональных станций. Обработка результатов материала наблюдений предусматривала определение влияния заполнения и режима эксплуатации водохранилища на следующие показатели: 1) качественную характеристику хода сейсмической активности; 2) изменение параметров графиков повторяемости; 3) пространственное распределение очагов землетрясений; 4) отношение скоростей продольных и поперечных волн; 5) затухание сейсмических волн с расстоянием. Решение этих задач исследований проводилось путем анализа и сопоставления хода сейсмичности с предыдущим периодом, т.е. с 1969 г. - периода после 7-балльного Бричмуллинского землетрясения 1959 г. при $K = 14-15$ и начала детальных сейсмологических наблюдений в районе.

Основные результаты изучения особенностей проявления сейсмичности в районе Чарвакского водохранилища в период с января 1973 по май 1975 г. сводятся к следующему:

1. Период начала заполнения водохранилища (1970-1971 гг.) характеризуется некоторой активизацией землетрясений энергетических классов $K = 9-10$, с глубиной гипоцентра $H = 0-5$ км.

2. Период эксплуатации водохранилища (1973-1975 гг.) отмечен уменьшением числа землетрясений энергетических классов $K = 9-10$ и заглублением их гипоцентров ($H = 10$ км). Разрядка напряжений, накопленных в земной коре, в период эксплуатации водохранилища происходила главным образом за счет землетрясений ($K = 5-7$) с глубиной фокусов $H = 0-5$ км.

3. Установлено, что среднедолговременные значения наклона графика распределения числа землетрясений по их энергиям в диапазоне энергетических классов $K = 8-14$ для Чарвакского района за общее время наблюдений (1968-май 1975 гг.) характеризуются величиной $\gamma = 0,43 \pm 0,014$.

4. Влияние одного события, связанного с районом исследования, - создание водохранилища не оказывает существенного действия на среднедолговременное значение закона распределения количества землетрясений по их энергиям.

5. Интервальное значение параметра γ графика повторяемости, построенного для интервала, содержащего несколько событий, происходящих в районе (подготовка сильных землетрясений и создание водохранилища), характеризуются значительным отклонением от среднедолговременных оценок.

6. Установлено отличие законов распределения количества землетрясений γ для периода, предшествовавшего созданию в районе водохранилища ($\gamma = 0,40$) и периода заполнения и эксплуатации водохранилища ($\gamma = 0,50$).

7. Отмечается незначительное повышение уровня сейсмической активности в 1974 г. по сравнению со среднедолговременными оценками.

8. Характер пространственного распределения очагов землетрясений в 1973 – май 1975 гг. подчиняется тем же закономерностям, что и очаги землетрясений за предыдущие годы. Он контролируется структурными факторами: четко прослеживается приуроченность очагов к тектоническим разломам. Территориально слабые землетрясения с $K = 4-6$ приурочены главным образом к району водохранилища – самой чаше и тектоническим разломам, огибающим блок земной коры, в пределах которого расположено водохранилище.

9. По записям землетрясений с $K = 7-9$ изучен в первом приближении закон затухания максимальных амплитуд с расстоянием для диапазона периодов 0,5–0,7 сек в направлении структур, очаги землетрясений которых представляют наибольшую опасность для плотины Чарвакской ГЭС (потенциально опасные очаговые зоны Кумбель–Ализарская, Бричмуллинская, Пскемская).

10. Для Бричмуллинской и Кенкольской очаговых зон, подвергающихся непосредственному обводнению за счет водохранилища, получено увеличение отношения скоростей продольных и поперечных волн.

11. Рассмотрены системы параметров, характеризующих сейсмический режим и режим заполнения и эксплуатации водохранилища, и оценена мера взаимосвязи между ними при помощи коэффициентов корреляции и корреляционных отношений.

12. Для всех рассмотренных соотношений не установлено каких-либо связей параметров сейсмичности с абсолютным уровнем воды в водохранилище.

13. Установлена коррелированность рассмотренных параметров сейсмичности лишь с величинами градиентов скорости колебания уровня воды в водохранилище.

Намечены направления дальнейших исследований по изучению рассматриваемых связей: 1) проведение дисперсионного анализа, позволяющего сделать выбор и оценку влияния на проявление сейсмичности в районе наиболее важного фактора из различных одновременно действующих факторов, связанных с режимом эксплуатации водохранилища; 2) изучение характера трансформации кинематических и динамических годографов по времени, так как изменение напряженного состояния земной коры в районе водохранилища должно сказываться на изменении скоростей распространения упругих волн и характере их затухания.

6. О составе исследований геофизических полей и свойств горных пород в зонах водохранилищ

Создание крупных искусственных водохранилищ оказывает значительное влияние на динамическое равновесие локальных участков земной коры, и это приводит к существенному изменению сейсмичности и сейсмического режима в пределах обширных территорий, примыкающих к водохранилищам. Теоретические и экспериментальные исследования показали на изменения свойств и состояния пород в массиве под влиянием водохранилищ, что вызывает изменения физических полей в этих зонах. Изучая их, можно получить информацию о характере и интенсивности внутрипородных процессов.

Таким образом, задачу изучения динамики тектонических процессов, происходящих в земной коре при создании и эксплуатации крупных искусственных водохранилищ, можно свести к задаче изучения динамики физических полей, связанных с протеканием тектонических процессов. Для успешного решения поставленной задачи необходимо определить круг явлений и виды физических полей, наиболее полно отражающих происходящие глубинные процессы, и разработать соответствующие методы и методику экспериментальных исследований – натуральных наблюдений.

В подобной постановке задачи организация натуральных измерений параметров геофизических полей в зонах искусственных водохранилищ позволит: 1) оценить изменения свойств и состояния пород в земной коре; 2) разработать способы прогнозирования изменения сейсмичности и сейсмического режима после создания водохранилищ; 3) разработать способы оперативного прогноза мест и времени возбужденных землетрясений.

В настоящее время выполняются лишь первые поисковые работы по разработке наиболее эффективных методов натуральных наблюдений и оптимальный состав исследований еще не определен. Однако совершенно очевидно, что по своему характеру это должны быть длительные и непрерывные наблюдения, начинающиеся задолго до начала заполнения водохранилища и продолжающиеся в процессе его эксплуатации. Наиболее обширные исследования выполняются в районах Чиркейской, Ингурской, Токтогульской и Нурекской ГЭС. Исследования на этих участках имеют много общего, и поэтому в настоящее время можно говорить о типовом комплексе натуральных наблюдений, включающем сейсмические, электрометрические, магнитометрические, наклономерные, геодезические, гидрогазовые и гидродинамические наблюдения.

Не все из перечисленных ниже методов исследований имеют равные права на существование, так как одни методы проверены временем и практикой, а другие находятся на стадии методических поисков и перспективность их неясна. Однако все эти методы пока следует использовать для наблюдений в сейсмических районах, где строятся крупные гидросооружения и водохранилища. Эти районы отличаются геологическим и тектоническим строением, поэтому комплекс перспективных методов может меняться в зависимости от этого. Может быть намечен следующий состав исследований.

1. Сейсмические и акустические исследования. Эти исследования выполняются с целью получения количественных характеристик свойств пород и оценки применения этих параметров на глубинах вплоть до глубин вероятных очагов землетрясений. Для решения поставленных задач используются профильные наблюдения на поверхности во внутренних точках земной коры, в горных выработках и в скважинах. Места установки пунктов наблюдения выбираются с учетом тектонического строения района, требуемой детальности исследований и размеров водохранилища. Источниками возбуждения сейсмических волн могут служить взрывы, ультразвуковые импульсы или механические вибраторы (вибрационное просвечивание земли).

В результате проведения низкочастотных и среднечастотных исследований будут получены следующие характеристики: а) изменения динамических характеристик сейсмических волн в процессе заполнения и эксплуатации водохранилища; б) выделение границ, контуров блоков, в том числе и очаговых зон, их изменения со временем; в) изменение скоростей распространения сейсмических волн со временем, а следовательно, и напряженного состояния среды. В зависимости от методики исследований и частотного состава излучаемых в среду сигналов исследуются различные по объему участки земли.

Обработка результатов исследований всех геофизических полей, в том числе и сейсмических, должна вестись в комплексе с данными долговременных сейсмологических наблюдений, получаемых достаточно густой сетью стационарных сейсмических станций. Долговременные сейсмологические наблюдения входят в проект инженерно-сейсмометрических исследований в районах строительства гидротехнических сооружений и решают задачи: а) изучения сейсмического режима района (повторяемость, магнитуда землетрясений); б) определение координат эпицентров близких землетрясений.

2. Гидрогазогеофизические и геохимические исследования. Эти исследования выполняются с целью прогноза времени возникновения землетрясения и состоят из: а) измерений колебания давления и уровня грунтовых вод в скважинах в соответствии с методикой, разработанной в НИС'е Гидропроекта. Скважины должны располагаться в верхнем и нижнем бьефе в наиболее интересных участках по тектонике и гидрогеологии; б) измерений интенсивности выхода гелия и аргона из скважин хромато-масс-спектрометрическим

методом с приборами, модернизированными в Институте геологии Даг ФАН СССР. По примеру натуральных наблюдений на Чиркейской ГЭС эти работы следует совмещать с работами по пункту 1; в) режимных наблюдений за изменением дебитов скважин и минеральных источников, химическим составом минеральных вод, газов и их температурой.

3. Электрометрические исследования. Изучение изменений электрических характеристик земли имеет целью получение прогностических признаков предвестников землетрясений, а также изучение изменений свойств пород основания в результате пригрузки их водохранилищем и сооружением.

Комплекс электрометрических наблюдений состоит из нескольких методов: а) метода измерений удельного электрического сопротивления; б) метода вызванной поляризации; в) метода электротеллурических токов.

Эти работы решают следующие задачи: 1) определение вероятного положения очаговых зон; 2) выделение признаков предвестников землетрясений и определение времени возникновения землетрясения; 3) определение интенсивности землетрясения; 4) изучение состояния горных пород, непосредственно примыкающих к сооружению; 5) изучение фильтрационных характеристик пород; 6) наблюдения за активностью тектонических нарушений.

4. Магнитометрические исследования. Магнитные характеристики горных пород так же, как и электрические, изменяются в процессе изменения напряженного состояния земли. Поэтому исследования естественного магнитного поля земли также могут привести к выделению предвестников землетрясений. Эти работы следует вести по методике, разработанной Институтом земного магнетизма АН СССР.

5. Наклономерные исследования. Целью этих работ является изучение дифференциальных тектонических движений отдельных блоков горных пород в результате пригрузки водохранилищем поверхности земли. Сеть наклономерных станций должна охватывать все водохранилища и быть приурочена к "живущим" тектоническим разломам.

В результате этих исследований должны быть получены направления, амплитуда и скорость деформации блоков горных пород, что может явиться предвестником землетрясения.

Таким образом, основные результаты работы по исследованию геофизических полей и свойств горных пород сводятся к следующему.

1. Рассмотрены причины возбужденной сейсмической активности и показано, какие геофизические поля могут существенно изменяться в связи с наполнением водохранилища и подготовкой землетрясения.

2. Проведен обзор исследований геофизических полей, выполненных в СССР, и сделана оценка возможности прогноза землетрясений.

3. На основе анализа работ в СССР даны рекомендации по составу исследований геофизических полей и свойств горных пород в зонах водохранилищ.

Эти рекомендации должны лечь в основу указаний по организации натуральных наблюдений в районах строительства гидротехнических сооружений.

Проведенные работы по изучению геофизических полей в районах водохранилищ можно считать поисковыми с опробованием и отчасти становлением методов исследования. Перспективность некоторых из применяемых в настоящее время методов исследований пока не ясна. Поэтому дальнейшей задачей является становление и утверждение методов исследования геофизических полей с целью прогноза землетрясений в районах крупных водохранилищ.

ЛИТЕРАТУРА

1. A. Božovic. Review and appraisal of case histories related to seismic effects of reservoir impounding. — "Engng Geol.", 1974, 8, N 1/2.

2. Н.И. Николаев. Усиление региональной и локальной сейсмичности, связанное с заполнением крупных водохранилищ. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и

- человек, вып. 5. М., Изд-во МГУ, 1973.
3. И.Л. Нерсесов, А.Н. Семенов. Возможность прогноза землетрясений по пространственно-временному распределению отношений времен пробега и отношений амплитуд поперечных и продольных волн для очагов землетрясений Гармского района. - "Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму", ч. I. Новосибирск, "Наука", 1969.
 4. О.М. Барсуков, О.Н. Сорокин. Изменение кажущегося сопротивления горных пород в Гармском сейсмоактивном районе. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1973, № 10.
 5. А.Н. Султанходжаев, В.И. Уломов и др. Об использовании радона для прогнозирования землетрясений. - "Узб. геол. журн.", 1974, № 2.
 6. Kuo Tseng-kien, Chin-Pao-yan, Feng Hsueu-trai. Дидю уля сюэбао. - "Acta geophys. sinica", 1974, N 2.
 7. A new theory for earthquake prediction. - "Technocrat", 1974, 7, N 1-2.
 8. Ч.Г. Акопян, Л.А. Ахвердян и др. Исследование особенностей локального изменения геофизических полей сейсмоактивных районов Армянской ССР с целью поисков предвестников землетрясений. - ДАН АрмССР, 1974, 59, № 2.
 9. Н.И. Хитаров, Г.И. Войтов, Л.В. Гнипп и др. О геохимических эффектах, сопутствующих тектоническим землетрясениям. - В кн.: Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1974.
 10. C.H. Scholz, L.R. Sykes, Y.P. Agarwal. Earthquake prediction: a physical basis. - "Science", 1973, 181, N 4101.
 11. A.W. Bishop. The strength of crustal materials. - "Enging Geol.", 1974, 8, N 1/2.
 12. R.A. Sibson. - "Nature Phys. Sci.", 1973, 243, N 12b.
 13. R. Robinson. Earthquake prediction: new studies yield promising results. - "Earthquake Inform. Bull.", 1974, 6, N 2.
 14. R.G.T. Lane. Seismic activity at man-made reservoirs. - "Proc. Instn Civil Engrs", 1971, 50, N 9.
 15. H.K. Gupta, B.K. Rastogi, H. Narain. Some discriminatory characteristics of earthquakes near the Kariba and Koyna artificial lakes. - "Bull. Seismol. Soc. America.", 1972, 62, N 2.
 16. Н.И. Николаев. Водохранилища и землетрясения. - "Изв. АН СССР, Физика Земли", 1972, № 8.
 17. В.М. Лятхер и А.Д. Капцан. О влиянии водохранилища на сейсмическую активность района. - Труды координационных совещаний по гидротехнике (дополнительные материалы), Л., "Энергия", 1974.
 18. В.М. Лятхер и Ю.С. Яковлев. Динамика сплошных сред в расчетах гидротехнических сооружений. М., "Энергия", 1976.
 19. S.N. Domenico. Effect of water saturation on seismic reflectivity of sand reservoirs encased in shale. - "Geophysics", 1974, 39, N 6.
 20. А.И. Савич, В.И. Коптев, З.Г. Ященко. Сейсмоакустические методы исследования скальных пород. М., "Недра", 1971.
 21. Б.И. Дидух. Упруго-пластические деформации и течение наклонного слоя грунта. - "Изв. АН СССР. Механика твердого тела", 1972, № 1.
 22. В.М. Лятхер. Оценка сейсмостойкости гидротехнических сооружений. - "Труды Гидропроекта", 1975, вып. 44.
 23. Г.И. Войтов, Д.Г. Осика и др. О некоторых геолого-геохимических последствиях Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. - ДАН СССР, 1972, 202, № 3.
 24. Д.Г. Осика и др. Гидродинамические и геохимические предвестники сильных землетрясений Северного Кавказа. - В кн.: Поиски предвестников землетрясений. Ташкент, "Фан", 1976.
 25. В.К. Хмелевский. Методы подземной электроразведки. - В кн.: Геофизические исследования, № 1. М., Изд-во МГУ, 1964.
 26. Е.А. Чернявский. Атмосферно-электрические предвестники землетрясений. - В кн.: Метеорология и гидрология в Узбекистане. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1955.
 27. Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент, "Фан", 1971.
 28. Г.А. Соболев, В.Н. Морозов. Локальные возмущения электрического поля на Камчатке и их связь с землетрясениями. - В кн.: Физические основания поисков методов прогноза землетрясений. М., "Наука", 1970.
 29. К. Янагихара, Т. Иосимацу. Локальные изменения теллурических токов в Какиоке перед землетрясениями. - В кн.: Предсказание землетрясений. Под ред. Е.Ф. Саваренского. М., "Мир", 1968.
 30. Ш. Дуйшеналиев. Учет микросейсмологических факторов при проектировании гидротехнических сооружений. - "Гидротехн. стр-во", 1972, № 8.
 31. Ш. Дуйшеналиев. Учет влияния рельефа местности при проектировании высотных гидротехнических сооружений. - "Изв. АН КиргССР", 1971, № 2.

А.М. БАБАЕВ, В.К. КУЛАГИН, А.М. ЛЫСКОВ,
Ю. МАМАДАЛИЕВ, К.М. МИРЗОЕВ,
О.В. СОБОЛЕВА, В.М. СТАРКОВ, Г.П. ШКЛЯР,
Ф. ХАКИМОВ

ВОЗБУЖДЕННАЯ СЕЙСМИЧНОСТЬ ВБЛИЗИ НУРЕКСКОГО ВОДОХРАНИЛИЩА

Район Нурекского гидроузла является уникальной естественной лабораторией для изучения возбужденной сейсмичности и причин, ее вызывающих. Водоохранилище расположено в зоне высокой сейсмической активности. Детальные геологические и сейсмические исследования были начаты в 1955 г. комплексной экспедицией Института сейсмостойкого строительства и сейсмологии и Институтом геологии АН Тадж ССР в связи с разработкой планов строительства каскада гидротехнических сооружений на р. Вахш. В 60-х годах в этом районе работала сеть из 15 высокочувствительных станций. Интенсивное заполнение водохранилища Нурекской ГЭС начато в 1972 г. В связи с этим прослежен весь цикл изменений сейсмического режима в районе водохранилища до, во время и после его заполнения.

Важнейшие черты новейшей тектоники

Геологическое строение района Нурекского гидротехнического сооружения, его тектоническое положение в структуре Юго-Западного Таджикистана, а также общие закономерности формирования структурных элементов и особенности сейсмических проявлений освещены в монографии С.А. Захарова и В.И. Бунэ¹. За истекшие почти полтора десятка лет после выхода в свет этой работы получены новые геологические, геофизические, сейсмологические и другие данные, позволяющие уточнить и детализировать представления о геологии и сейсмичности рассматриваемой территории.

Описываемый район расположен на севере Таджикской депрессии в пределах Вахшского пучка хребтов, охватывая территорию преимущественно средней части бассейна р. Вахш. Положительные орографические элементы района (основные из них хребты: Вахшский, Гулизиндан, Сурхку, Тианский, Северный Каратау, Санглак, Сарсаряк), являющиеся выражением в рельефе позитивных форм тектонической структуры, ориентированы на юге субмеридионально, а на севере они меняют свое направление на северо-восточное и даже субширотное. Следует подчеркнуть, что если в южной части рассматриваемого участка каждый из хребтов соответствует отдельной, выраженной в рельефе антиклинальной складке, а межгорные понижения — это синклиналильные прогибы, то на севере и северо-востоке участка эквивалентные морфоструктуры более сложные. Здесь хребты — это уже сочетания групп складок или моноклинальных чешуй. Абсолютные высоты хребтов и гряд варьируют от 1500 до 3200 м, постепенно увеличиваясь с юга на север и северо-восток, а отметки тальвега главного водотока р. Вахш возрастают в границах характеризуемой площади от 550 до 1000 м.

Свободный стратиграфический разрез рассматриваемой территории включает породы палеозоя и мезозой-кайнозоя. В составе разреза выделяются три структурно-формационных комплекса — палеозойский, мезозойско-палеогеновый и

¹ С.А. Захаров, В.И. Бунэ. Геология и сейсмичность района Нурекской ГЭС. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1962.

верхнеолигоценово-четвертичный, отвечающие соответственно геосинклинальному, платформенному и орогеническому этапам (циклам) тектогенеза. Образование палеозойского комплекса обнажены на южном склоне Гиссарского хребта и частично в северном борту Предгиссарской впадины. Южнее, на территории Таджикской депрессии, породы этого возраста не установлены. Платформенный комплекс в виде сложного набора отложений морских, лагуновых и континентальных фаций имеет мощность: в Южном Гиссаре порядка нескольких сотен метров, в Предгиссарской впадине — до 2000 м, в депрессионной части района — 3000 — 3600 м. Верхний орогенический комплекс представлен континентальными молассами весьма изменчивого вещественного и фациального состава как по разрезу, так и в плане. Большим колебаниям подвержена и мощность комплекса; в пределах некоторых частных впадин (например, Яванской) ее величина не менее 5000 м.

В тектоническом отношении характеризуемый район устроен довольно сложно. Современная структура его неоднородна и характеризуется ярусным (этажным) строением. Количество структурных ярусов у разных тектонических элементов различно. Нижний ярус, сложенный породами палеозоя, представлен повсеместно. Во многих районах Южного Гиссара он является единственным представителем этажного подразделения тектонической структуры. Юрско-палеогеновый, платформенный комплекс отложений (верхний структурный ярус), присутствующий в ряде участков новейшего поднятия Гиссарского хребта, имеет обычно слабодислопированный плащеобразный характер залегания. Более резкие пликативные деформации пород в верхнем ярусе наблюдаются лишь вблизи разрывов и в некоторых грабенах рампового типа. Эти особенности в сочетании с геоморфологическими и морфоструктурными свидетельствами о складчато-глыбовой природе современной тектонической структуры северного высокогорного обрамления Таджикской депрессии. Основной формой проявления новейшего тектогенеза здесь являются дифференцированные вертикальные движения положительного знака. Элементарные структурные формы выражены блоками разного размера и формы. Суммарная амплитуда новейших движений южных периферийных участков Южного Гиссара в среднем составляет 3—4 км. Две третьих этой величины приходится на четвертичное время.

Между Таджикской депрессией и новейшим поднятием Гиссаро-Алая расположена пограничная зона, соответствующая в морфоструктурном отношении Предгиссарской впадине. К району Нурекского гидросооружения примыкает с севера относительно высокоподнятый участок этой впадины с так называемым плато Калайдашт. Зоне свойственно промежуточное по сравнению с Южным Гиссаром и Таджикской депрессией положение консолидированного фундамента. Выделяемые в ее пределах пликативные деформации в палеозойском и мезозойско-кайнозойском этажах характеризуются в целом конформным строением [1—3]. Границами зоны служат разломы: на севере — Южно-Гиссарский (Южно-Гиссарская или Гиссаро-Кокшаальская система разрывов по [4]), на юге — Илякско-Вахшский. Геофизические и сейсмологические данные последних лет [2, 5 — 8] позволяют говорить о "глубинной" (проникновение на значительную глубину в консолидированный фундамент) природе названных разломов и крутом, субвертикальном положении глубинных частей их стволов. Вблизи поверхности Илякский разлом (западный фланг Илякско-Вахшского разлома) выражен серией разрывов, из-за чего строение верхней части осадочного чехла имеет складчато-чешуйчатый облик.

Современная структура депрессионной части рассматриваемого района характеризуется рядом специфических черт и особенностей. В ее составе выделяется не менее трех ярусов.

Нижний ярус (консолидированный фундамент) глубоко погружен. Значения изогипс его поверхности варьируют от 6 до -10 км [2]. Верхний ярус составляют отложения верхнего плицена — голоцена, деформации которых сохраняют в общем черты структурного плана среднего яруса (верхняя юра — неоген), но рисунок их отличается меньшей контрастностью, более плавным спокойным поведением линий.

Наиболее древними отложениями, выведенными на поверхность, здесь являются соленосно-гипсоносные образования верхней юры. Выходы этих пород приурочены обычно к разрывам. Сказанное служит веским аргументом в пользу предположения существования резкой дисгармонии в дислоцированности "подсолевого" и "надсолевого" комплексов пород мезозойско-кайнозойского чехла и развития в последнем крупных по амплитуде надвиговых смещений. На близость к действительности этих предположений указывают материалы глубокого бурения. В висячих крыльях многих внутридепрессийных разломов (Каратауский, Санглак-Сарсарякский, Бабатагский и др.) под нормально пластующимися породами чехла (по верхнеюрские включительно) вскрываются отложения орогенического комплекса [9 - 12 и др.]. Присутствие в автохтоне некоторых надвигов верхнеплиоценовых - нижнечетвертичных пород свидетельствует о молодом постэрозийном формировании таких дислокаций.

В нижнем ярусе Таджикской депрессии на основании геофизических материалов выделяется ряд макроструктурных элементов субмеридиональной и северо-восточной ориентировок [2]. Конформно с консолидированным фундаментом, по-видимому, дислоцированы и "подсолевые" (юрские, проблематичные пермотриасовые) отложения осадочного чехла.

Следует отметить, что несмотря на предполагаемую резкую дисгармонию в деформации поверхности фундамента и пород "надсолевого" комплекса, нельзя не видеть пространственного совпадения, хотя и в общих приближенных чертах, макроструктурных элементов консолидированного основания с эквивалентными по рангу и знаку макроформами "надсолевой" части чехла. Иными словами, контурные основы структурного плана фундамента просвечивают в строении надверхнеюрской части осадочного покрова, в чем можно видеть генетическую, а вероятно, и морфологическую, общность формирования этих ярусов.

Отмеченная неоднородность (ярусность) новейшей тектонической структуры района имеет довольно отчетливую сейсмологическую интерпретацию. По сейсмологическим данным в составе земной коры рассматриваемой территории помимо "подсолевого" и "надсолевого" комплексов осадочного чехла выделяются "гранитный" и "базальтовый" слои. В "гранитном" слое фиксируется волновод [13,14]. Наименьшими скоростями распространения продольных и поперечных волн, и в то же время наибольшими их вариациями по площади, обладает "надсолевой" комплекс мезозойско-кайнозойских отложений. Пластовые скорости в этом слое для актиклинальных зон имеют значения $V_P = 3,8-4,1$ км/сек, $V_S = 2,0-2,2$ км/сек [7,15]. Слой "подсолевых" мезозойских отложений характеризуется скоростями $V_P = 5,0-5,3$ км/сек, $V_S = 2,7-2,9$ км/сек [7,16]. Из слоев, относимых к гранитной формации земной коры, верхнему присущи скорости $V_P = 6,1 \pm 0,1$ км/сек и $V_S = 3,4 \pm 0,1$ км/сек, а нижнему - волноводному слою - соответствуют значения скоростей $V_P = 5,6$ км/сек, $V_S = 3,2 \pm 0,2$ км/сек. В "базальтовом" слое наблюдаются скорости $V_P = 6,6-6,7$ км/сек, $V_S = 3,8-3,9$ км/сек, а скорости в верхней мантии получены равными $V_P = 8,05 \pm 0,15$ км/сек и $V_S = 4,5 \pm 0,1$ км/сек [8,17].

Илякско-Вахшский разлом фиксируется в рельефе всех границ раздела, в том числе и в подошве земной коры, т.е. является глубинным разломом, секущим всю земную кору и уходящим в мантию. Высказанные положения весьма важны для выяснения корреляционных связей неотектоники с сейсмикой.

В современной структуре "надсолевого" комплекса отложений чехла Таджикской депрессии выделяется ряд структурных элементов первого порядка, сформировавшихся в новейший тектонический этап. Район Нурекского гидросооружения приурочен в основном к Вахшскому антиклинорию [18]. Это новейшее антиклинорное поднятие характеризуется, как и другие мегаструктурные элементы названной области, выдержанной линейностью и протяженностью до первых сотен километров. Составляющие его дислокационные формы высоких порядков (III-IV) группируются в системы антиклинальных поднятий и синк-

линальных прогибов. Складчатые группировки имеют параллельное или правостороннее кулисообразно-эшелонированное расположение. Почти все пликативные элементы антиклинория нарушены продольными разрывами, сместители которых в приповерхностных частях нередко приобретают "козырьковую" форму. Особенно высокая степень насыщенности разрывами характерна северной части антиклинорного поднятия. Шарниры антиклинальных и синклинальных "линий", претерпевая значительные по амплитуде ундуляции, постепенно погружаются в южном направлении. В этом же направлении происходит упрощение строения складчатых форм (в приповерхностном проявлении) и уменьшение осложнения их разрывами. В отмеченных особенностях можно видеть определенную пространственную направленность неотектонического процесса.

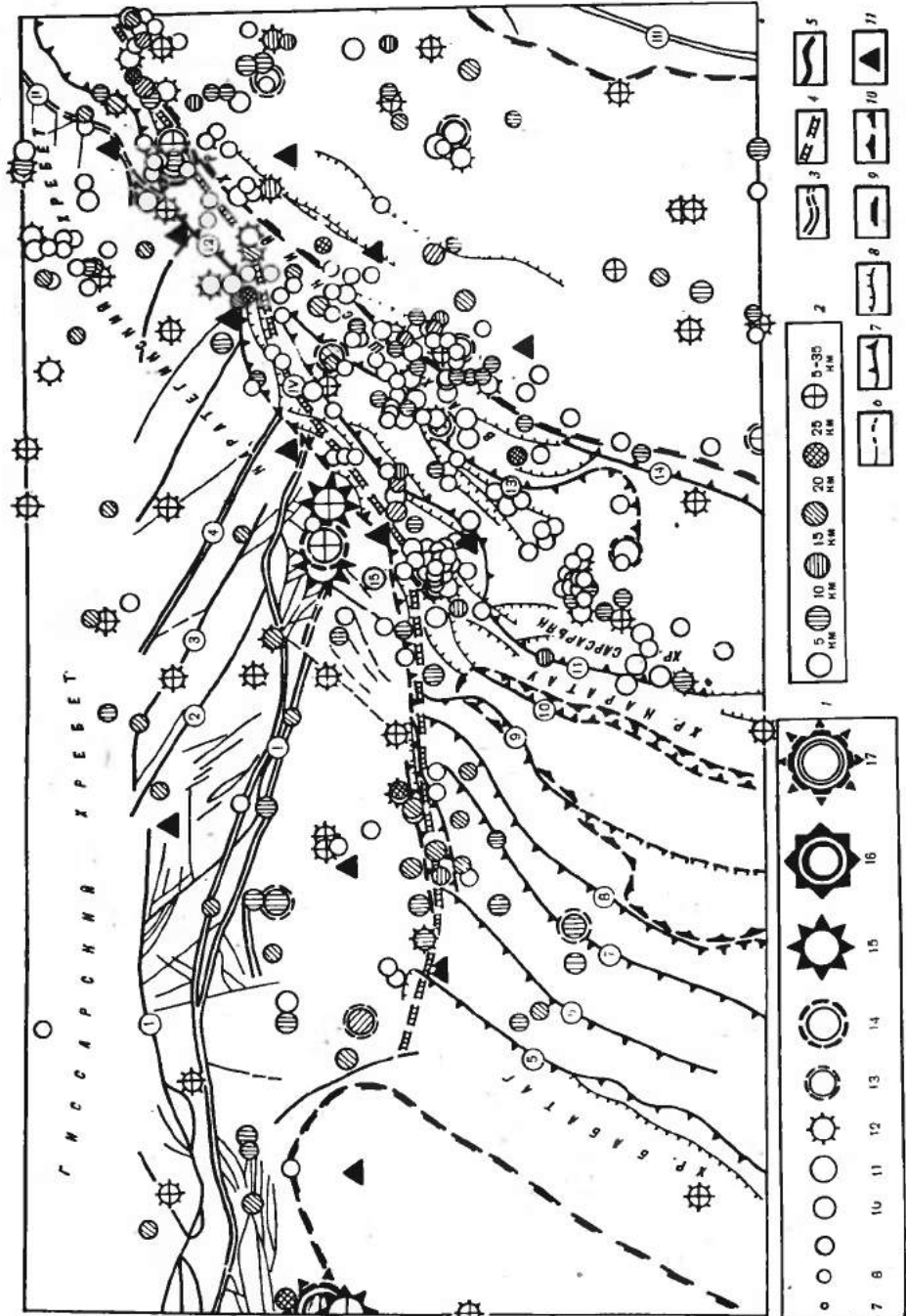
В характеризуемом районе, как и вообще на территории Таджикской депрессии, породы верхней юры-неогена (до среднеплиоценовых включительно) дислоцированы относительно и конформно. Перекрывающие их верхнеплиоценовые - четвертичные отложения залегают с угловым несогласием (за исключением центральных частей новейших прогибов с устойчивым осадконакоплением) и деформированы намного слабее. Из этого можно заключить, что складчатые формы района сформировались по существу в позднем плиоцене, до формирования пород кулябской свиты ($N_2^3 - Q_1$). В этом отношении примечательным является поведение среднеплейстоценовых эрозионно-денудационных поверхностей выравнивания, развитых в Вахшском хребте и на юго-восточном склоне хр. Сурхку. Эти поверхности срезают складчатые элементы названных хребтов, сами же занимают почти горизонтальное положение. Кроме того, упомянутые поверхности как в Вахшском хребте, так и на юго-восточном склоне хр. Сурхку располагаются фактически на одинаковом гипсометрическом уровне. Из структурной ситуации этого участка района следует, что долина р. Вахш выше "туткаульской" петли приурочена к Шалипайнской синклинали. Последняя с обеих сторон ограничена разрывами: с северо-запада - Сарикамарским, с юго-востока - Гулизиданским. Новейшая (до среднеплейстоценовой включительно) активность разрывов устанавливается геологическими данными, причем амплитуды вертикальных смещений по этим разрывам за плиоцен-плейстоценовое время оцениваются цифрами 2,5-3,0 км. Отмеченные факты дают основание полагать, что хребты Сурхку и Вахшский как единые морфоструктуры претерпели в плиоценовое время близкие по амплитуде вертикальные смещения одного знака. В процессе "блокового" воздымания хребтов расположенная между ними Шалипайнская рамповая грабен-синклиналь оказалась почти полностью перекрытой. Зеркало складчатости верхнеюрских отложений занимает в границах описываемой территории гипсометрическое положение в интервале от 550-2000 м над уровнем моря и до 3-4 км ниже этого уровня. Суждение о строении более глубоких горизонтов структуры, находящихся ниже упомянутого зеркала, не вышли из области предположений и гипотетических построений. В частности, зеркало складчатости по соленосно-гипсоносным отложениям верхней юры в хребте Сурхку и Вахшском полого понижается с севера на юг от 1500 до -4000 м. Поверхности консолидированного фундамента здесь погружаются в том же направлении с отметок -5,5 км до -8,0-10,0 км [2]. Таким образом, глубинный интервал между поверхностью фундамента и зеркалом складчатости верхнеюрских отложений остается проблематичным как в отношении состава пород и их возрастной принадлежности, так и в отношении структурной характеристики.

Количественная оценка новейших тектонических движений может быть дана в весьма приближенном виде, так как многие стороны проявлений неотектонического процесса не поддаются строгому учету и контролю. Суммарную величину вертикальной составляющей тектонических движений новейшего этапа определяет современное гипсометрическое положение предорогненной поверхности выравнивания (нулевого репера), которой в рассматриваемом районе соответствует подошва большуджанской свиты. Так, суммарная величина поднятия хребта Сурхку за неоген-четвертичное время по реконструированному положению по-

дошвы большуджанской свиты составляет около 4 км. В водораздельной части этого хребта на абсолютной высоте 2800 м (или на высотах, близких к указанной) сохранились фрагменты раннеплейстоценовой поверхности выравнивания. Современное гипсометрическое положение указанной поверхности дает нам почти истинную величину поднятия хр. Суржку за среднеплейстоценовое — голоценовое время, так как поправка на первичный рельеф (высоту рельефа в эпоху формирования поверхности) заведомо не превышает первых сотен метров. Новейшими смещениями по Гулизинданскому разлому приведены в контакт отложения нижнего миоцена (большуджанская свита) и верхней юры. При таком взаимоотношении пород, разнящихся большим возрастным диапазоном, вертикальная амплитуда смещения по упомянутому разрыву должна составлять не менее 3 км. Это цифра отражает скорее всего смещение, происшедшее лишь в плейстоценовое время. Результаты подсчетов, сделанных на различно аргументированной основе, не противоречат друг другу и свидетельствуют о достоверности высчитанной общей количественной оценки вертикальной составляющей новейших движений описываемой территории.

Формирование тектонической структуры района в новейший геологический этап происходило в условиях постоянного возрастания скоростей движений. Это положение констатируется, в частности, вышеприведенными значениями суммарной амплитуды (порядка 4 км) поднятия хр. Суржку за неоген-четвертичное время и величины (2,8–3,0 км) поднятия его за среднеплейстоценово-голоценовую эпоху. Максимальные скорости тектонических движений имели место в среднем плейстоцене. В позднем плейстоцен-голоцене тектоническая активность ослабевает, однако напряженность процесса остается достаточно высокой, о чем говорит сейсмичность района. Новейший тектогенез имел определенную направленность во времени и в пространстве и носил в депрессионной части района инверсионный характер. Смена знака движений происходила дифференцированно, распространение этого процесса шло в направлении от первичных поднятий в сторону прогибов. Инверсия новейших движений в пределах характеризуемой территории полностью завершилась к концу плейстоцена. Об общем поднятии депрессионной части в голоцене свидетельствует повсеместное врезание современных водотоков в днища позднеплейстоценовых долин. Здесь за период наблюдений с 1955 по 1973 г. зарегистрировано землетрясений в пять раз больше по сравнению с количеством толчков, отмеченных за тот же промежуток времени в соседних участках — в Предгиссарской впадине и в Южном Гиссаре. Кроме того, на территории депрессии большинство очагов землетрясений концентрируется в толще пород "надсолевого" комплекса, что дает основание для выделения последнего в качестве обособленного, в какой-то степени сейсмогенного структурного элемента.

Накопленные к настоящему времени сведения по сеймотектонике в общем не противоречат ранее высказанным И.Е. Губиным, С.А. Захаровым, В.И. Бунз и др. представлениям о связи очагов землетрясений с конкретными разрывными нарушениями. Следует, однако, отметить, что в рассматриваемом районе не во всех случаях эта связь отчетливо выражена. Имеются многочисленные факты регистрации сейсмических толчков, причем мелкофокусных (с очагами на глубинах до 5 км), в местах, где разрывы на поверхности отсутствуют. Следовательно, можно предполагать, что накапливающаяся в "надсолевом" комплексе напряжения разряжаются не только в виде возникновения и развития разрывов "субвертикального" характера, но и в образовании разного рода межпластовых срывов, послонных, субпараллельных слоистости, надвиговых смещений и т.п. Новейшие пологие надвиговые смещения с горизонтальной амплитудой до нескольких километров доказываются данными бурения на хр. Санглак [12]. О развитии и масштабах подобных явлений в более восточных участках описываемой территории говорить пока трудно. Не отрицая возможного присутствия их в хр. Суржку и Вахском, следует учитывать и довольно отчетливую "глубинную" трассировку очагами землетрясений некоторых из внутридепрессионных разрывов, в частности Гулизинданского, секущих под крутым углом отложения чекла и проникающих в консолидированный фундамент.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17

- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30
- 31
- 32
- 33
- 34
- 35
- 36
- 37
- 38
- 39
- 40
- 41
- 42
- 43
- 44
- 45
- 46
- 47
- 48
- 49
- 50
- 51
- 52
- 53
- 54
- 55
- 56
- 57
- 58
- 59
- 60
- 61
- 62
- 63
- 64
- 65
- 66
- 67
- 68
- 69
- 70
- 71
- 72
- 73
- 74
- 75
- 76
- 77
- 78
- 79
- 80
- 81
- 82
- 83
- 84
- 85
- 86
- 87
- 88
- 89
- 90
- 91
- 92
- 93
- 94
- 95
- 96
- 97
- 98
- 99
- 100

- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23
- 24
- 25
- 26
- 27
- 28
- 29
- 30
- 31
- 32
- 33
- 34
- 35
- 36
- 37
- 38
- 39
- 40
- 41
- 42
- 43
- 44
- 45
- 46
- 47
- 48
- 49
- 50
- 51
- 52
- 53
- 54
- 55
- 56
- 57
- 58
- 59
- 60
- 61
- 62
- 63
- 64
- 65
- 66
- 67
- 68
- 69
- 70
- 71
- 72
- 73
- 74
- 75
- 76
- 77
- 78
- 79
- 80
- 81
- 82
- 83
- 84
- 85
- 86
- 87
- 88
- 89
- 90
- 91
- 92
- 93
- 94
- 95
- 96
- 97
- 98
- 99
- 100

Сейсмичность территории Вахшского района

Детальные наблюдения над землетрясениями в исследуемом районе были начаты с 1955 г. системой наблюдений, состоящей из ряда типовых сейсмических станций. За все время наблюдений было зарегистрировано несколько тысяч землетрясений 6-14-го энергетических классов ($K = \lg E$, Дж по шкале Раутиан) [19]. Однако для анализа сейсмичности привлекались только представительные землетрясения с $K \geq 7$, а из землетрясений, возникших до 1955 г. - с $K > 12$. Координаты очагов подавляющего большинства землетрясений были определены с погрешностью $\pm 2,5 \div 5,0$ км.

Основные эпицентральные зоны

Структура поля сейсмичности Вахшского района хорошо выявляется при совместном рассмотрении карт эпицентров средних и сильных землетрясений с $K = 10-17$ (рис. 1) с картами эпицентров слабых толчков с $K = 7-9$ (рис. 2-4).

На севере района можно выделить две обособленные эпицентральные зоны: Южно-Гиссарскую, расположенную вдоль южных склонов Гиссарского хребта, и Каратегинскую, вытянутую в субширотном направлении вдоль осевой части Каратегинского хребта.

В южной части района наиболее активной является Вахшская эпицентральная зона. Она тянется с северо-востока от хребта Петра Первого вдоль Вахшского хребта на левобережье и хребта Суржу на правобережье Вахша, затем поворачивает на юг, захватывая хребты Гулизиандан, Каршитау, Каратау, Сарсаряк. В районе Нурекской излучины р. Вахша от Вахшской эпицентральной зоны отбегает Илякская, обрамляющая Гиссарскую долину с юга.

Сравнение карт эпицентров слабых землетрясений (см. рис. 2), составленных за первые 8 лет (1955-1962 гг.) от начала детальных наблюдений, за последующие 8 лет (см. рис. 3) и за последние 3,5 г. (см. рис. 4), показывает стабильность сейсмического поля во времени. На всех картах выделяются одни и те же эпицентральные зоны, хотя и имеются отличия в деталях, связанные, по-видимому, с миграцией эпицентров внутри этих зон.

Общее понижение количества эпицентров происходит в направлении с северо-востока на юго-запад. В пределах выделенных зон эпицентры расположены

Рис. 1. Карта эпицентров средних ($K = 10-13$) и сильных ($K = 14-17$) землетрясений Вахшского района

1 - энергетическая классификация землетрясений по шкале Т.Р. Раутиан [19]; 2 - классификация землетрясений по глубине заложения очага; 3-8 - разрывные нарушения [по 2]; 3 - главные (первого порядка) "краевые" разломы герцинского заложения, развитые вдоль границ Таджикской депрессии, проявившиеся в мезозое - кайнозое и наиболее активно в орогенный этап: (I) - Южно-Гиссарский, (II) - Вахш-Сурхобский, (III) - Дарвазский; 4 - предполагаемая погребенная, трассируемая по геофизическим и геологическим данным Илякско-Вахшская (IV) зона разрывных нарушений; 5 - региональные "омоложенные" герцинские и альпийские разломы: (1) - Богаинский, (2) - Иосский, (3) - Джурьязский, (4) - Ходжа-Оби-Гармский; 6 - прочие разломы, секущие фундамент и чехол; 7 - крупнейшие кайнозойские складчатые взбросо-надвиги, возникшие над разломами фундамента: (5) - Бабатагский, (6) - Каршитауский, (7) - Рангон-Актауский, (8) - Дагана-Киикский, (9) - Джетымтауский, (10) - северный Каратауский, (11) - Сарсаряк-Санглакский, (12) - Вахско-Оби-Гармский (Вахшский), (13) - Гулизианданский, (14) - Джылантау-Кангуртский, (15) - Оби-Гармский (Илякский); 8 - взбросы и надвиги высоких порядков; 9, 10 - границы тектонических зон Таджикской депрессии; 9 - между мегаструктурами; 10 - между макроструктурами; 11 - сейсмические станции

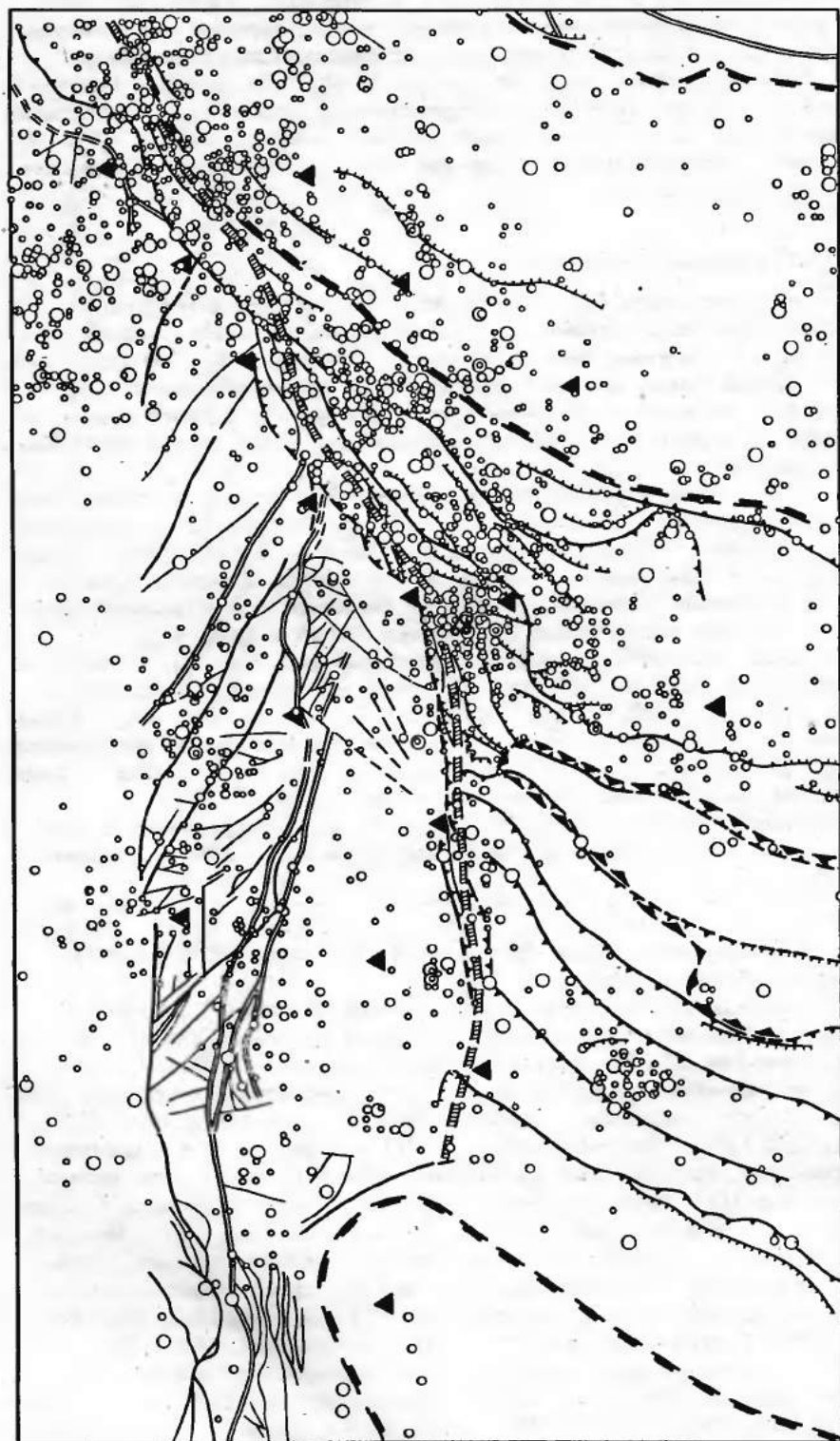


Рис. 2. Карта эпицентра слабых ($K = 7-9$) землетрясений Вахшского района за 1955-1962 гг.
Усл. обоз. см. на рис. 1

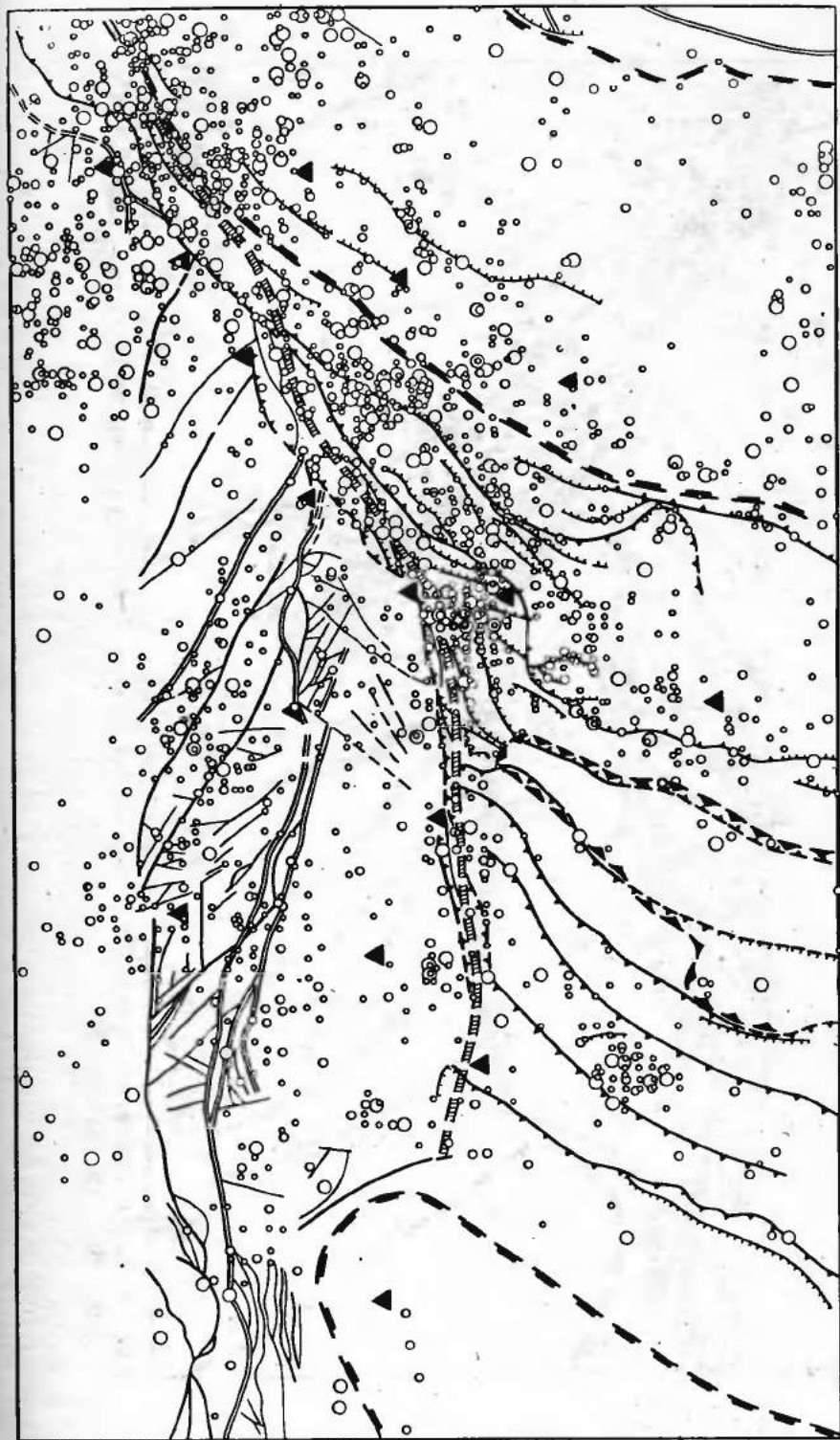


Рис. 3. Карта эпицентров слабых ($K = 7-9$) землетрясений Вахшского района за 1963-1970 гг.
Усл. обозн. см. на рис. 1

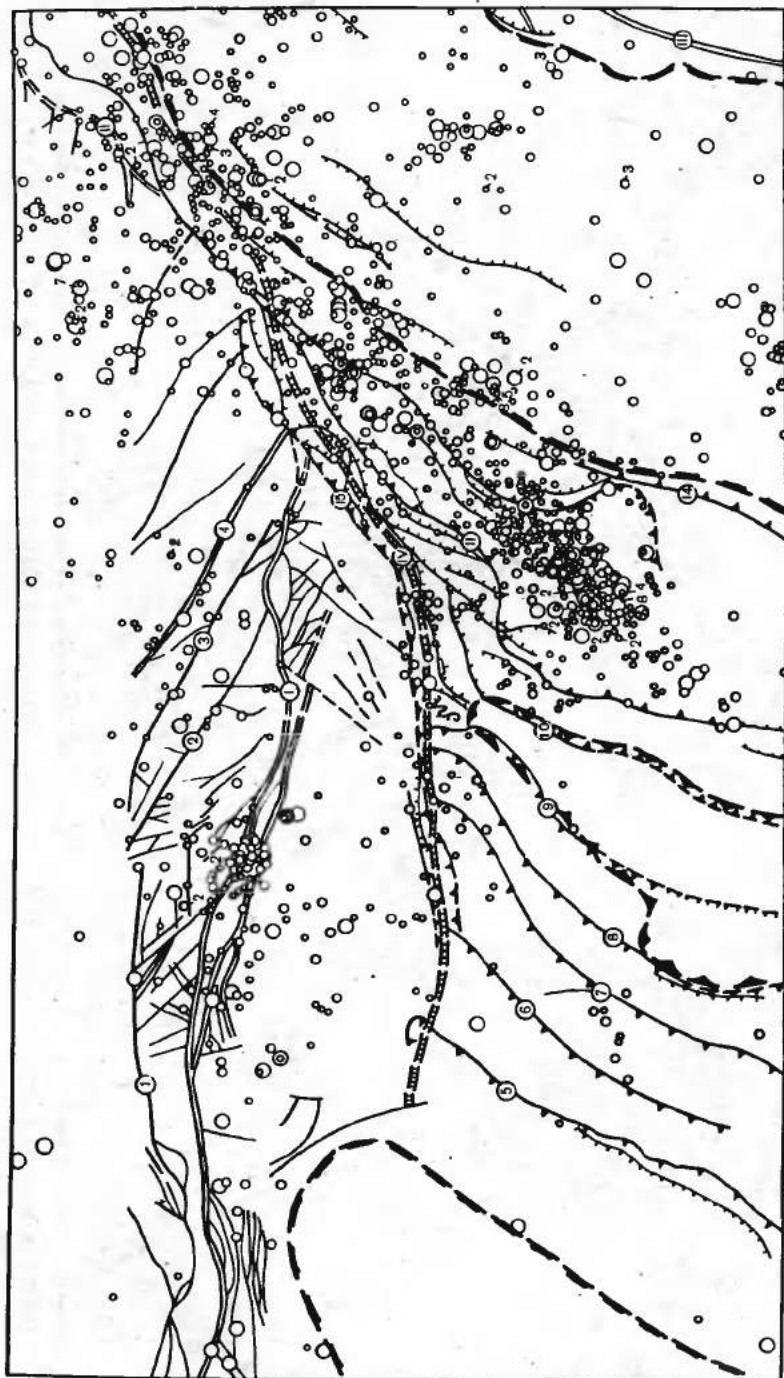


Рис. 4. Карта эпицентров слабых ($K = 7-9$) землетрясений Вахшского района за 1971 г. - июнь 1974 г. Усл. обозн. см. на рис. 1

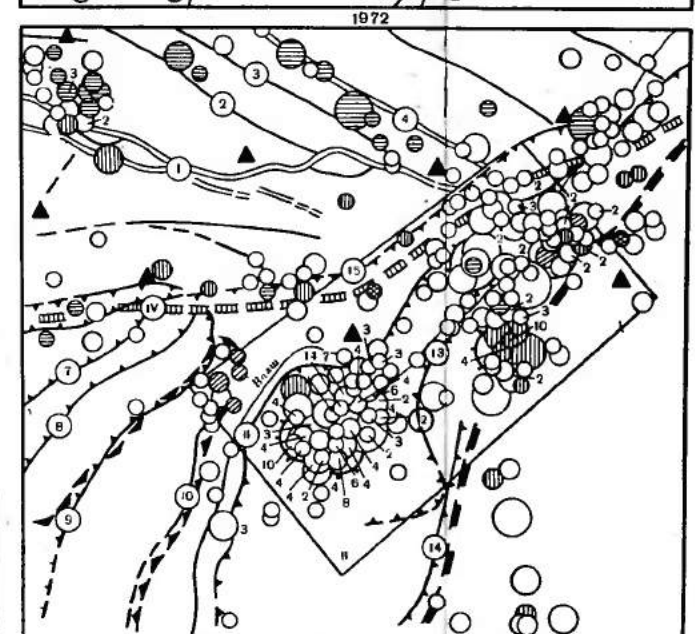
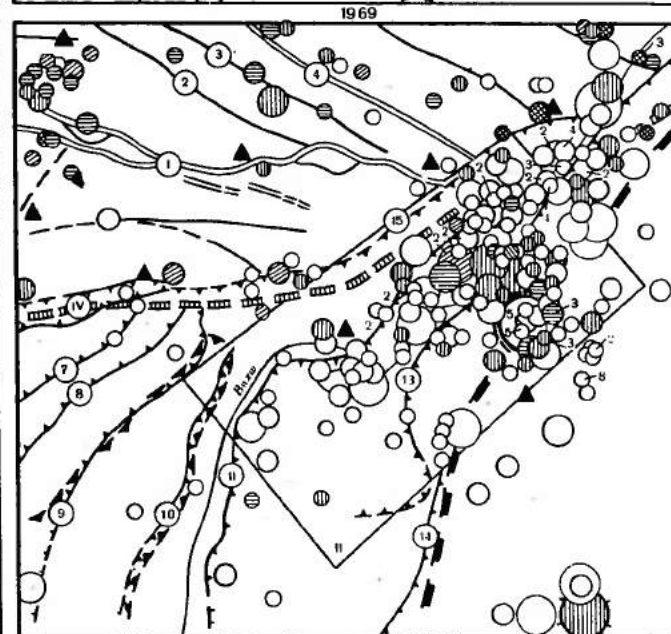
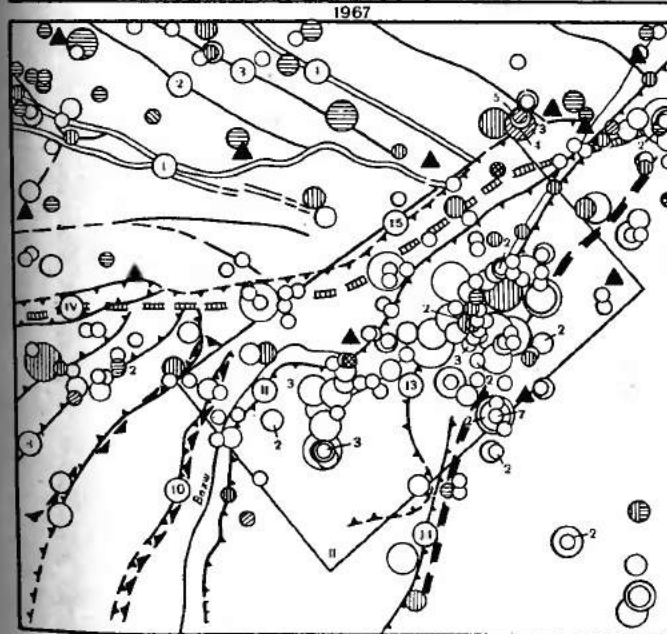
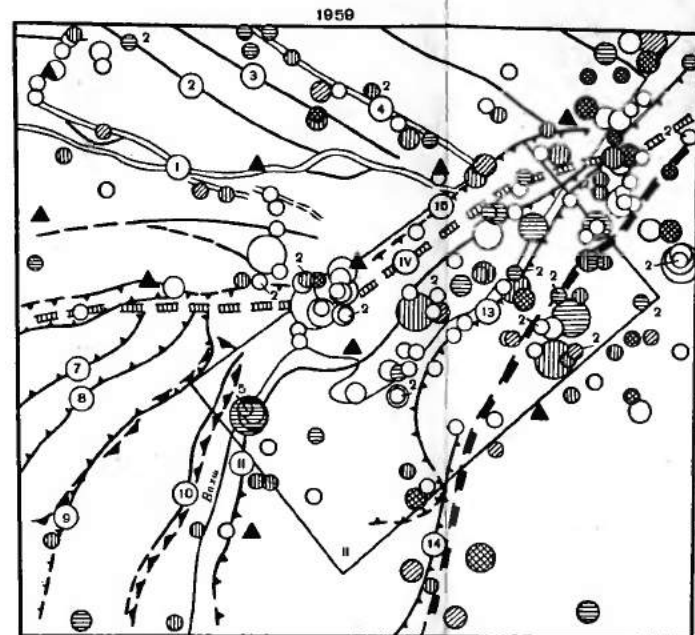
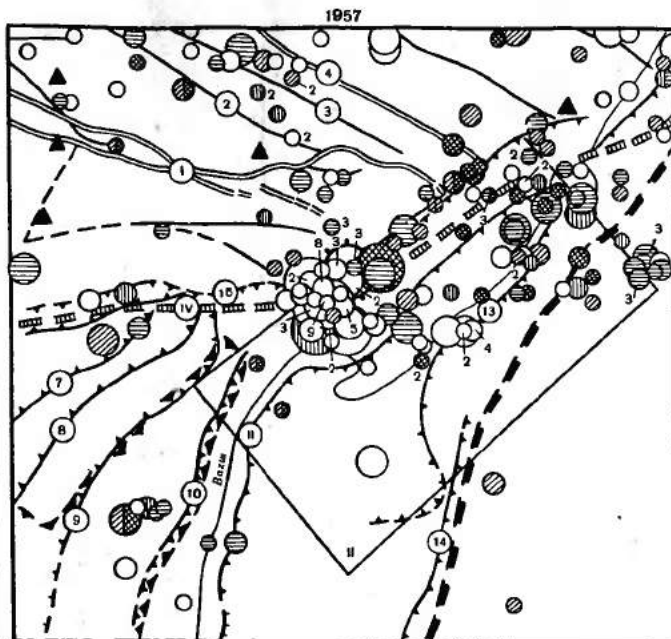
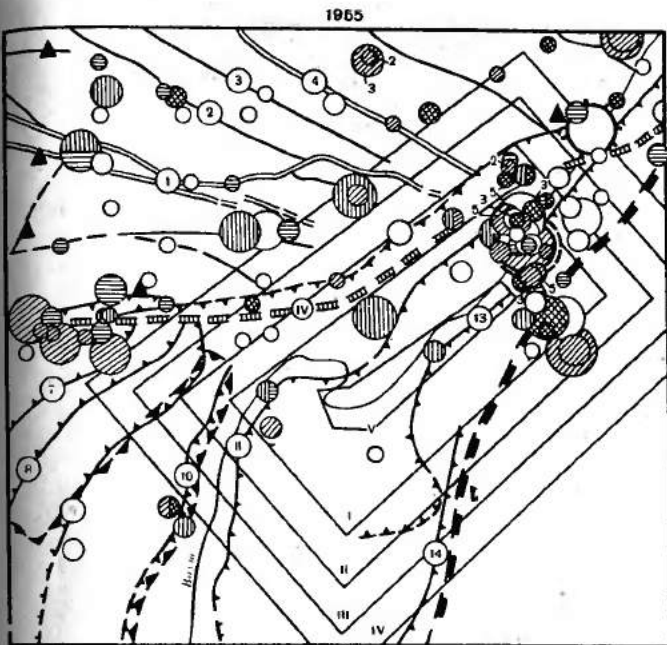
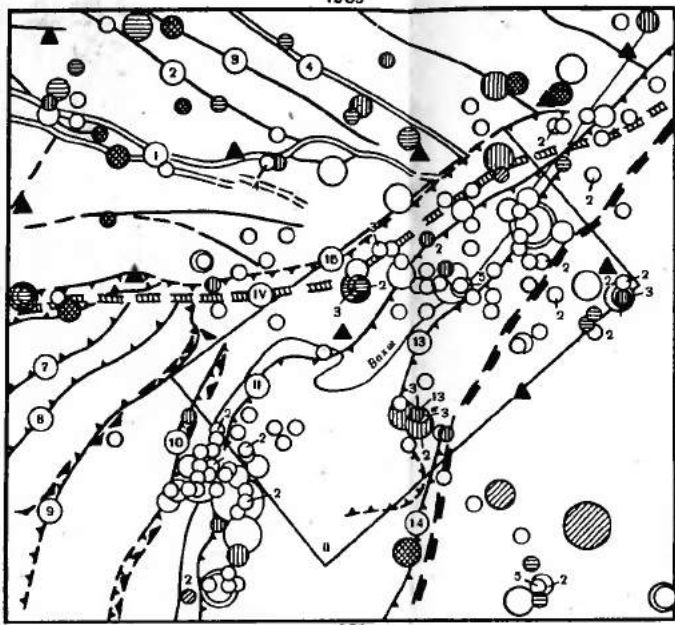


Рис. 5. Карты эпицентров землетрясений за 1955–1973 гг.

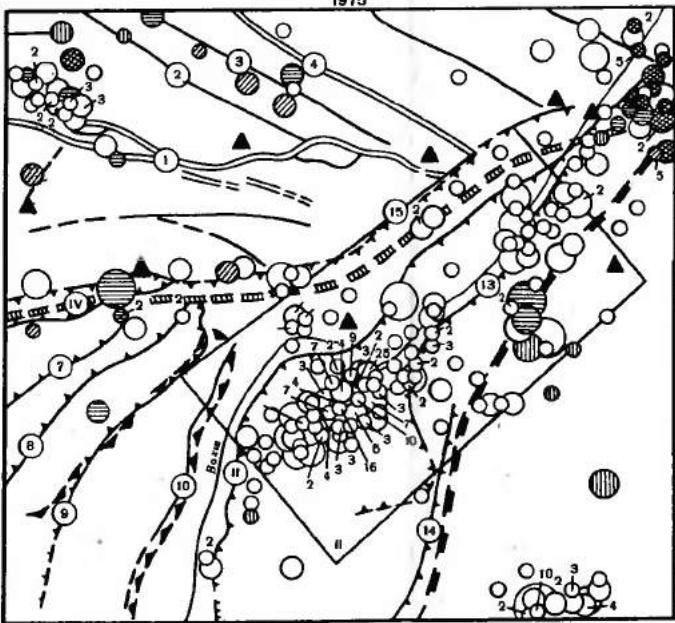
I–IV – контуры вокруг водохранилища; V – контур водохранилища

Усл. обозн. см. на рис. 1. Цифры со стрелкой указывают количество землетрясений

1965



1975



не равномерно, а распадаются на участки повышенной концентрации эпицентров и участки сравнительно меньшей их плотности. В ряде случаев эти участки выделяются достаточно отчетливо. Так, например, в пределах Вахшской эпицентральной зоны в районе, расположенном к северо-востоку от Нурека, намечаются три почти параллельные полосы эпицентров, сохраняющие свою обособленность и простирающие за все периоды. Поэтому возникает предположение, что наблюдающаяся мозаичность сейсмического поля в какой-то мере определяется некоторыми постоянно действующими факторами (особенностями тектонического строения, наличием сетки второстепенных разломов и т.д.).

На картах эпицентров землетрясений Вахшского района отчетливо наблюдается соответствие эпицентральных зон основным структурным элементам района. При сопоставлении с тектоникой в первую очередь бросается в глаза ярко выраженное разделение района на более сейсмичную южную и менее сейсмичную северную области, причем граница между ними совпадает с линией тектонического контакта между Южным Тянь-Шанем и Таджикской депрессией. Малая сейсмичность наблюдается в синклинорных зонах, а повышенная — в антиклинорных. Поэтому края эпицентральных зон хорошо вырисовывают частные тектонические прогибы, такие, как Придушанбинский, Сурхандарьинский, Яван-Кургантюбинский и менее четко — Кулябский.

В западной части района основная сейсмичность в плане приурочена к зонам Гиссаро-Кокшальского и Илякского разломов [8]. На территории Таджикской депрессии разрывные нарушения носят преимущественно надвиговой характер. На картах эпицентров землетрясений заметен сдвиг эпицентров в сторону висячего крыла надвигов по отношению к их линиям на поверхности земли.

Эпицентры землетрясений с $K = 10-13$ в целом распределены по территории района примерно так же, как эпицентры слабых землетрясений (см. рис. 1). Однако землетрясения с $K = 12-13$ возникают либо в зонах главных сейсмогенных разломов, либо оказываются приуроченными к разломам второго порядка: надвигам Таджикской депрессии или зональным разломам Гиссаро-Каратегина [4, 20 - 27].

Все известные в районе сильные землетрясения ($K = 14-17$) возникли в зоне контакта Таджикской депрессии с Южным Тянь-Шанем и приурочены к одной из двух систем разрывных нарушений — Гиссаро-Кокшальской или Илякско-Вахшской (см. рис. 1).

Распределение землетрясений по глубинам их очагов

В Вахшском районе наблюдается общее убывание с глубиной количества очагов слабых землетрясений, характер которых может быть описан экспоненциальной зависимостью вида:

$$N(h + \Delta h) = ae^{-0,2h},$$

где N — количество очагов, h — глубина. На фоне этой общей зависимости на глубинах 20–25 км отмечается локальный максимум землетрясений.

Особенно отчетливо преобладание землетрясений в верхней части земной коры наблюдается в Таджикской депрессии, в отдельных тектонических зонах которой (например в зоне Гулизинданского надвига) на глубинах $h < 10$ км сосредоточено до 80% слабых землетрясений. В районе Гиссарской долины и ее горного обрамления, а также в районе верхнего течения р. Вахш, относительное количество более глубоких очагов увеличивается по сравнению с другими участками района.

С ростом энергетического класса вплоть до $K = 13$ распределение очагов землетрясений по глубине имеет примерно такой же характер, что и для слабых, хотя количество сильных землетрясений в верхней части земной коры несколько уменьшается.

Изменение сейсмического режима в связи с заполнением водохранилища

Общее представление о сейсмичности района водохранилища можно получить как из карт эпицентров всего Вахшского района, так и из годовых карт, построенных для территории, непосредственно примыкающей к водохранилищу (рис. 5, см. вкл.)

Большое количество землетрясений, возникающих здесь ежегодно, мигрирует по площади, концентрируясь или в северо-восточной части района будущего водохранилища (1955, 1958, 1963, 1967, 1969 гг.) или в северной (1956 и 1957 гг.). Юго-западная часть района не отмечена высокой сейсмичностью, за исключением 1966 г., когда здесь возникло землетрясение 12-го энергетического класса. И только начиная с 1971 г. основная сейсмичность сосредоточена в юго-западной части. В 1972 г. высокая сейсмичность наблюдается по всему району водохранилища за исключением его центральной части.

Для установления связи повышенной сейсмичности с наполнением водохранилища ранее был детально исследован весь район площадью 10 тыс. км², показанный на годовых картах эпицентров [28]. Было рассмотрено изменение годовых и квартальных сумм землетрясений различных энергетических классов за 1955–1972 гг. и замечено, что количество землетрясений имеет тенденцию роста с 1967 г., когда водохранилище было заполнено до 40-метрового уровня, и достигло максимума в 1972 г., когда уровень воды в водохранилище достиг 100 м. Квартальные суммы землетрясений энергетических классов $K = 11-13$ за срок с 1967 по 1972 г. хорошо коррелируются с ростом уровня воды.

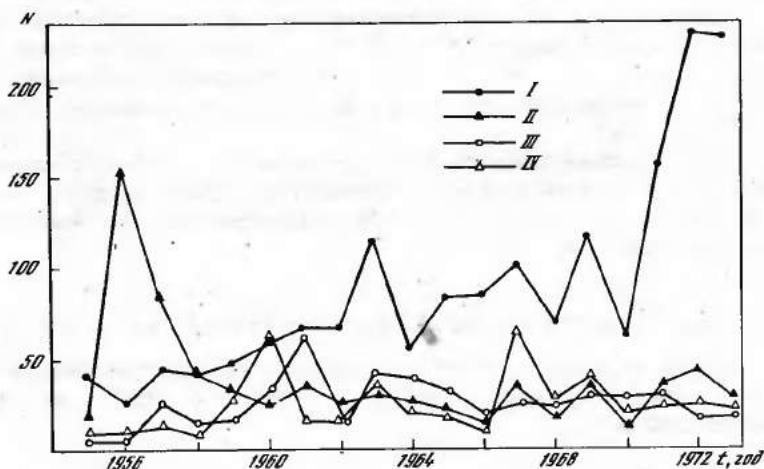


Рис. 6. Годовые суммы землетрясений N ($K \geq 7$), возникающих вокруг водохранилища на площадках разной величины

Рассматриваемые контуры I–IV см. на рис. 5

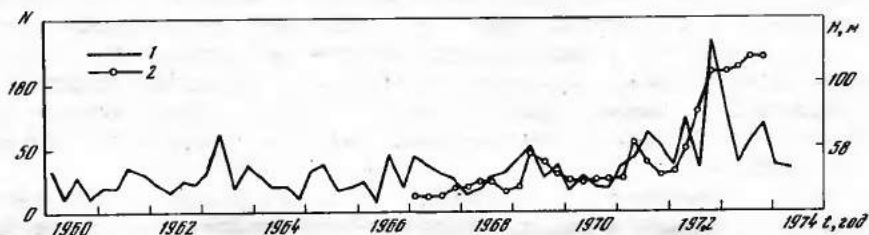


Рис. 7. Квартальные суммы землетрясений N ($K \geq 7$, возникающих в районе водохранилища (1) и изменение во времени уровня воды H (2)

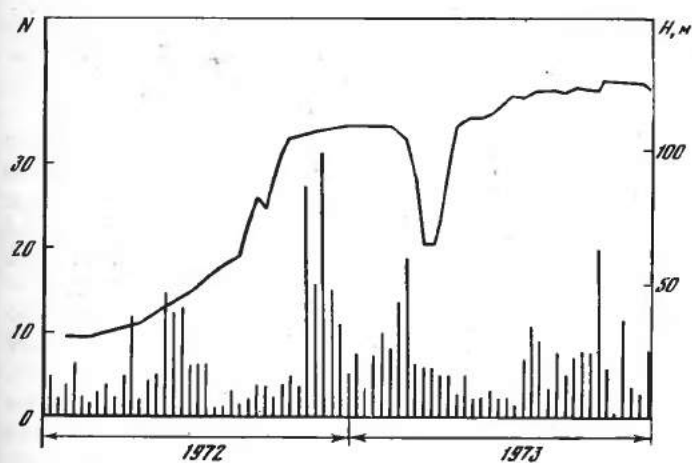


Рис. 8. Декадные суммы землетрясений N ($K \geq 7$) за 1972–1973 гг. и изменение во времени уровня воды H в водохранилище

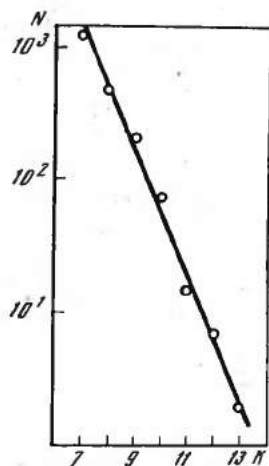


Рис. 9. График повторяемости землетрясений для района водохранилища

Однако рассмотренная площадь включает в себя районы с существенно различным геологическим строением и тектоническим развитием: Гиссаро-Кара-тегин – на севере, отделенный от Таджикской депрессии, в пределах которой расположен район водохранилища и Гиссаро-Кокшаальской зоной глубинных разрывных нарушений. Сейсмический режим этих двух районов также различен [28, 29]. К северу и северо-западу от водохранилища проходит еще одна зона разрывных нарушений – Илякский разлом. Судя по картам эпицентров, эти разломы не активизировались во время заполнения водохранилища и тем более трудно ожидать повышения сейсмической активности на площадях, расположенных к северу от разломов.

В связи с этим в настоящей работе прежде всего была определена площадь, на которой замечено повышение сейсмичности. Для этого рассмотрен временной ход количества землетрясений, возникающих на постепенно увеличивающихся площадях, оконтуренных вокруг водохранилища; первый контур (I) проведен на расстоянии: 15 км от оси водохранилища, второй (II) и последующие (III и IV) – через 5 км от предыдущих. Такие расстояния выбраны из соображений точности определения координат эпицентров. Для каждой из площадей, заключенных между двумя контурами, построены графики годовых сумм землетрясений с $K \geq 7$ (рис. 6). Значительный рост числа землетрясений в 1972 г. замечен только в пределах первой зоны, поэтому можно было полагать, что влияние водохранилища распространилось на весьма небольшую площадь ($S \approx 1400 \text{ км}^2$). Однако для детального исследования выбрана более широкая зона, ограниченная вторым контуром, так как в пределах этой площади в 1956 г. возникло сильное землетрясение с $M = 5,3$. Имея аномально большую серию афтершоков, оно определило высокую сейсмичность в течение этого и следующего годов. Сравнение числа землетрясений, возникших после наполнения водохранилища, с количеством афтершоков самой мощной серии в этом районе имеет определенный интерес. В дальнейшем, при исследовании изменения сейсмичности и некоторых физических параметров очагов во времени, рассматривалась именно эта зона.

На рис. 7 и 8 показано изменение во времени квартальных сумм землетрясений с $K \geq 7$ за 1960–1974 гг. и декадных сумм за 1972 г. Здесь же показано изменение уровня воды в водохранилище. С 1960 по 1971 г. в среднем за квартал возникло 26 землетрясений, с начала же 1971 г. средний уровень повысился до 40 событий, а в последнем квартале 1972 г., когда уровень воды достиг 100 м, произошло 133 землетрясения. Достаточно высокая сейсмичность сохранилась и в I квартале 1973 г. (85 голчков), после чего количество землетрясений упало до уровня 1971 г.

Таблица 1

Год	Энергетический класс							Угол наклона графика повторяемости γ и отклонение его значений σ			
	7	8	9	10	11	12	13	γ_1	σ_{γ_1}	γ_3	σ_{γ_3}
1955	18	30	6	3	1	-	1	0,30	0,05		
1956	100	58	10	9	2	1	1	0,38	0,04		
1957	49	39	19	7	6	1	-	0,28	0,02		
1958	46	23	12	6	1	-	-	0,30	0,00		
1959	57	14	9	4	1	-	-	0,36	0,02		
1960	55	17	12	2	-	-	-	0,45	0,03	0,46	0,01
1961	78	19	5	2	-	-	-	0,54	0,01	0,47	0,01
1962	54	19	7	3	1	-	-	0,42	0,01	0,47	0,01
1963	94	34	13	4	1	1	-	0,45	0,01	0,50	0,01
1964	56	18	6	1	-	-	-	0,57	0,02	0,51	0,02
1965	73	24	6	2	1	-	-	0,53	0,01	0,41	0,01
1966	64	16	13	2	1	2	1	0,46	0,04	0,39	0,01
1967	81	31	13	9	1	-	-	0,32	0,02	0,37	0,01
1968	55	24	5	3	-	-	-	0,45	0,02	0,39	0,02
1969	86	40	15	7	1	1	1	0,37	0,00	0,34	0,01
1970	39	33	5	4	-	-	-	0,38	0,04	0,35	0,01
1971	96	53	21	13	6	-	-	0,30	0,01	0,37	0,01
1972	154	69	32	11	2	4	-	0,38	0,01		
1973	168	42	33	5	-	-	-	0,47	0,04		

В последнем квартале 1972 г. возникло три землетрясения с $K = 12$, в то время как обычно (по данным с 1955 по 1973 г.) такие землетрясения водничают один раз в 2,5 г. Ранее в исследуемом районе происходили землетрясения более высоких энергетических классов, чем наблюдавшиеся в 1972 г. ($K = 14$ в 1956 г.; $K = 13$ в 1966, 1969 гг.), однако в период интенсивного заполнения водохранилища таких землетрясений не возникло. Не исключена возможность их возникновения после того, как уровень воды в водохранилище достигнет 200-300 м.

Корреляция между колебанием уровня воды и числом землетрясений в период с 1967 по 1973 г. видна достаточно отчетливо, хотя следует отметить, что вариации числа голчков за более ранние годы, когда водохранилища не существовало, столь же велика, как и в 1967-1971 гг. Исключение составляет 1972 г., когда резкий всплеск сейсмичности, не отмечавшийся за весь период инструментальных наблюдений, соответствует времени интенсивного роста уровня воды. Отмечено изменение глубины очагов землетрясений. Если с 1960 по 1972 г. в среднем 80% очагов возникало на глубине $H < 5$ км, то в последнем квартале 1972 и 1973 гг. на этой глубине произошло 95% землетрясений.

Характер связи между среднестатистическими значениями числа землетрясений различных энергетических классов определяется, как известно, углом наклона графика повторяемости γ . Для расчета долгосрочного значения γ нами были использованы данные о землетрясениях с $K = 7-13$ за 1958-1973 гг. Инструментальные наблюдения в исследуемом районе проводятся, как отмечалось ранее, с 1955 г. Однако в 1955 г. не были представительны землетрясения с $K = 7$, а в последующие два года мощная серия афтершоков Нурекского землетрясения 22 сентября 1956 г. могла бы нарушить среднестатистические соотношения. Таким образом, полученная по расчетам за 16 лет наблюдений величина $\gamma = 0,47 \pm 0,04$ (рис. 9).

В различных интервалах времени наблюдений величина γ меняется в довольно широких пределах: от 0,35 до 0,50 по трехгодовым интервалам и от 0,28 до 0,57 - по годовым (табл. 1) (трехгодовые интервалы взяты скользящим методом с перекрытием двух лет начиная с 1960 г.). Величина γ в табл. 1 приведена в строке, соответствующей начальному году трехгодичного интервала. Расчеты проводились только для 7-10-го энергетических классов. Использовать в расчете большие значения K , на наш взгляд, нельзя, так как они

проходят реже, чем один раз в год и, следовательно, не являются статистически представительными за этот промежуток времени. Если учесть их при расчете, то именно они обусловят большие флюктуации параметра γ .

Поэтому годовые и трехгодовые значения γ не дают представления о связи слабых и сильных землетрясений, а характеризуют лишь соотношение между количеством землетрясений в пределах $K = 7-10$. Прогнозировать по годовым графикам повторяемости число более сильных землетрясений также, видимо, нельзя, что следует из сравнения γ , рассчитанного по 16-летним наблюдениям в диапазонах $K = 7-10$ ($\gamma = 0,40 \pm 0,002$), и $K = 7-13$ ($\gamma = 0,47 \pm 0,04$). Наклон графика повторяемости в 1972 г., когда наблюдался максимум сейсмичности, связанный, как мы предполагаем, с наполнением водохранилища ($\gamma = 0,38 \pm 0,01$), не является аномальным по отношению к другим годовым значениям. Аномалии же в этом году проявились в возникновении большого числа землетрясений всех энергетических классов и в нарушении соотношения между количеством толчков с $K = 11$ и $K = 12$: произошло четыре землетрясения с $K = 12$ и только два с $K = 11$.

Исследование некоторых пространственно-временных особенностей сейсмического процесса

Выше была показана достаточно уверенная корреляционная связь между ростом уровня воды в водохранилище и изменением сейсмичности в его окрестности. Однако следует выяснить, не является ли увеличение числа землетрясений вблизи водохранилища следствием общего повышения уровня сейсмичности в значительно большем районе. С этой целью рассмотрено изменение квартальных сумм землетрясений за 1960-1973 гг. с 7-го энергетического класса в Вахшском районе и с 10-го энергетического класса на территории Таджикистана и примыкающих к нему районов. Из рис. 10 (кривая А) видно, что уровень сейсмичности на территории всего Вахшского района начинает повышаться с 1967 г. и достигает максимума в 1972-1973 гг. Однако если из рассматриваемых сумм вычесть количество землетрясений, возникших в районе водохранилища, то соответствующая кривая не только не имеет максимума в 1972 г., но сейсмичность в этот период даже ниже уровня предыдущих лет. Таким образом, повышение сейсмичности во всем Вахшском районе в 1972 г. обусловлено большим количеством землетрясений, возникших в районе водохранилища.

На рис. 11,а показаны квартальные суммы землетрясений на территории Таджикистана и примыкающих к нему районов. Аномально большое количество землетрясений во II и III кварталах 1972 г. связано с афтершоковыми сериями двух сильных коровых землетрясений ($M = 6,4$ и $M = 6,3$), возникших 24 июня и 3 сентября 1972 г. соответственно в южной и юго-восточной частях района. Если из квартальных сумм вычесть афтершоки указанных толчков, то оставшееся число землетрясений не приводит к повышению обычного уровня сейсмичности.

Для сравнения со сейсмичностью района водохранилища рассмотрен ход квартальных сумм землетрясений за те же годы, но в другом районе, примыкающем к изучаемому с северо-востока и примерно равном ему по площади. Средний уровень сейсмичности здесь не ниже, чем в районе водохранилища (рис. 11,б). Из рис. 11,б видно также, что флюктуации сумм числа землетрясений значительные, однако максимальное число последних ($N = 70$, II квартал 1969 г.) почти в два раза меньше, чем в районе водохранилища. Эти косвенные сравнения также могут говорить в пользу того, что всплеск сейсмичности, наблюдаемый вблизи водохранилища, не является случайным.

Для того чтобы более детально понять развитие сейсмического процесса на площади проявления возбужденной сейсмичности, рассмотрено пространственно-временное распределение землетрясений (рис. 12). Эпицентры наблю-

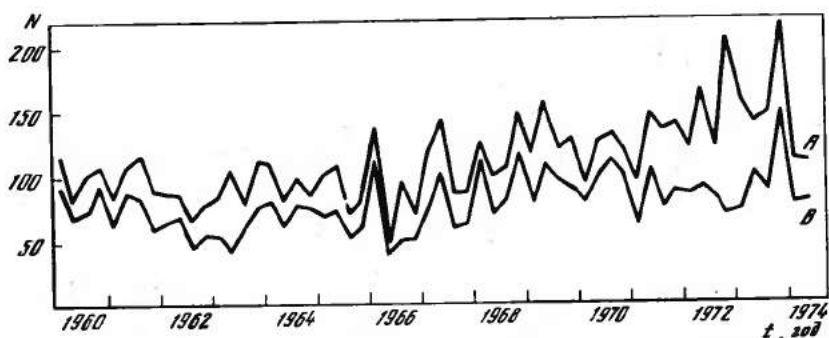


Рис. 10. Квартальные суммы землетрясений N ($K \geq 7$) Вахшского района
 А – возникших на территории всего района; Б – без учета землетрясений, возникших в районе водохранилища

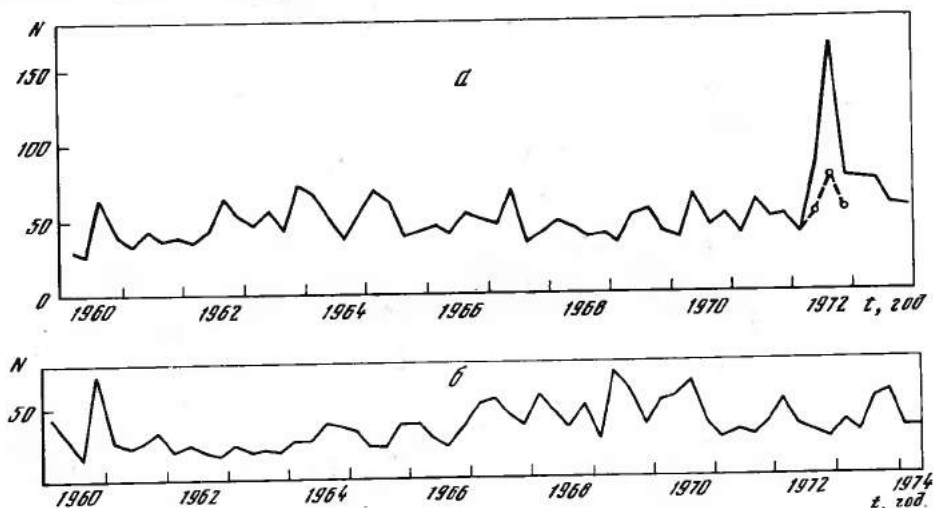


Рис. 11. Квартальные суммы землетрясений N на территории Таджикистана
 а – для $K > 10$, пунктиром показаны землетрясения без афтершоков двух толчков с $K = 15$; б – для $K \geq 7$, возникших на территории к северо-востоку от водохранилища

давшихся землетрясений были спроектированы на направление, соответствующее продольной оси водохранилища (ось абсцисс на рис. 12) и развернуты во времени (ось ординат).

Обращает на себя внимание различный характер проявления сейсмического процесса в разных частях зоны. Более активной является юго-западная оконечность водохранилища. Возможно, это связано с большой мощностью столба воды в той его части, которая примыкает к плотине. Землетрясения здесь возникают группами, причем эти группы начали проявляться задолго до периода наиболее интенсивного заполнения водохранилища. Временной интервал между группами равнялся в среднем двум месяцам. С начала 1972 г. в этой части зоны наблюдалось затишье, продолжавшееся в течение девяти месяцев; далее возникла самая интенсивная группа землетрясений, совпадающая по времени с достижением 100-метрового уровня воды в водохранилище (см. выше). Структура этой группы представляет, на наш взгляд, большой интерес и ниже будет рассмотрена более подробно. Групповое проявление сейсмичности в этой части района наблюдалось на протяжении всего следующего года. Намечается тенденция направленной миграции упомянутых групп от периферии зоны к водохранилищу. Представляет интерес оценка скорости миграции, однако для этого следует увеличить точность определения координат эпицентров.

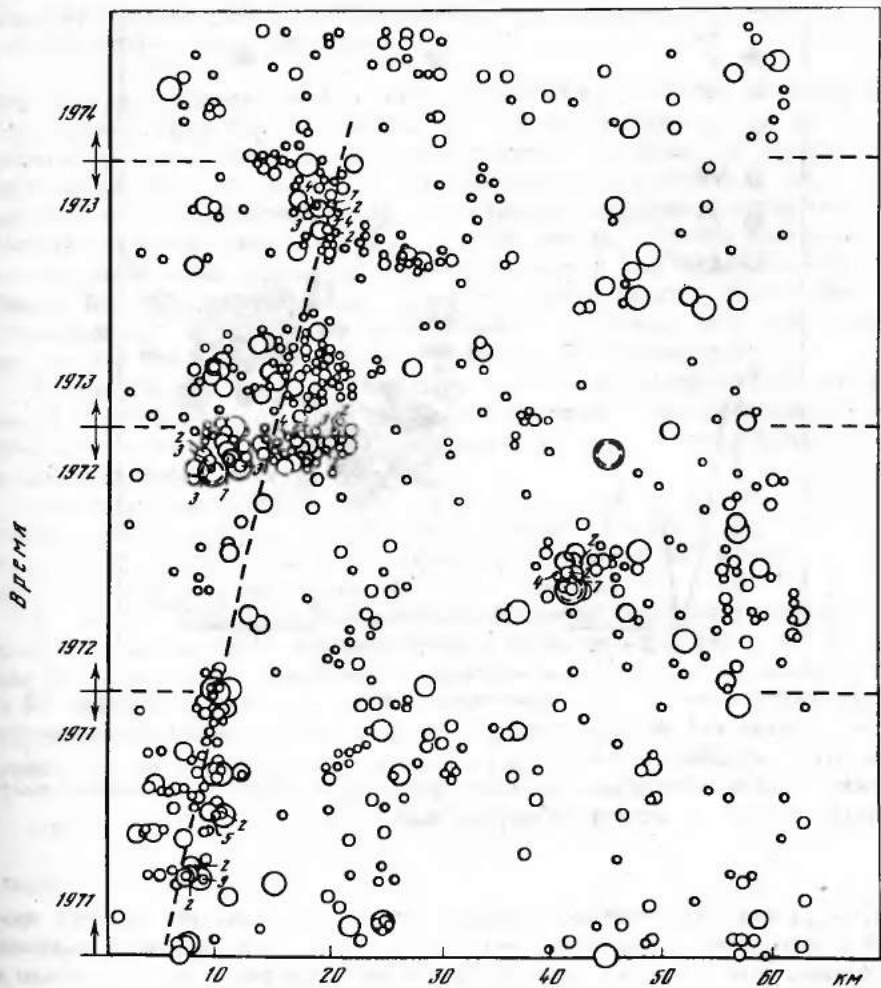


Рис. 12. Пространственно-временное распределение землетрясений вблизи водохранилища
Усл. обозн. см. рис. 1

Интересно отметить, что во время затиший юго-западной части зоны активизировалась северо-восточная, а центральная часть оставалась малоактивной за весь период.

Как отмечалось выше, в ноябре 1972 г. вблизи водохранилища произошли три землетрясения 12-го энергетического класса, после двух из них возникло большое число более слабых толчков. Предстояло установить, не является ли эта последовательность землетрясений обычной афтершоковой серией. Вообще говоря, зона водохранилища относится к району с повышенным числом афтершоков [30] и, если бы большая часть возникших землетрясений оказалась повторными толчками, вопрос о сейсмичности, возбужденной водохранилищем, остался бы открытым. Чтобы зьяснить это обстоятельство, совокупность землетрясений, возникших в ноябре 1972 г., рассмотрена с большой детально-стью. На рис. 13, а представлена карта эпицентров в окрестности сильных толчков. Явно вырисовываются две группы: одна локализована вблизи сильных землетрясений, другая — непосредственно под юго-западной оконечностью водохранилища, на расстоянии 6 км от первой. Следует отметить, что различие в локализации групп не связано с ошибками в определении координат эпицентров. С этой целью была построена гистограмма величин $t_s - t_p$ по данным ближайшей станции Лангар (рис. 14). Как видно из рис. 14, четко выделяются два максимума: при $t_s - t_p = 2,0-2,1$ сек и $t_s -$

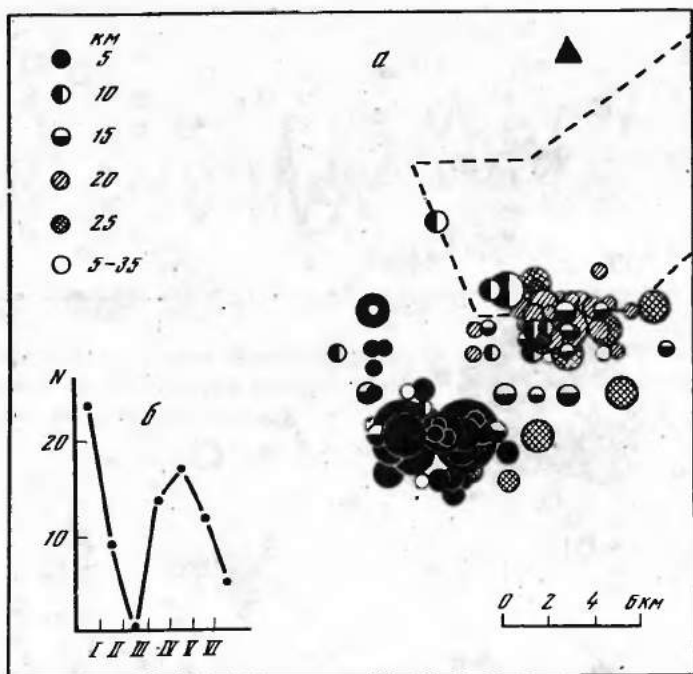


Рис. 13. Карта эпицентров землетрясений (а), возникших в течение 35 дней (I-VII - пятидневки) после толчка с $K = 12$, и график суммы землетрясений N на каждую пятидневку (б)

Кружками дана классификация землетрясений по глубине заложения очага; пунктирной линией - контур водохранилища

$-t_p = 3,0-3,1$ сек. При ошибке в определении разности времен прихода продольной и поперечной волн, равной $\pm 0,2$ сек, наблюдаемое различие оказывается значимым. Как оказалось, эти группы эпицентров разделены не только в пространстве, но и во времени (см. рис. 13, б). В первую пятидневку после землетрясений с $K = 12$ более слабые толчки реализовались только вблизи

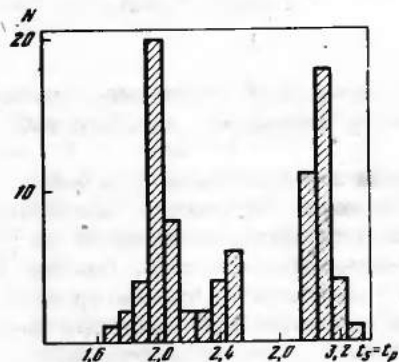


Рис. 14. Гистограмма разности времени прихода поперечной и продольной волн ($t_s - t_p$) на сейсмическую станцию Лянгар

сильных; в последующих пятидневках основная часть землетрясения возникала в другой группе, и отдельные события тяготели к эпицентрам сильных толчков.

По временной реализации (см. рис. 13, б) и количественному соотношению средних и слабых толчков эти землетрясения вряд ли можно отнести к афтершоковой последовательности; скорее всего они являются групповым проявлением сейсмичности. Таким образом, можно полагать, что большое количество слабых толчков вызвано не сильными землетрясениями, а спровоцировано водохранилищем.

Оценка магнитуды максимального возможного землетрясения

Оценка максимального возможного землетрясения является важнейшей задачей определения уровня сейсмичности того или иного района. Для этого используются различные методы, наиболее распространенными из которых является определение K_{\max} по величине сейсмической активности A_{10} [31]. Этот метод основан на предположении постоянства наклона графика повторяемости γ в большом сейсмоактивном регионе. Однако, как показывают результаты других исследований [32, 33], а также исследования в Таджикистане [34–36], разбиение большого сейсмоактивного региона на отдельные сейсмогенные зоны по сейсмологическим и геолого-геофизическим признакам дает существенно различные для них значения наклонов графиков повторяемости.

К аналогичным выводам приводили результаты наших лабораторных исследований на образцах, где была показана зависимость наклонов графиков повторяемости сейсмоакустических импульсов от свойств неоднородных материалов и скорости деформаций [37].

Поэтому использовать метод определения максимально возможных землетрясений по значению A_{10} в сейсмогенных зонах, имеющих различные наклоны графиков повторяемости, не представляется возможным, в данном случае вследствие прямой зависимости активности от наклона.

В связи с этим нами был разработан способ, который позволяет учесть влияние наклона графика повторяемости на величину активности. В общих чертах он сводится к следующему. На нормированных к единице площади в 1000 км^2 и единице времени в один год графиках повторяемости выбирались точки, которые соответствовали повторяемости землетрясения N_i , равной единице. В таком случае в известном уравнении графика повторяемости

$$\lg N_i = a - \gamma (K_i - K_0) \quad (1)$$

левая часть равна нулю и

$$K_i = \frac{a}{\gamma} + K_0, \quad (2)$$

где K_0 — постоянная величина.

В уравнении (2) K_i определяется в одинаковой степени как активностью a , так и наклоном графика γ . Величина K_i (назовем ее $K_{\text{ед}}$) означает, что самое сильное землетрясение, рассчитанное по графику повторяемости, происходит в течение одного года в зоне на площади 1000 км^2 .

Величина $K_{\text{ед}}$ за разные сроки наблюдений для одного и того же района оказалась стабильной, изменяющейся в незначительных пределах. Это обусловило возможность использования ее для оценки величины сильнейших землетрясений в разных сейсмогенных зонах [38]. Район водохранилища Нурекской ГЭС вошел в восточную часть сейсмогенной зоны Илякского разлома [34].

Сопоставление величины $K_{\text{ед}}$ с магнитудами максимально наблюдаемых землетрясений в сейсмогенных зонах показало четкую особенность зон, имеющих мощный осадочный чехол толщиной 8–12 км (Таджикская депрессия). Корреляционная зависимость между $K_{\text{ед}}$ и M_{\max} для зон, расположенных в Таджикской депрессии, определила возможность возникновения в восточной части зоны Илякского разлома максимального землетрясения с магнитудой $M = 6,5$.

Для примера, магнитуда наибольшего из известных здесь Нурекского землетрясения 1956 г. равна 5,3.

Среднее время проявления землетрясения с $M = 6,5$ в восточной части Илякского разлома, рассчитанное по графику повторяемости, близко к 150 годам. Однако для оценки сейсмической опасности района Нурекского водохранилища следует учитывать еще и то обстоятельство, что он расположен вблизи

зоны Гиссаро-Кокшаальского глубинного разлома, способного генерировать землетрясения с магнитудой, достигающей величины $M = 8$, которые также могут создавать в зоне водохранилища достаточно сильные сотрясения.

Интересно, что плотность эпицентров с $K = 10$ и величина A_{10} в сейсмогенной зоне Илякского разлома были выше, чем в зоне Гиссаро-Кокшаальского разлома. Но несмотря на это, максимальная магнитуда, определенная по величине $K_{ед}$, в Илякской зоне оказалась значительно меньшей. И это представляется нам естественным, поскольку строение земной коры неоднородно и в относительно мягких, пластичных породах мощного осадочного чехла, какой мы имеем, например, в районе Нурекского водохранилища (толщина слоя около 10 км) [6], происходит большое количество слабых землетрясений, но не может накопиться достаточного количества потенциальной энергии для проявления наиболее сильных землетрясений. В консолидированном же слое, находящемся под осадочными породами, возможности накопления энергии для возникновения больших землетрясений также понижаются за счет уменьшения его мощности.

Важным фактором, влияющим на сейсмическую деятельность зон, является скорость современных вертикальных тектонических движений. Мы рассчитали градиенты вертикальных движений поверхности земной коры за последние 25-30 млн. лет на базе 4 км по карте неотектоники, составленной О.К. Чедия и др. Наибольшие градиенты для территории Таджикистана имеют место в депрессии. Здесь они изменяются в основном в пределах $5 \cdot 10^{-9} - 2 \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$ и в районе водохранилища имеют значения порядка $5 \cdot 10^{-9} - 1 \cdot 10^{-8} \text{ год}^{-1}$. К примеру, севернее этого района в зоне Гиссаро-Кокшаальского разлома градиенты скоростей вертикальных движений имеют значения в пределах $4 \cdot 10^{-9} - 8 \cdot 10^{-9} \text{ год}^{-1}$.

Высокая сейсмическая активность в Таджикской депрессии объясняется, вероятно, наличием больших скоростей вертикальных движений, однако, как было указано выше, сильные землетрясения с $M = 6,5$ здесь вряд ли возможны.

Как было показано ранее, уровень сейсмической активности района Нурекского водохранилища существенно повысился в связи с его заполнением. Поэтому возникает вопрос, следует ли ожидать здесь увеличения магнитуды максимально возможного землетрясения?

У нас нет оснований полагать, что дополнительная пригрузка от воды, уровень которой достигнет высоты 300 м, может существенно увеличить те колоссальные напряжения внутри земной коры, которые накоплены в результате тектонической деятельности и давления верхних слоев. Вероятнее всего, дополнительная пригрузка и проникновение воды вглубь вызывают перераспределение энергии из верхних частей земной коры, играя при этом роль "спускового крючка".

Поэтому нам представляется, что повышение уровня водохранилища Нурекской ГЭС до 300 м вряд ли вызовет превышения рассчитанной магнитуды максимально возможного здесь землетрясения. Однако этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Особенности механизма очагов землетрясений

Механизм очагов землетрясений Таджикской депрессии исследован достаточно полно [29, 39-45]. По данным о механизме очагов сильных землетрясений ($K \geq 12$) ранее были получены закономерности, характерные для всего Вахшского района: в большинстве очагов смещение имеет тип надвига (сдвига-надвига), и только в небольшом их числе - тип чистого сдвига. Весьма устойчива при этом близгоризонтальная, северо-западная ориентация осей сжатия.

В настоящей работе рассмотрены особенности механизма очагов, возникших на небольшой площади вблизи водохранилища. В табл. 2 приведены пара-

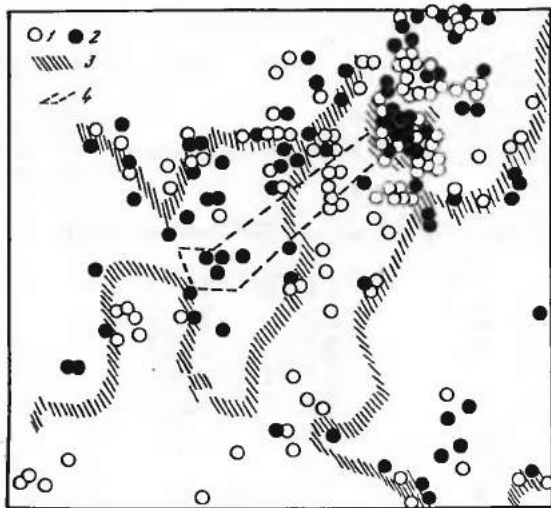
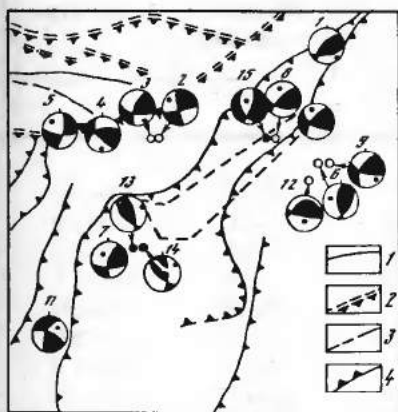


Рис. 15. Стереографические проекции очагов землетрясений с $K \geq 12$

1-4 - различные типы разрывных нарушений; 4 - пунктиром даны контуры водохранилища.

Зачерчены части проекций, соответствующие областям растяжения в очагах

Рис. 16. Карта эпицентров землетрясений с $K = 9-11$

1 - очаги надвигового (сдвиго-надвигового) типа; 2 - сбросового (сдвиго-сбросового) типа, 3 - границы между областями с различным типом подвижек в очагах, 4 - контур водохранилища

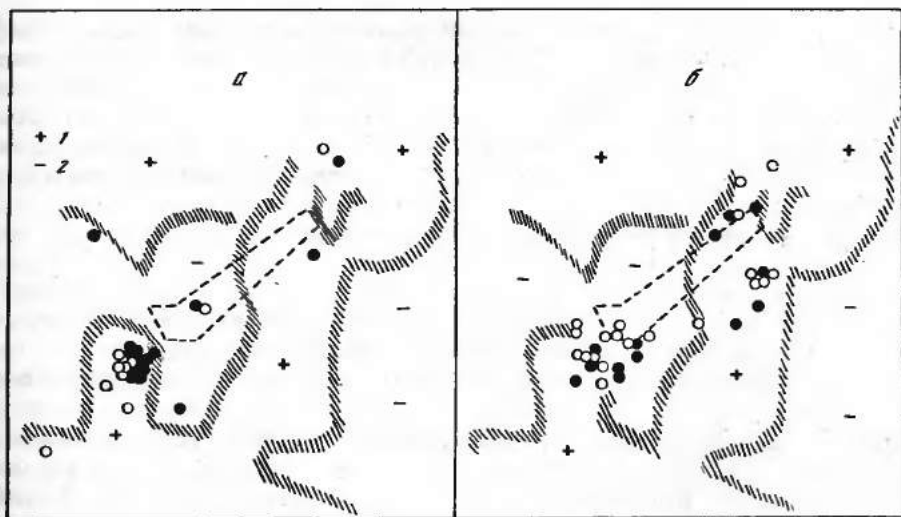


Рис. 17. Карты эпицентров землетрясений, возникших в 1971 (а) и в 1972 г. (б)

1, 2 - области, где в абсолютном большинстве очагов произошли подвижки: 1 - надвигового типа; 2 - сбросового типа

Усл. обозн. см. на рис. 16

механизма очагов сильных землетрясений ($K = 12-13$), а на рис.15-их стереографические проекции (верхняя полусфера): На рис. 15 отмечены землетрясения, возникшие в период интенсивного заполнения водохранилища (ноябрь, 1972 г.).

Рассмотренная площадь включает в себя наиболее сложную часть Вахского района; закономерности, присущие очагам всего района, являются столь

Таблица 2

Номер п/п	Дата землетрясения		Время в очаге, ч-мин	Координаты эпицентра, град-мин	
				ϕ	λ
1	21.VIII	1955	00-42	38-36	69-40
2	22.IX	1956	15-54	38-27	69-19
3	28.I	1957	21-01	38-27	69-18
4	14.VI	1961	17-31	38-27	69-12
5	19.VI	1962	08-13	38-27	69-06
6	11.VI	1963	18-34	38-25	69-39
7	5.I	1966	20-45	38-15	69-13
8	10.VIII	1966	22-05	38-27	69-33
9	21.I	1969	14-37	38-25	69-40
10	20.IX	1969	14-07	38-29	69-38
11	27.V	1971	00-30	38-07	69-05
12	30.V	1972	06-38	38-23	69-37
13	6.XI	1972	06-15	38-16	69-16
14	6.XI	1972	12-18	38-16	69-16
15	27.XI	1972	15-18	38-27	69-33

Примечание. В примерах № 2, 8, 9 класс $K = 13$, в остальных - $K = 12$

же характерными и для данного участка. Землетрясения, возникшие до ноября 1972 г., по типу смещения в очагах могут быть разделены на две группы. Наиболее многочисленная, первая из них, характеризуется надвиговыми (или сдвиг-надвиговыми) смещениями. Оси сжимающего и промежуточного напряжений ориентированы близгоризонтально в северо-западном и юго-западном направлениях соответственно (т.е. вкрест и вдоль простирания основных геологических нарушений).

Ось растяжения близвертикальна. Вторая группа очагов локализована в северо-западной части района.

Смещения в очагах имеют характер правосторонних сдвигов по плоскостям широтного простирания. Ориентация осей сжатия не отличается от направления, преобладающего в очагах первой группы, оси растяжения направлены по простиранию геологических нарушений, оси промежуточного напряжения близвертикальны.

Вблизи юго-западной части водохранилища 6 ноября 1972 г. возникли два землетрясения (см. рис. 13-15, табл. 2), механизм которых, имея характер надвига, отличается от обычной схемы: возможные плоскости разрыва ориентированы в северо-западном направлении, оси сжатия направлены вдоль простирания геологических нарушений (северо-восточная ориентация), промежуточные оси - вкрест (юго-восточная ориентация). Ранее такая ориентация параметров наблюдалась только в одном очаге (см. табл. 2, № 11), возникшем в 1971 г. в юго-западной части района.

Наибольший интерес представляет землетрясение 27 сентября 1972 г. (№ 15). В очаге этого землетрясения реализовался сброс по плоскости субмеридионального простирания; соответственно в системе осей напряжений приобрела несвойственную данному району ориентацию: ось сжатия близвертикальна, ось растяжения близгоризонтальна.

Вообще говоря, добавочная вертикальная нагрузка может привести к перераспределению компонент напряжения. В этом случае недостаток сжатия в

Глубина очага H , км	Направление напря- жения сжатия, град		Направление напря- жения растяжения, град		Направление просе межуточного на- пряжения, град	
	A_z	i	A_z	i	A_z	i
20,0	150	85	38	15	242	76
5,0	307	89	35	81	220	9
5,0	148	78	46	44	250	48
2,5	197	87	104	44	290	45
10,0	323	73	230	80	116	20
5,0	283	80	53	16	190	79
2,5	309	80	53	33	213	60
2,5	340	72	115	30	240	67
2,5	160	85	65	39	255	51
12,5	338	60	103	46	222	62
12,5	67	88	158	50	335	39
10,0	186	55	15	35	280	86
2,5	60	71	264	20	152	82
2,5	64	86	334	20	154	66
5,0	302	28	94	65	188	78

вертикальном направлении (о чем свидетельствует близвертикальная ориентация оси растяжения, обычная для "спокойного" периода) мог быть восполнен весом воды, и тогда вертикальной могла бы стать или ось промежуточного напряжения, или при еще большей добавке ось максимального сжатия. В первом случае в очагах реализуется чистый сдвиг, во втором - сброс.

Здесь рассмотрена наиболее простая схема переориентации системы напряжений, которая нуждается в дальнейшем подтверждении, тем более что наблюдаемое событие (сбросовое смещение в очагах) единичное.

Исследование механизма большого числа слабых землетрясений позволило выявить сложную структуру поля упругих напряжений в очагах. Если для очагов сильных землетрясений ($K \geq 12$) характерны надвиговые (реже - сдвиговые) смещения, то примерно в 40% очагов слабых землетрясений реализуются сбросовые или сбросо-сдвиговые подвижки.

Замечено, что очаги с одностипным характером подвижек локализируются в пространстве. На рис. 16 показана карта эпицентров слабых землетрясений ($K = 9-11$) по данным 1959-1970 гг. Классификация проведена по типу смещения в очагах. (Надвиги и надвиго-сдвиги - первый тип, сбросы и сбросо-сдвиги - второй). Границы между "одностипными" областями имеют довольно сложную конфигурацию, но в основных чертах устойчивы во времени.

Из рис. 17, А, Б можно видеть, что некоторые очаги, возникшие в 1971 и 1972 гг., были аномальными в смысле типа подвижки. Очаги надвигового типа часто появлялись в зонах, для которых ранее были характерны сбросовые подвижки, и наоборот. В настоящее время трудно сказать, чем обусловлен этот факт. Возможно, 12-летних наблюдений недостаточно, чтобы утверждать устойчивость зон во времени, но не исключено, что возникновение водохранилища довольно сложным образом повлияло на систему напряжений, с чем и связано изменение типа подвижек в очагах.

Изменение наклонов земной поверхности

Измерения наклонов земной поверхности в забое 120-метровой штольни, расположенной на расстоянии около 1000 м от оси плотины, проводились с сентября 1968 г. по февраль 1973 г. До момента заполнения водохранилища получен четырехгодичный ряд наблюдений парой наклономеров системы А.Е.Островского, установленных в азимутах С-Ю и В-З. Прибор, регистрирующий составляющую С-Ю, за 47 месяцев записал наклоны в 20", по составляющей В-З наклон составил 24", направление наклона на юг и восток; скорость наклона - 0,43 сек дуги/месяц по азимуту С-Ю и 0,51 сек дуги/месяц по азимуту В-З.

В процессе наполнения водохранилища с апреля 1972 г. скорость наклонов по обоим составляющим резко возросла соответственно до 1,1 сек дуги/месяц (С-Ю) и 0,57 сек дуги/месяц (В-З). Направления по обоим составляющим сохранились. Результирующий вектор направлен на юго-юго-восток, в сторону водохранилища.

С августа 1971 г. наблюдения за наклонами земной поверхности были начаты в другой штольне, расположенной на 40 м выше относительно первой. После заполнения водохранилища аномалии в ходе наклонов, регистрируемых во второй штольне, выразились в искажении годовых составляющих, связанных с проникновением в точки наблюдений тепловых деформаций.

Обычно формирование экстремальных значений годовых волны, по наблюдениям в Нуреке, приходится на март - апрель и ноябрь - декабрь. Однако в 1972 г. на всех составляющих отсутствуют экстремальные значения, приходящиеся на ноябрь-декабрь.

Одной из возможных причин искажения годовых составляющих наклонов может служить дополнительная нагрузка, возникшая при заполнении водохранилища.

Выводы

1. Полученные результаты научных исследований особое значение имеют для территории Таджикистана, так как здесь впервые в исключительно сейсмоактивном районе создаются высочайшие в мире плотины Нурекской, Рагунской и других гидроэлектростанций. Большой интерес к району водохранилища определяется возможностями познания за короткий срок физических явлений, происходящих в земной коре, с выявлением особенностей сейсмического режима непосредственно перед возникновением сильных землетрясений в целях дальнейшего их прогноза.

2. Установленная связь заполнения водохранилища Нурекской ГЭС с повышением сейсмичности района позволяет подготовить полный комплекс всевозможных геофизических и сейсмологических наблюдений незадолго до ожидаемых (вызываемых) землетрясений.

3. В ближайшее время до очередного повышения уровня водохранилища предполагается использование искусственных взрывов и пневматических устройств с целью изучения изменений скоростей сейсмических волн в процессе подготовки сильных землетрясений.

4. Будут продолжены детальные исследования механизма очагов землетрясений, сейсмического режима, наклонов и деформаций земной поверхности, наблюдений за химическим составом подземных вод и др.

5. Мы надеемся, что запланированный комплекс исследований позволит выявить и систематизировать особенности изменений сейсмических и геофизических параметров в земной коре в процессе подготовки сильных землетрясений, что в дальнейшем может быть использовано для разработки критериев прогноза.

1. М.В. Васильчиков, Ш.Д. Финкельштейн, А.В. Готчильф и др. Геология и нефтегазоносность Душанбинского прогиба. Душанбе, "Ирфон", 1968.
2. Я.А. Беккер, Г.В. Кошлаков, Е.С. Кузнецов. Глубинное строение Юго-Западного Таджикистана по геолого-геофизическим данным. - В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
3. Я.А. Беккер, Г.В. Кошлаков, Д.Р. Мучаидзе, Е.С. Орлов. К тектонике района г. Душанбе (Гиссарской долины) по результатам геолого-геофизических исследований. - В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
4. И.Е. Губин. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
5. А.М. Бабаев, В.К. Кулагин. Глубинное строение восточной части Гиссарской долины. - В кн.: Проблемы геологии Таджикистана. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1964.
6. Н.К. Булин, Е.А. Пронеева. Глубинное строение Таджикской депрессии по сейсмологическим данным. - "Сов. геол.", 1970, № 12.
7. В.К. Кулагин. О строении земной коры центральной части Таджикской депрессии и южного склона Гиссарского хребта. - В кн.: Глубинное строение и землетрясения Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1968.
8. В.К. Кулагин, М.Л. Белеловский. Распределение очагов землетрясений в Гиссарской долине и региональные разломы. - В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
9. К.Н. Кравченко. К вопросу об интерпретации глубинного строения и направления геолого-разведочных работ на нефть и газ в макрантиклиналях Афгано-Таджикской впадины. - В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, № 4. Душанбе, "Дониш", 1972.
10. В.П. Кондур, Р.М. Кукушкин. К вопросу о возрасте поднадвиговой толщи Северного Бабатага. - Изв. АН ТаджССР. Отп. физ.-мат. и геол.-хим. наук", 1972, № 1 (43).
11. В.П. Кондур, Р.М. Кукушкин, Л.М. Сафьян, А.П. Молчапов, А.Т. Дуркин. Основные результаты, эффективность и дальнейшее направление геолого-разведочных работ на Бабатаге. - В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, № 5. Душанбе, "Дониш", 1973.
12. В.С. Коробка, В.П. Кондур, Л.М. Сафьян, П.З. Черников. Некоторые черты глубинного строения Санглакской антиклинали по данным бурения параметрической скважины. - В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, № 4. Душанбе, "Дониш", 1972.
13. А.Я. Баранова, Н.Н. Матвеева. О скоростях разреза земной коры северной части Таджикской депрессии. - В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
14. М.В. Кулагина, А.А. Лукк, В.К. Кулагин. Блоковое строение земной коры Таджикистана. - В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
15. А.Т. Дуркин, Д.П. Земцов. Закономерности скоростного разреза Таджикской депрессии. - В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана, № 4. Душанбе, "Дониш", 1972.
16. Л.М. Фихиева. Глубинное строение Южно-Таджикской впадины по данным КМПВ. - В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
17. В. Крестников, И.Л. Нерсесов. Тектоническое строение Памира и Тянь-Шаня и его связь с рельефом поверхности Мохоровичича. - "Сов. геол.", 1962, № 11.
18. С.А. Захаров. Тектоническое районирование и структурная схема Таджикской депрессии. - "Труды Ин-та геол. АН ТаджССР", 1962, 5.
19. Т.Г. Раутиан. Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений. - "Труды Ин-та сейсм. стр-ва и сейсмол. АН ТаюжССР", 1960, 7.
20. Т.А. Киняпина. Нурекское землетрясение 1957 г. - "Труды Ин-та сейсм. стр-ва и сейсмологии АН ТаджССР", 1960, 8.
21. Т.А. Киняпина. Чим-Тепинское землетрясение 1966 г. - В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана, № 1. Душанбе, "Дониш", 1970.
22. Т.А. Киняпина. Лучобское землетрясение 1967 г. - В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана, № 2. Душанбе, "Дониш", 1975.
23. Т.А. Киняпина, А.Я. Акилов. Явросское землетрясение 1960 г. - "Изв. АН ТаджССР", 1970, № 3 (37).

24. Т.А.Киняпина, Х.М.Мирзобаев. Сильные землетрясения Душанбинского полигона. - В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
25. Т.А.Киняпина, О.А.Романов. Нурекские землетрясения 1966 и 1969 гг. - В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана, № 2, Душанбе, "Дониш", 1975.
26. А.А.Коньков. Проявление особенностей сильных землетрясений в связи с геологической обстановкой. - В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана, № 2, Душанбе. "Дониш", 1975.
27. Х.М.Мирзобаев. Байпазинское землетрясение 5 января 1966 г. - В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана, № 1. Душанбе, "Дониш", 1970.
28. Ю.А.Мамадалиев, Э.Б.Бурханов, Г.П.Шкляр, В.И.Старков. О влиянии процесса заполнения водохранилища Нурекской ГЭС на сейсмичность района. - ДАН ТаджССР, 1973, 16, № 9.
29. Ю.А.Мамадалиев. Изучение параметров сейсмического режима Душанбино-Вахшского района Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1972.
30. Р.С.Михайлова. Структура поля афтершоков Душанбино-Гармского региона в сопоставлении с очагами сильных землетрясений. - В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
31. Ю.В.Ризниченко. Сейсмическая активность и энергия максимальных землетрясений. - В кн.: Проблемы геофизики в Средней Азии и Казахстане. М., "Наука", 1967.
32. С.Л.Соловьев. Некоторые статистические распределения землетрясений и тектоническое строение сейсмических зон. - "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1961, № 1.
33. Ю.А.Мамадалиев. Об изменении параметров сейсмического режима во времени и в пространстве. - В кн.: Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии. Фрунзе, "Илим", 1964.
34. А.М.Бабаев, К.М.Мирзоев. Основные принципы сейсмического районирования Таджикистана. - В кн.: Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1976.
35. К.М.Мирзоев. Основные характеристики сейсмичности сейсмогенных зон Таджикистана. - В кн.: Материалы по сейсмотектонике Средней Азии и Казахстана. М., "Наука", 1976.
36. А.М.Бабаев, К.М.Мирзоев. Сейсмогенная зона Таджикистана. - В кн.: Материалы по сейсмотектонике Средней Азии и Казахстана. М., "Наука", 1976.
37. С.Д.Виноградов, К.М.Мирзоев. Исследование числа и энергии упругих импульсов при разрушении образцов из неоднородных материалов. - Труды III Всесоюз.смп. по сейсмическому режиму, ч.2. Новосибирск, "Наука", 1969.
38. К.М.Мирзоев. Способ определения возможных сильных землетрясений на основе единичной повторяемости. - В кн.: Вопросы сейсмического районирования территории Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1976.
39. Т.И.Кухтикова, А.Я.Барина. Механизм движений в очагах при Шуробском землетрясении и его повторных толчках. - "Труды Ин-та сейсм. стр-ва и сейсмологии АН ТаджССР", 1960, 7.
40. Т.И.Кухтикова. Механизм землетрясений Таджикской депрессии. - "Труды Ин-та сейсм. стр-ва и сейсмологии АН ТаджССР", 1962, 10.
41. О.В.Соболева, Г.П.Шкляр, Е.Э.Благовещенская. Изучение структуры поля напряжения в очагах землетрясений в связи с предказначением места и времени возникновения сильного толчка. - В кн.: Поиски предвестников землетрясений на прогностических полигонах. М., "Наука", 1974.
42. О.В.Соболева, Р.И.Кильдеева. Исследование механизма очагов слабых землетрясений Центральной части Таджикской депрессии. - В кн.: Сейсмический режим. Кишинев, "Штиинца", 1974.
43. О.В.Соболева, Г.П.Шкляр, М.Ходжаколов. Некоторые результаты исследования напряженного состояния в очагах землетрясений Таджикской депрессии. - В кн.: Сейсмический режим. Кишинев, "Штиинца", 1974.
44. О.В.Соболева, Т.А.Киняпина, Г.П.Шкляр. Механизм очагов землетрясений Центральной части Таджикской депрессии. - В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана, № 2. Душанбе, "Дониш", 1975.
45. В.И.Бунэ, В.К.Кулагин, О.В.Соболева. Сейсмический режим Вахшского района Таджикской ССР. Душанбе, Изд-во АН ТаджССР, 1965.

ДИНАМИКА УРОВНЕЙ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПРИ СОЗДАНИИ КРУПНЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ КАК ИНДИКАТОР ВОЗБУЖДЕННЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ¹

Строительство крупных водохранилищ и связанная с ними опасность усиления сейсмической активности ставят на повестку дня разработку методов прогноза возбужденных (вызванных) землетрясений. Одним из наиболее перспективных методов прогноза землетрясений может быть гидрогеологический метод, основанный на изучении режима уровней или напоров подземных вод в зоне водохранилища.

Давление подземных вод является достаточно надежным показателем изменения напряженного состояния водовмещающих пород. Известно, что на пластовое давление влияют колебания атмосферного давления и нагрузки, связанные с возведением тяжелых сооружений или изменением уровня поверхности вод. Приливные деформации Земли вызывают колебания напоров в водоносных горизонтах с амплитудой до 7 см и более [1].

В 1968 г. автором было предложено использовать наблюдения за напорами водоносных горизонтов для прогноза времени землетрясения [2]. Изменения напряжений в области очага в период, предшествующий землетрясению, влияют на величину порового или пластового давления и, следовательно, вызывают реакцию системы скважина – пласт. Система эта может рассматриваться как достаточно точный манометр, в котором показания давления воды зависят от величины упругих и пластических деформаций перед землетрясением. Непосредственные измерения подобных деформаций в сейсмическом очаге еще в достаточной степени не освоены.

Исходя из существующих представлений о механизме очагов естественных землетрясений можно полагать, что на разных стадиях проявления землетрясения реакция системы скважина – пласт будет различной. Накопление напряжений в области очага должно вызвать постепенные изменения пластового давления. На более поздней стадии приближения землетрясения следует ожидать разрыв нарушения режима водных горизонтов, что связано с развитием в очаге пластических деформаций и трещин-предвестников. При мелкофокусных землетрясениях образование таких трещин может привести к значительным изменениям напоров в водоносных горизонтах, целостность которых будет нарушена трещинами. Поскольку деформации, обусловленные развитием процессов, предшествующих землетрясению, охватывают достаточно широкую зону вокруг потенциального очага, можно было ожидать, что столь же широко распространяются и возмущения пьезометрических напоров водоносных горизонтов. Следовательно, достаточно редкая сеть наблюдательных скважин позволит получить информацию о состоянии сейсмической области.

В последние годы стали известны данные, подтверждающие изменение напоров подземных вод перед землетрясением. В районе оз. Иссык-Куль 5 июня 1970 г. произошло землетрясение силой 8–9 баллов с очагом на глубине 10–25 км. Этому землетрясению предшествовало повышение напора термоминеральной воды в скважине курорта Джеты-Огуз, расположенной в 35 км западнее эпицентра. Повышение напора в скважине, глубина которой 163 м,

¹ Изложение доклада, прочитанного на совещании Рабочей группы МСССС по изучению влияния деятельности человека на сейсмический режим (февраль, 1974 г.)

началось в конце апреля и составило к моменту землетрясения около 15 см, а после землетрясения прекратилось [3]. В Австралии перед 7-балльным землетрясением в районе г. Перта 14 октября 1968 г. было отмечено повышение уровня воды в группе скважин, расположенных в 110 км к западу от эпицентра. Скважины эти глубиной около 35 м вскрывают безнапорные и полупнапорные воды в слабосцементированных породах. За полтора часа до толчка уровень воды в скважинах повысился на 29 мм, а через 2-3 ч после землетрясения уровень начал плавно снижаться [4].

В обоих случаях, особенно во время землетрясения в Австралии, наблюдения проводились в неблагоприятных условиях: скважины имели малую глубину и располагались на значительном удалении от эпицентров. Тем не менее зависимость между нарастанием напряжений перед землетрясением и режимом у уровней подземных вод проявлялась вполне четко. Приведенные примеры показывают, что наблюдения за уровнями и напорами подземных вод могут служить достаточно эффективным средством прогноза времени землетрясения.

Анализу причин возбужденных землетрясений, возникающих при заполнении крупных водоохранилищ, посвящена довольно обширная литература. Механизм таких землетрясений может быть обусловлен следующими основными факторами: нарушением гравитационного равновесия в земной коре; уменьшением силы трения в зонах потенциальных разрывов под влиянием возрастающего давления порово-трещинных вод; развитием трещиноватости при повышении давления порово-трещинных вод; снижением прочности пород под действием адсорбционных слоев жидкости. Возможная роль этих факторов была рассмотрена нами в работе [5], поэтому ограничимся здесь лишь краткими замечаниями.

Нарушение гравитационного равновесия в земной коре под влиянием водной нагрузки водоохранилищ многие исследователи [6, 7 и др.] не считают основной причиной возбужденных землетрясений, поскольку интенсивность вертикальных напряжений под распределенной нагрузкой существенно уменьшается с глубиной. По-видимому, основную роль в механизме возбужденных землетрясений играет повышение давления порово-трещинных вод, которое уменьшает фрикционное сопротивление деформациям скальвания и способствует развитию трещиноватости. Прочность пород ослабляется также вследствие физико-химического (адсорбционного) воздействия порово-трещинных вод.

Возбужденные землетрясения происходят в случае сочетания определенных естественных и искусственных условий. К наиболее важным естественным условиям относится наличие достаточно высоких тектонических напряжений. Комплексное влияние порово-трещинных вод ослабляет сопротивление пород разрыву при данном уровне тектонических напряжений. Можно считать, что возбужденные землетрясения происходят при наложении и взаимодействии существующих в земной коре полей тектонических напряжений и гидродинамических полей (полей давления порово-трещинных вод), которые формируются под влиянием определенных инженерных сооружений.

Заполнение водоохранилищ сопровождается повышением уровня грунтовых вод. Наиболее значительное возрастание давления в глубоких водоносных горизонтах возможно при наличии гидравлической взаимосвязи их с поверхностными и грунтовыми водами. В случае отсутствия такой взаимосвязи пластовые давления повышаются в меньшей степени. Величина давления при этом зависит от увеличения нагрузки на водоносный горизонт под действием веса воды в водоохранилище, возросшего объема грунтовых вод, а также веса гидротехнических сооружений. Распространение повышенного давления жидкости в зоне заполняемого водоохранилища зависит от геологических условий и фильтрационных свойств пород. Ж. Роте [7] отмечает, что землетрясения, связанные с заполнением водоохранилищ, происходили в районах, где имелись разрывные нарушения, водопроводящие диаклазы или гетерогенные пласты.

Влияние порово-трещинных вод на деформационные процессы в очаге землетрясения определяется не абсолютной величиной давления этих вод, а разницей между геостатическим и поровым (пластовым) давлениями. Чем меньше эта разница, тем значительно ослабляется сопротивление пород деформациям.

Поэтому вероятность возбужденных землетрясений в зоне водоохранилища возрастает, если в глубоких водоносных горизонтах существуют аномально высокие пластовые давления (гидродинамические аномалии) и если при заполнении водоохранилища значительно увеличиваются пластовые давления. Гидродинамические аномалии довольно часто встречаются в тектонически активных областях [8]. В Таджикистане, например, такие аномалии были обнаружены при бурении глубоких нефтяных скважин в Вахшской синклинали зоне, примыкающей к району Нурекского гидроузла. Величина дополнительного давления в глубоких водоносных горизонтах при заполнении водоохранилища зависит от глубины водоохранилища и условий передачи напора на эти горизонты. Возбужденные землетрясения обычно происходят на глубине водоохранилищ более 100 м [7], но имеются данные о появлении сейсмических толчков и при меньших глубинах.

При изысканиях под гидротехнические сооружения, а также в процессе их строительства обычно проводят исследования только грунтовых и неглубоких напорных вод. Применительно к изучению механизма и к прогнозу, возбужденных землетрясений, связанных с заполнением водоохранилищ, необходимы также наблюдения за гидродинамическим режимом глубоких (до 2-3 км, а при возможности и более) водоносных горизонтов. С этой целью должны быть выбраны горизонты, относящиеся к зоне затрудненного или весьма затрудненного водообмена, а еще лучше - горизонты с аномально высокими пластовыми давлениями. Данные наблюдения проводятся для решения следующих задач.

1. Выяснение гидродинамических особенностей глубоких водоносных горизонтов, выделение зон и участков с аномально высокими пластовыми давлениями (гидродинамическими аномалиями). Для получения предварительных данных по этому вопросу могут быть использованы материалы региональных гидрогеологических исследований и глубокого бурения на нефть и газ.

2. Определение степени взаимосвязи глубоких водоносных горизонтов с поверхностными и грунтовыми водами, а также условий передачи напора на глубокие водоносные горизонты при заполнении водоохранилища. С этой целью потребуются совместные наблюдения за уровнями и напорами грунтовых вод и глубоких водоносных горизонтов. Особенно важным являются подобные наблюдения при заполнении водоохранилища.

3. Выяснение зависимостей между гидродинамическим и сейсмическим режимами в период заполнения водоохранилища. Для этого необходимы одновременные наблюдения за напорами в глубоких водоносных горизонтах и сейсмической активностью. Достаточно хорошая корреляция между уровнем воды в водоохранилище и количеством сейсмических толчков была установлена наблюдением в районе водоохранилищ Мид в США, Кремаста в Греции и ряду других, где происходили возбужденные землетрясения. Однако данные об изменениях режима глубоких водоносных горизонтов в период заполнения водоохранилищ и о связи сейсмической активности с этими изменениями в необходимом объеме пока отсутствуют. Недостаток фактических материалов порождает некоторую неопределенность в суждениях о роли гидродинамических факторов в механизме возбужденных землетрясений и не позволяет этим суждениям выйти из стадии гипотезы.

Особое внимание должно быть уделено выяснению причинно-следственных связей между гидродинамическим и сейсмическим режимами. Ведь возрастание давлений порово-трещинных вод может служить не только причиной, но и следствием деформационных процессов, развивающихся в будущем очаге возбужденного землетрясения. Ранее мы уже отмечали необходимость организации синхронных наблюдений за сейсмическим и гидродинамическим режимами при строительстве Нурекской, Ингурской и других высоконапорных ГЭС и заполнении водоохранилищ на этих гидроузлах [5].

4. Контроль напряженного состояния массива в зоне заполняемого водоохранилища и прогноз возбужденных землетрясений. Нарастание напряжений и развитие упругих и пластических деформаций в области очага перед возбужденным землетрясением должны вызвать реакцию системы скважина - пласт. Реакция эта будет проявляться независимо от того, насколько велика роль по-

рово-трещинных вод в механизме возбужденного землетрясения. Однако более значительной реакции следует ожидать в случае, если землетрясение непосредственно связано с повышением давления порово-трещинных вод. Таким образом, гидродинамический режим, динамика уровней и напоров подземных вод могут служить индикатором процессов, развивающихся в очаге возбужденного землетрясения. Имеются достаточные основания полагать, что изучение гидродинамических режимов глубоких водоносных горизонтов при заполнении водохранилищ позволит выработать критерии для прогноза возбужденных землетрясений.

Очевидно, что осуществляемый гидродинамическим методом прогноз землетрясений, как возбужденных, так и естественных, окажется более эффективным, если объекты наблюдений (буровые скважины) будут расположены на небольшом удалении от потенциального сейсмического очага. Этот метод является наиболее подходящим для прогноза мелкофокусных землетрясений. Некоторые землетрясения, связанные с заполнением водохранилищ, например, Кремаста, Койна и др., характеризуются малыми глубинами начальной области сейсмического возмущения. Неглубокие очаги естественных землетрясений преобладают в сейсмических областях Средней Азии. По данным В.И. Бунэ [9], около 30% землетрясений в районе Нурекского гидроузла имели глубину очагов не более 5 км. При таких мелкофокусных землетрясениях наблюдения в глубоких скважинах позволяют следить за режимом подземных вод непосредственно в зоне очага.

Поскольку бурение глубоких скважин требует значительных расходов¹, представляется целесообразным в районе сооружаемого водохранилища, помимо единичных глубоких скважин, оборудовать сеть неглубоких (десятки и сотни метров) наблюдательных скважин. Как уже отмечалось выше, режим неглубоких водоносных горизонтов может дать информацию о напряженно-деформированном состоянии массива перед землетрясением. Мы не касаемся здесь технических вопросов оборудования скважин и организации наблюдений. Отметим лишь необходимость применения достаточно точной аппаратуры с устройствами для непрерывной записи колебаний уровней, напоров или пластовых давлений подземных вод.

Изучение гидродинамического режима в зоне очагов землетрясений, сопутствующих заполнению крупных водохранилищ, быть может позволит найти способы контроля возбужденной сейсмической активности. Если основной причиной этих землетрясений является возрастание давления порово-трещинных вод, то снятие избыточного давления поможет снизить или даже полностью устранить опасность возбужденных землетрясений.

ЛИТЕРАТУРА

1. П. Мельхиор. Земные приливы. М. "Мир", 1968.
2. И.Г. Киссин. К прогнозированию землетрясений гидрогеологическими методами. - "Сов. геол.", 1970, № 3.
3. В.И. Уломов. Внимание! Землетрясение! Ташкент, "Узбекистан", 1971.
4. F.P. Jordon. Water level changes preceding the Meckering, Western Australia, earthquake of October 14, 1968. - "Bull. Seismol. Soc. America", 1970, 60, N 5.
5. И.Г. Киссин. О проблеме землетрясений, вызванных инженерной деятельностью. - "Сов. геол.", 1972, № 2.
6. F.F. Evison. Seismogenesis. - "Tectonophysics", 1970, 9, N 2/3.
7. J.P. Rothé. Artificial earthquakes. - "Tectonophysics", 1970, 9, N 2/3.
8. И.Г. Киссин. Гидродинамические аномалии в подземной гидросфере. М., "Наука", 1967.
9. В.И. Бунэ. Основные результаты дегальных сейсмологических исследований Вахшского района Таджикской ССР. - Труды координационных совещаний по гидротехнике, вып. 47. М., "Энергия", 1969.

¹ В ряде районов имеется возможность использовать для наблюдений пробуренные ранее нефтегазопромысловые скважины.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПРОГНОЗА ВОЗБУЖДЕННОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ, СВЯЗАННОЙ С ЗАПОЛНЕНИЕМ КРУПНЫХ ВОДОХРАНИЛИЩ¹

В настоящее время в различных науках, и в сейсмологии в частности, под прогнозом обычно понимается разновидность научного предсказания, которое включает в себя элемент количественной оценки. Проблема прогноза имеет большое методическое и методологическое значение. Она неоднократно обсуждалась в различных науках; например, в философии, рассматривалась в связи с экономическим планированием и прогнозированием. В современной науке эта проблема получила новые аспекты с использованием статистико-вероятностных методов и развитием кибернетики.

В общем виде прогноз, основанный на законах и теории науки, неизбежно ведет к развитию самого научного познания, придает ему целенаправленный, организованный характер, служит, с одной стороны, средством улучшения гипотез, а с другой — средством их проверки. Подтверждение прогноза может убедить в правильности исходных теоретических положений и расширить или сузить сферу действия других известных гипотез или теорий. Если прогноз оказывается неверным, мы вправе ставить под сомнение правильность теоретических обобщений и самих гипотез, из которых исходил прогноз. Наконец, прогноз, несомненно, упорядочивает практическую деятельность, в нашем случае — проектирование и строительство гидротехнических сооружений, и отражается на экономической стороне этой деятельности. Словом, рассматриваемая проблема прогноза оказывается крайне важной во всех отношениях и для науки, и для практики.

Прогноз исходит из соотношения между уже изученными явлениями и наблюдаемыми. Иными словами применяется научный метод мысленной реконструкции прошлого и предвидения будущего на основе анализа современного состояния. Этот прием, всегда используемый в геологии, носит название метода актуализма. С этих позиций современные геологические явления и процессы оказываются лишь моментом в длительном процессе геологического развития, поэтому мы должны подходить к ним с оценкой сравнительно-исторического метода.

Отсутствие общей теории исследуемых нами явлений в сейсмологии обычно объясняют недостатком фактического материала. Однако большую роль играют и другие факторы, например, недостаточно полное использование правильных методологических принципов. Мы имеем в виду диалектическую концепцию развития, которая отрицает односторонний подход к развитию земной коры, предусматривает учет всей совокупности геологических фактов в их действительных взаимосвязях и взаимозависимостях.

В научном прогнозе определенную роль играет и элемент интуиции. При всем значении интуиции в научном предсказании непосредственное осуществление прогноза представляет прежде всего логический вывод из известных законов, эмпирических обобщений и гипотез. Роль интуиции значительно возрастает как при предсказании с большим временем упреждения, так и на далеком геологическом прошлом при ретросказании. В этих случаях логический аспект предсказания оттесняется интуитивным. В нашем примере прогноз возбужден-

¹ Изложение доклада, прочитанного на I Международном симпозиуме по возбужденной сейсмичности в Банффе, Канада (сентябрь, 1975 г.).

ной сейсмичности при заполнении грубных водохранилищ должен нести элемент количественной оценки и рассчитываться на короткие сроки. Конечно, он должен основываться не на интуиции и полевом опыте исследователя, как это считает, например, С. Ломниц [1], а на строгих логических выводах и на правильных методологических принципах.

Улучшение прогноза тесно связано с повышением научного уровня объяснения самого явления землетрясения. В этом отношении высказывающееся иногда мнение, что теория предвидит настолько, насколько она объясняет, безусловно имеет смысл. Это заставляет углублять изучение предвестников землетрясений и его последствий. Таким образом, объяснение землетрясений и их прогноз взаимосвязаны и влияют друг на друга. Отсутствие реальной гипотезы, объясняющей причинно-следственные связи, не только крайне затрудняет предсказание землетрясений, но делает его невозможным.

Каково же состояние общей теории возбужденной сейсмичности, которая должна оказывать влияние на прогноз? Подводя итоги работы колоквиума, проходившего в Лондонском Королевском Обществе в 1973 г., У. Джадд [2] указывал, что трудности решения проблемы возможных взаимоотношений между водохранилищами и сейсмической активностью заключаются в том, что они могут быть очень сложными и, следовательно, могут вызываться более чем одним фактором. Возбужденную сейсмичность связывают не только с различными особенностями геологического строения и изменениями гидрогеологического режима, внутриводородным давлением, но и с параметрами и с режимом самого водохранилища. Эмпирически установлено, что очень крупные объемы водохранилищ, имеющих большую глубину, могут быть более способными вызвать землетрясения, чем небольшие водохранилища. Напомним, что крупным водохранилищем считается такое, которое имеет объем массы воды, превышающий 10^9 м^3 , с плотной высотой 90 м и более [3]. Изменения уровня водохранилища, окорости заполнения и другие особенности режима, как показали наблюдения, также могут явиться причиной землетрясений. Однако уверенные корреляции между водохранилищами и землетрясениями, полученные в одних районах, полностью опровергаются в других. Об этом красноречиво говорят цифры, приведенные У. Джаддом [2] и У. Мики [4,5], который из 43-х рассмотренных плотин в США только для десяти обнаружил возможные причинно-следственные взаимоотношения и только одно водохранилище — оз. Мид — с достаточными данными для статистической обработки.

Именно это приводит исследователей к невольному пессимизму как в проблеме прогноза землетрясений, так и в вопросе — имеется ли вообще сейсмический эффект от заполнения водохранилищ, поскольку в сейсмоактивных районах невозможно или более трудно отличить естественную, природную сейсмичность от землетрясений, возбужденных инженерной деятельностью человека, как это показали, например, Р. Д. Адамс [6] для озера Бенмор в Новой Зеландии.

Данные, сообщенные на Международном колоквиуме в Лондоне [7] и вновь появившиеся исследования [8-11 и др.] в СССР, где число случаев этого явления увеличилось [12 и др.], не оставляют сомнений в реальности сейсмических эффектов, связанных с инженерной деятельностью человека, именно усиления локальной сейсмичности. По-видимому, для повышения надежности прогнозирования возбужденных землетрясений необходимо более углубленное изучение причинно-следственных взаимоотношений и повышение научного уровня их объяснения.

Как же понимаются причинно-следственные связи заполнения водохранилищ с землетрясениями? Рассмотрение зарегистрированных случаев сейсмических эффектов позволило С. Ломницу [1] прийти к выводу, что заполнение водохранилищ не является ни необходимой, ни достаточной причиной локализации активных землетрясений.

В последние годы предложено выделять сейсмичность различного характера, связанного с заполнением водохранилищ [9,13,14]. На многих водохранилищах в районах, где были установлены чувствительные приборы, в течение их запол-

нения наблюдалось изменение уровня микросейсмичности ($c M < 2$). Отмечается, что колебания подобной активности коррелируются с изменением уровня воды водохранилищ [13]. Ощутимых землетрясений не отмечается. Как предполагают, вполне вероятно, что активность такого типа происходит на многих водохранилищах, но не наблюдается из-за отсутствия соответствующих приборов [9]. Другим типом активности является усиление локальной сейсмичности, совпадающей с заполнением водохранилища и проявлением землетрясений с $M = 3-5$. При этом до сооружения плотины землетрясения такой силы в районе строительства не происходили, а возникли только после заполнения водохранилища. Наконец, к третьему типу относят проявление наиболее крупных возбужденных землетрясений с $M > 5$, сопровождавшихся длительной серией предварительных толчков и афтершоков, связанных с заполнением водохранилищ. Известно шесть таких случаев: Койна, Кремаста, Марафон, Кариба, Гувер и Синфыньцзян. Однако информация о сейсмичности до заполнения водохранилищ отсутствует, вследствие чего природа изменения локального сейсмического режима, вызванного водохранилищем, остается не ясной.

Для сейсмически активных районов первый тип усиления локальной сейсмичности обычно не вызывает внимания и интереса, так как колебания величины максимальных касательных напряжений в таких областях столь велики, что по сравнению с ними влияние водохранилища оказывается ничтожным. Часто мы говорим, что в таких случаях изменений локальной сейсмичности, связанной с водохранилищами, не наблюдается, их следует учитывать, когда проявляется сейсмичность второго указанного выше типа. Независимость микросейсмичности от создания водохранилища подтверждается наблюдением, когда никогда не заполнявшееся водохранилище таинственным образом оказалось местом возникновения серии микроземлетрясений — до 140 отмеченных толчков в день [1]. Следует сделать вывод, что выделение сейсмической энергии в зоне проектирующихся и построенных водохранилищ — в значительной мере, естественный процесс. Заполнение водохранилища может его или ускорить и усилить или ослабить. Таким образом, связь землетрясений с водохранилищем весьма сложная.

Сейсмогенерирующей причиной, приводящей к усилению локальной сейсмичности, являются не только сами водохранилища, но и ряд особенностей зоны, где они создаются, как, например, особенности геологического строения, литологический состав горных пород, тектонофизические условия, особенности геоморфологии района строительства и другие. Само же водохранилище действует как своеобразный катализатор, изменяющий свойства окружающей геологической среды, ослабляя прочность горных пород, увеличивая давление поровой жидкости, приводя к разрядке накопленной напряженности [15].

Место для постройки плотины всегда очень тщательно выбирается на основе специальных изысканий территории строительства. Поэтому геологическая обстановка не может рассматриваться как случайная. Сложнее понимаются тектонофизические условия. Выявлено, что сочетание таких факторов, как наличие горных пород, способных накапливать напряжения, заранее накопленные избыточные упругие напряжения в массивах горных пород, большая величина максимальных касательных напряжений и наличие тектонических неоднородностей определенной ориентировки к направлению главных напряжений, при создании водохранилища могут способствовать выделению сейсмической энергии в виде возбужденных землетрясений [16].

Каково же значение рельефа? Постройка высоконапорных плотин уже предопределяется наличием расчлененного рельефа, который свойствен главным образом горным странам. Именно в них встречаются глубокие, каньонообразные долины. Эти участки, как правило, испытывают длительные, очень часто дифференцированные по структурным элементам, тектонические поднятия. В этих условиях река пропиливает горные породы, формируя узкие каньоны, которые и привлекают внимание проектировщиков как наиболее экономичные варианты расположения высоконапорных плотин.

Следует также вспомнить, что процессы эрозии, особенно в горных странах, протекают селективно и приспособляются к особенностям геологического строения и проявлениям новейших тектонических движений. Характер тектонических нарушений и трещиноватости горных пород, их распределение, особенности глубинного геологического строения (выявляемые по данным геофизики), все это оказывает направляющее влияние на развитие донной и боковой эрозии рек. И отражается как на морфологии эрозионных форм рельефа, так и на их ориентировке по отношению к простиранию геологических структур. Примерами могут явиться долины рек: Койна, Замбези, в районе плотины Кариба, р.Вахи в районе Нурекской плотины и многие другие.

В подавляющем большинстве случаев рельеф, где строятся высоконапорные плотины, оказывается тектоногенным. Например, гидроузлы в СССР: Нурек, Токтогул, Чиркей, Ингури и другие, располагаются на висячих крыльях взбросов глубинного типа или в условиях антецедентных отрезков речных долин и обязательно в областях, испытывающих интенсивные новейшие и современные тектонические поднятия. Последние связаны с развитием горных сооружений и развитием движений горных масс по плоскостям надвигов-взбросов. В длительно развивающихся надвигах, особенно по линиям крупных глубинных разломов, происходит накопление напряжений. Периодическая их разрядка сопровождается сейсмическими толчками. Освобождающаяся энергия почти целиком связана с сильными толчками. По Ч.Ф.Рихтеру [17], при толчке с магнитудой $M = 4,5$ освобождается примерно в 1000 раз больше энергии, чем при толчке с $M = 3$. Поэтому самые слабые толчки скорее следует рассматривать как признак накопления напряжений при развивающихся деформациях, чем их разрядку.

Таким образом, большинство створов высоконапорных плотин в сейсмических районах оказывается приуроченным к наиболее тектонически неоднородным и к потенциально наиболее сейсмичным участкам земной коры. Слабые землетрясения, которые после создания водохранилища часто рассматриваются как форшоки, могли в еще более слабом виде и в ином режиме проявляться и до их заполнения. Инженерная деятельность человека изменяет природную обстановку, приводит к изменению физико-механических свойств среды, изменению напряженного состояния и локальному усилению нормального сейсмического режима. Землетрясения становятся ощутимыми для человека. Если это так, то правы оказываются исследователи, как сомневающиеся в существовании землетрясений, связанных с водохранилищами (так как они могут проявляться и без их влияния), так и исследователи, отмечающие такую связь (так как нормальный сейсмический режим локально усиливается).

Уточним понимание используемых терминов — "сейсмичность" и "землетрясение". Когда говорят об изменении локальной сейсмической активности, подразумевают изменение частоты отдельных землетрясений, их интенсивности и других параметров. Следует более строго разграничить эти понятия. Под "сейсмичностью" следовало бы понимать проявление импульсных тектонических движений какого-либо района, основной особенностью которых является их дискретность во времени и в пространстве. "Землетрясения" представляют единичные сотрясения — импульсы, всегда привязанные к конкретным координатам времени и пространства. Они связаны с разрядкой напряжений, накопление которых определяется гидростатическим (геостатическим) давлением и деформациями, обусловленными медленными тектоническими движениями. В условиях гидростатического давления и стресса горные породы вследствие дилатации накапливают значительный запас упругой энергии, особенно в районах неотектонически подвижных. В недрах земли оказывается "запечатанной" потенциальная упругая энергия. При релаксации напряжений, определяемой временем, дилатацией и другими факторами, величина максимальных касательных напряжений уменьшается.

При благоприятных геоморфологических и тектонофизических условиях эти напряжения могут высвободиться в виде энергии сильных землетрясений как с влиянием, так и без влияния инженерной деятельности человека. Вот почему в определенных участках речных долин горных стран с концентрацией напряже-

ний, в районах, в которых строятся водохранилища, происходят землетрясения и не связанные с их заполнением.

Сейсмичность тесно связана с проявлением медленных тектонических движений. Их можно рассматривать как различную реакцию коры и верхней мантии, имеющих блоковое строение, на действие единых глубинных процессов (рис. 1). Связь импульсных движений (сейсмичности) с медленными выражается в приуроченности землетрясений к зонам с большими градиентами скоростей медленных движений. Более точную картину такой связи можно видеть в распределении активности новейших тектонических движений, подчеркивающих блоковое строение коры и интенсивных импульсных движений, выражающихся в сильных землетрясениях. Проявление этих движений ведет к перераспределению напряженного состояния, что сказывается на поведении отдельных блоков земной коры. В их пределах начинает меняться режим медленных движений, отражающийся как на их направленности и скорости, так и на тектоническом крипе (ползучести), сказывающемся в перемещении отдельных блоков по разломам. Это неминуемо ведет к изменению режима подземных вод, дебита источников, геохимических особенностей подземных вод, их газового, температурного режима и др. Возникают геодезические, магнитные и прочие аномалии. Иллюстрируя сказанное принципиальной схемой взаимодействия медленных и быстрых тектонических движений, надо иметь в виду, что возникающее напряженное состояние земной коры усиливается при изменении температуры недр и действии термоупругих напряжений. Указанные непрерывно идущие процессы ведут к упругому деформированию объема — дилатации, локализуемой в соответствии с мелкоблоковой структурой массивов горных пород. Все это ведет к изменению физико-механических свойств среды, которое сопровождается изменениями объема отдельных блоков горных пород (дилатанция [18]), проницаемости и прочности массивов горных пород. Об этом, например, говорят локальные изменения отношений скоростей продольных и поперечных сейсмических волн в местах "созревания" очагов будущих крупных землетрясений. Инженерная деятельность человека может рассматриваться как дополнительное кратковременное внешнее воздействие на сложную цепь природных взаимосвязанных процессов [19].

Обычно в сейсмических районах импульсные тектонические движения проявляются более интенсивно (рис. 2). На их фоне мы можем установить следующую последовательность явления: перед сильным землетрясением наблюдаются форшоки 1; затем происходит сильное землетрясение 2; за ним следуют активные импульсные тектонические движения с афтершоками 3; в дальнейшем идет спад сейсмической активности 4; после чего наступает длительное затишье, когда проявляются только слабые импульсные тектонические движения 5; и наконец, новое возрождение сейсмической активности 6. Далее наступают 1 или 2 стадии. К сожалению, мы не знаем продолжительности любой из этих стадий, пожалуй, за исключением самой короткой 2 и самой длинной 5. Они оказываются различными в разных сейсмических районах. Мы угадываем только последовательность. Близкую последовательность стадий намечает В.П. Солоненко [20]. К сожалению, мы не знаем, в какой стадии сейсмического режима находится район, где создается водохранилище и какова будет продолжительность времени до кульминации и где она произойдет. После воздействия человека на природную среду можно ожидать разный ход изменения сейсмического режима (см. рис. 27). Однако в пределах данного района будут иметь место: тектонические движения, накапливаться деформации, меняться напряженное состояние массивов горных пород, изменяться их физико-механические свойства; в течение этого времени будут происходить импульсные тектонические движения с выделением сейсмической энергии, формироваться геодезические аномалии, меняться геофизические поля; будет изменяться режим всех взаимосвязанных и взаимозависимых процессов. В условиях определенного режима тектонических движений проявление землетрясений будет связано с движением отдельных блоков земной коры. В этих условиях применение дилатационно-диффузионной модели образования землетрясений, предложенной К.Шоль-

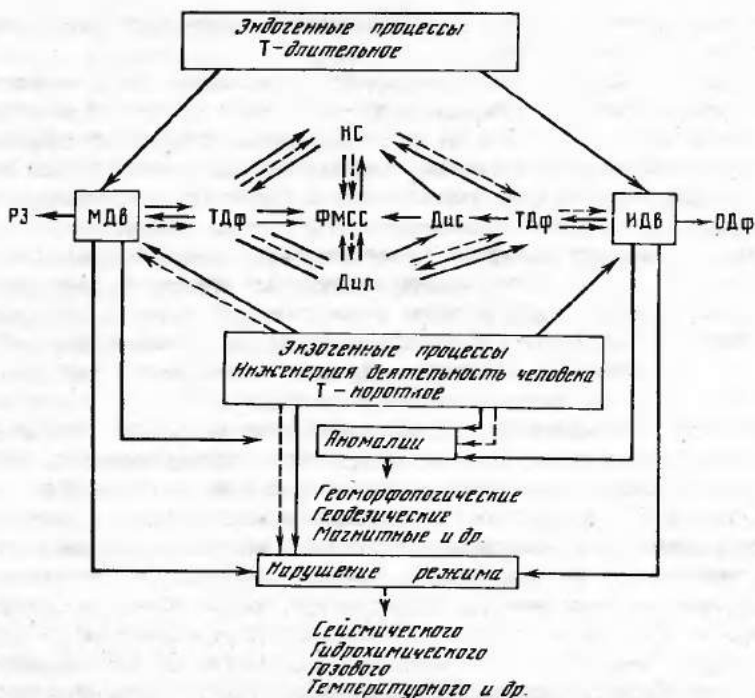


Рис. 1. Принципиальная схема взаимодействия медленных (колебательных), импульсных движений и инженерной деятельности человека

РЗ - изменение контрастности рельефа земной поверхности, МДв - медленные тектонические движения; ТДф - тектонические деформации (упругие, пластические); ИДв - импульсные тектонические движения; ОДф - остаточные деформации, выраженные в рельефе земной поверхности; НС - напряженное состояние земной коры и мантии (глобальные и локальные); Дил - дилатация (упругое деформирование объема, включая расширение - "дилатансию"); Дис - дисторсия - упругое изменение объема; ФМСС - изменение физико-механических и химических свойств среды; Т - время; сплошные линии стрелок - взаимодействие, обусловленное естественным ходом природных процессов; прерывистые линии - то же под влиянием деятельности человека

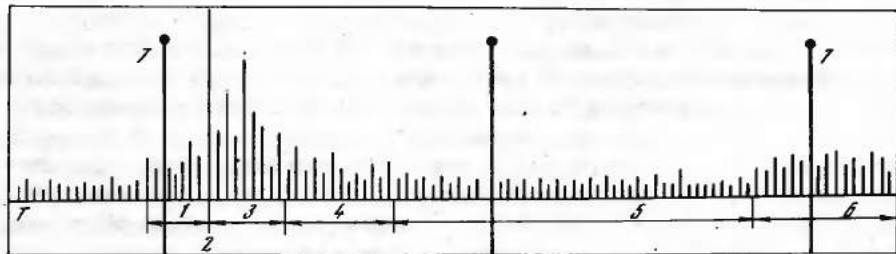


Рис. 2. Изменение сейсмического режима (импульсных тектонических движений) во времени

1 - форшоки; 2 - сильное землетрясение; 3 - активные движения с афтершоками; 4 - спад сейсмической активности; 5 - затишье сейсмической активности; 6 - возрождение импульсных тектонических движений; 7 - начало инженерного воздействия человека на природную среду. Т - время, условно от 25 до 3 тыс. лет (?)

цем, Л. Сайксом и И. Аггарвалом [18], возможно только с введением больших корректив, учитывающих реальную геологическую обстановку.

В современной сейсмотектонике при изучении естественных и возбужденных землетрясений ведущей идеей является поиск конкретных причин и факторов, определяющих их возникновение. Усилия направляются на определение однозначных функциональных зависимостей между причиной (одиночной, так называемой главной или ведущей или комплексной, как, например, в методике распознавания образов в различных вариантах) и сейсмичностью.

Наиболее осторожные исследователи идут по пути отыскания различных коррелятивных или регрессивных связей, т.е. по пути отыскания тех факторов, с изменением которых меняется вероятность возникновения землетрясения — методика, которая по существу также является одним из способов отыскания такой функциональной зависимости. Этот путь непосредственно связан с представлениями о механизме возникновения сейсмических толчков, определяющими отбор используемых признаков. Поскольку в настоящее время не существует четкой теории механизма очага и среди исследователей бытуют самые различные на этот счет мнения, то естественно, что в разных случаях мы имеем дело с указанием на самые различные факторы или парагенетические связи. В список факторов, причин обуславливающих землетрясения, включены чуть ли не все известные особенности геологического и геофизического строения исследуемых районов: разрывные нарушения различных порядков, зоны перестройки структурного плана, участки наибольшего проявления новейших тектонических движений, зоны повышенной раздробленности, участки наиболее консолидированные, гравитационные, магнитные и теллурические аномалии, зоны повышенной сейсмической активности, участки локального понижения сейсмического фона и многие другие факторы.

Что касается возбужденной сейсмичности, то ее проявления связывают с особенностями геологического строения участка водохранилища, изменением порового давления или температурного режима, "взвешиванием" блоков гидростатическим давлением, глубиной водохранилища и изменением его уровня, величиной зеркала водохранилища, изменением уровня грунтовых вод и их режима, скоростью заполнения и т.д. При этом уверенные корреляции, полученные в одних местах, полностью опровергаются другими районами. Создается впечатление, что в ряде случаев заполнение водохранилища может даже способствовать снижению сейсмической активности [1,21], т.е. и в случае возбужденной сейсмичности мы не видим однозначных связей, и "безусловная" причина землетрясений в одних районах не сказывается в должной мере в других районах, где действуют несколько другие условия.

Анализ этих вопросов показывает, что сложившаяся ситуация вполне закономерна, и использование определенных методических приемов позволяет избежать невольного пессимизма при рассмотрении проблемы.

Действительно, возьмем наиболее простую и до последнего времени, пожалуй, наиболее распространенную модель землетрясения, представляющую его как результат возникновения разрыва сколового типа в толще земной коры. Обычно процесс рисуется таким образом. В результате медленных тектонических движений в некоторой области происходит концентрация напряжений, и в момент, когда последние достигают величины, равной временной прочности пород на скалывание, происходит разрыв. Картина усложняется наличием различных, в том числе и прочностных неоднородностей в земной коре, неравномерностью тектонических процессов во времени, стадийностью формирования крупных разрывов, сопровождающейся перераспределением напряжений в пространстве и во времени и могущих изменить механизм формирования разрыва (сколотрив — скол) и т.п. Однако эти усложнения не меняют принципиальной картины условия возникновения разрыва и, следовательно, землетрясения, т.е.

$$P = P_T,$$

где P — действующее напряжение; P_T — временная прочность материала на скалывание.

Таким образом, можно в первом приближении утверждать, что возникновение разрыва определяется величиной действующих напряжений, физико-механическими свойствами вещества и длительностью приложения нагрузки.

Коротко рассмотрим каждый из указанных факторов. Величина действующих напряжений в большой мере определяется упругими свойствами горных пород, характеристикой которых может служить модуль Юнга. Специальные экспериментальные исследования показывают, что вид зависимости напряжений от деформации зависит от скорости нагружения [22,23]. При этом исследования проводились при высоких давлениях и температуре, так что полученные зависимости приближаются к тем, что действуют в земной коре.

Упругие свойства горных пород зависят от вида деформации и будут различны в условиях сжатия, растяжения и изгиба, т.е. в различных участках земной коры, испытывающих различный механизм деформирования; упругие свойства пород одного и того же вещественного состава не будут одинаковыми. Установлено, что модуль Юнга в значительной степени изменяется при изменении влажности и пористости пород, т.е. может изменяться во времени в процессе тектонического деформирования и в результате инженерного воздействия человека на геологическую среду. Большое влияние оказывают на величину модуля Юнга химические процессы, которые могут сопровождать тектонические деформации.

Наконец, что представляется особенно существенным, величина модуля Юнга изменяется в довольно широких пределах не только с изменением величины приложенной нагрузки, но зависит и от характера нагружения — от многократности, периодичности приложения нагрузки. Последнее свойство должно сильно сказываться в районе, где проявляется нестационарный характер тектонических движений. Определенную роль это свойство должно сыграть и при различных режимах эксплуатации водохранилищ.

Таким образом, мы видим большое разнообразие факторов, влияющих на упругие свойства горных пород и, следовательно, на характер и величину тектонических напряжений. Важно отметить, что все указанные факторы характеризуются большой изменчивостью как в пространстве, так и во времени, часть из них приводит к увеличению упругих свойств пород, тогда как другие уменьшают эти свойства, многие факторы являются взаимосвязанными и, таким образом, создается чрезвычайно сложная картина, определяющая характер и величину действующих тектонических напряжений и их изменение во времени. Очевидно, что, учитывая сказанное выше, о каком-либо точном прогнозе величины действующих напряжений говорить не приходится. Можно лишь проанализировать все указанные факторы и степень влияния их на упругие свойства пород в данных конкретных геолого-тектонических условиях, указать различные пределы рассматриваемых характеристик и значения вероятностей, с которыми можно ожидать каждое конкретное значение.

К сказанному следует добавить, что и ориентировка и величина действующих тектонических напряжений существенно зависят от наличия и развития в ходе деформации структурных неоднородностей, например, разрывных нарушений. При этом для уже сформировавшихся разрывов существенным является их ориентировка относительно главных нормальных напряжений, которая также меняется в ходе тектонического деформирования. Каждый вновь возникающий разрыв приводит к перераспределению напряжений в некоторой области, его окружающей [16,24]. Поскольку величина всестороннего давления оказывается связанной с касательными напряжениями [25], то можно утверждать, что любое изменение напряженного состояния в какой-либо области приводит и к изменению всестороннего давления в этой области, а следовательно, и к изменению зависимости прочностных свойств материала от всестороннего давления. Прямым следствием этого является определенное изменение, разброс в значениях угла скальвания при формировании сопряженных систем разрывов.

Что касается физико-механических свойств горных пород, то мы на примере модуля Юнга уже видели, что они подвержены значительным изменениям в зависимости от различных внешних условий. Особенно сложным оказывае-

ся вопрос о прочностных свойствах пород. Достаточно сказать, что в настоящее время не существует единой теории прочности. Одним из близких приближений для условий горных пород может служить широко используемая в геотектонике теория прочности Мора и некоторые более поздние ее модификации. Однако в последнее время все большее признание и подтверждение находят статистические теории прочности.

Сущность их заключается в предположении, что в реальных телах существует множество дефектов различных порядков. При этом предполагается, что количество дефектов в некотором малом объеме пропорционально величине объема и не зависит от положения последнего в пределах деформируемого тела. Заметим, что это предположение неприменимо в геологических условиях, что в дальнейшем должно внести ряд дополнительных условий и усложнений в теорию. Прочность объема определяется наличием одного, наиболее "опасного", дефекта и не зависит от всех остальных дефектов. В зависимости от условий деформирования, особенностей напряженного состояния и т.д., роль наиболее опасного дефекта можно приписать с равной вероятностью любому из имеющихся в теле дефектов. Как отмечают авторы работы [25, с. 69]: "В рамках статистической теории хрупкого разрушения задача о прочности тела сводится к отысканию функции распределения $F_n(R)$ минимальной прочности и элементов неоднородности, имеющихся в данном объеме, по известной функции распределения $F_1(R)$ и прочности каждого из них". Эта функция имеет вид

$$F_n(R) = 1 - (1 - F_1(R))^n$$

и представляет собой функцию распределения пределов прочности тела.

Таким образом, согласно современным представлениям, горные породы характеризуются целым набором значений прочности, имеющим различную вероятность реализации в разных условиях. Кроме того, известна зависимость прочностных свойств от длительности действия нагрузки, типа напряженного состояния (вида деформации и соотношения главных нормальных напряжений), температуры, наличия и химизма циркулирующих растворов, глубины залегания и т.д.

Роль времени в процессах деформирования, частично отмеченная выше, еще не может считаться выясненной окончательно. Можно лишь отметить, что влияние времени можно рассматривать в трех главных аспектах: во-первых, выяснения влияния скорости протекания различных процессов; во-вторых, определения изменений в течение времени условий, в которых происходит деформация; в-третьих, выяснения изменений во времени свойств деформируемого материала. В реальных условиях все три указанных аспекта оказываются настолько тесно связанными, что приведенное подразделение приобретает чисто условный характер. Так, например, увеличение скорости деформирования приводит к тому, что самый пластичный материал начинает вести себя как хрупкое тело, что в свою очередь приводит к изменению условий, в которых формируется данная дислокация, и т.д.

Если бы мы теперь, учитывая все сказанное, попытались записать условия возникновения разрыва, то вместо первоначальной формулы должны были бы представить эти условия в виде сложной модели (рис.3). При этом каждый из выделенных на ней факторов является в свою очередь сложной комбинацией других. Существенным является наличие многочисленных обратных связей. Взаимодействия между факторами отображены на диаграмме стрелками. Следует иметь в виду, что природная картина значительно сложнее изображенной на диаграмме. Для конкретных участков каждый из факторов может иметь различное выражение в геологических явлениях и процессах. Иными словами один и тот же фактор может проявляться в различных геологических признаках, и наоборот, одна и та же геологическая особенность конкретного района может быть следствием различных факторов. Это крайне затрудняет поиски так называемых геологических критериев сейсмичности, необходимых для конкретных прогнозов.

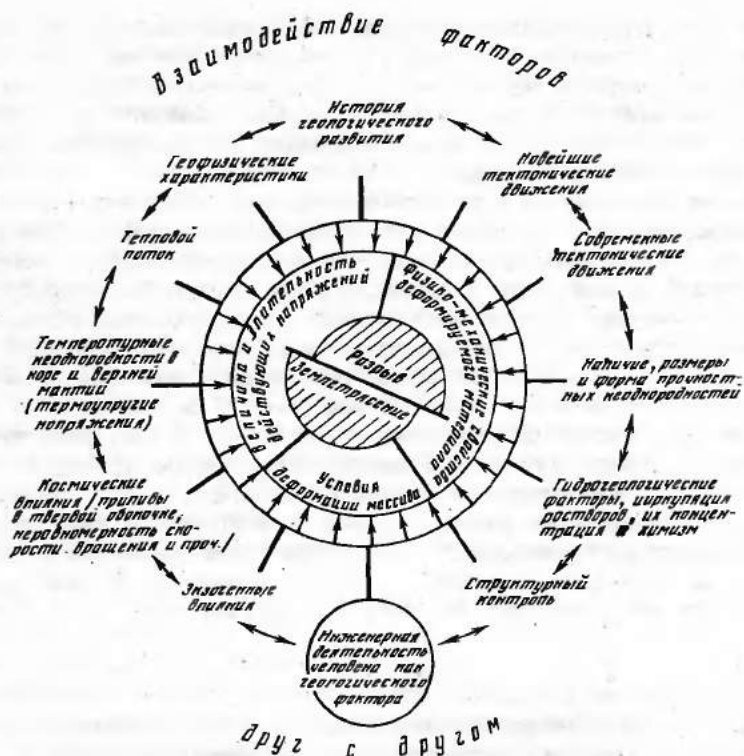


Рис. 3. Стохастическая модель сейсмотектонических связей

Анализ сложившейся обстановки позволяет избежать пессимизма в проблеме прогноза землетрясения, если использовать статистико-вероятностные методы. В указанной выше ситуации говорят, что мы имеем дело с многочисленными случайными процессами, и их связи имеют не детерминированный, а вероятностный характер. Такой подход имеет формальный характер, сложившийся в результате развития теории ошибок. На самом деле признание стохастической модели ни в коей мере не отрицает детерминизма, наличия причинно-следственных связей, но закономерности, управляемые ими, настолько сложны, что мы не можем провести точного расчета и можем говорить лишь о вероятности появления того или иного значения, процесса или явления. При этом исследуемые распределения не есть случайные отклонения от какого-то среднего значения, а представляют результат и наиболее полную характеристику особенностей конкретного объекта.

Признание стохастической модели сейсмичности (как естественной, так и возбужденной) определяет возможные пути прогноза. Поскольку количество связей, влияющих на конечный результат (возникновение землетрясений, в сложной незамкнутой системе которой является земная кора), практически неограниченно, то задачей предварительного анализа является выбор наиболее существенных определенных связей, установление степени их достоверности величины и вида. При этом, как показали исследования, в различных геоструктурных зонах, испытывающих различные механизмы деформирования и характеризующихся различным напряженным состоянием, набор определяющих признаков в каждом конкретном случае может быть различным.

Предположим, что мы имеем возможность учесть все существующие факторы, влияющие на сейсмический процесс. Даже в этом случае прогноз будет иметь вероятностный характер, и мы должны учитывать различные случайные ошибки, определяемые неточностями наблюдений исходных данных, ошибками методики, ошибками, связанными с субъективными качествами наблюдателя и

т.п. При использовании небольшого числа факторов, признанных определяющими, ошибки прогноза будут возрастать за счет неучтенного воздействия неорганизованных в исследовании факторов. Очевидно, что та точность, тот доверительный уровень, с которым должен производиться прогноз, определяется величиной допустимого риска. Этот риск будет различным как для различных инженерно-технических сооружений, так и для различных районов (например, с точки зрения экономической важности, населенности и т.п.). Величина допустимого риска должна определяться заранее, на основе экономических и прочих соображений, с учетом установленных тенденций изменения его во времени и величиной "долговременности" прогноза, определяемых временем функционирования данного инженерно-технического комплекса. Руководствуясь полученными данными о величине допустимого доверительного уровня, можно приступить к отбору тех факторов, которые обеспечат необходимую точность построений. Прогнозные карты должны строиться в изолиниях вероятности возникновения или степени проявления прогнозируемого параметра для каждого данного доверительного уровня, который может, вообще говоря, изменяться в различных участках рассматриваемой территории. Техника прогноза в каждом конкретном случае определяется структурой и особенностями стохастической модели сейсмичности, устанавливаемой для каждого данного района.

Уделив так много внимания стохастической модели сейсмического процесса и коснувшись вопроса о сложном характере дисперсии, мы стремились не только обосновать вероятностный подход к решению задач прогноза, но, если можно так сказать, показать ту мировоззренческую позицию, которая позволяет наиболее рационально и правильно использовать количественные методы и, что самое главное, правильно формулировать вопросы и задачи исследования. С позиций утверждения, что землетрясение связано только с зоной разлома или что заполнение водохранилища выше определенного уровня (90-100 м) вызывает возбужденную сейсмичность, представляются сформулированными не совсем точно. В самом деле, рядом могут присутствовать аналогичные с геологической точки зрения разломы, являющиеся достоверно асейсмичными; мы знаем водохранилища с еще большим напором, в которых не наблюдается выделение сейсмической энергии. Как, например, с указанных позиций рассматривать явление возбужденной сейсмичности, учитывая все разнообразие и часто противоречивость имеющихся данных? Логично допустить, что инженерная деятельность в различных районах, характеризующихся локальными особенностями, будет иметь различное влияние на геологическую среду. При этом следует ожидать не только непосредственного влияния на формирование очага землетрясения, но прежде всего на изменение физико-механических свойств деформируемого материала, изменение скорости геологических процессов, наконец, изменение условий их протекания. Другими словами, инженерная деятельность должна рассматриваться только как один из многих факторов, влияющих на сейсмический процесс (проявление импульсных тектонических движений) и связанный с другими факторами сложными прямыми и обратными связями (рис. 4).

Признание этого заставляет вести поиск не только в направлении корреляции с сейсмической активностью, но и в направлении анализа влияния водохранилища на все другие факторы и процессы такие, как современные тектонические движения, скорость прохождения сейсмических волн, в частности на отношение скоростей продольных и поперечных волн и т.д.

Итак, следствием из сказанного выше и, по-видимому, первый этап работы должен заключаться в необходимости четких и точных формулировок того, что мы исследуем и что мы хотим прогнозировать. Вероятно, нельзя прогнозировать сейсмичность вообще, необходимо четко определить, какое свойство, какую особенность сейсмического процесса мы собираемся рассмотреть. Это может быть повторяемость землетрясений определенного энергетического класса, особенности их пространственного распределения и отличия от пространственного распределения землетрясений другого класса, это могут быть определенные характеристики сейсмического режима, характер их изменения во времени и т.д.

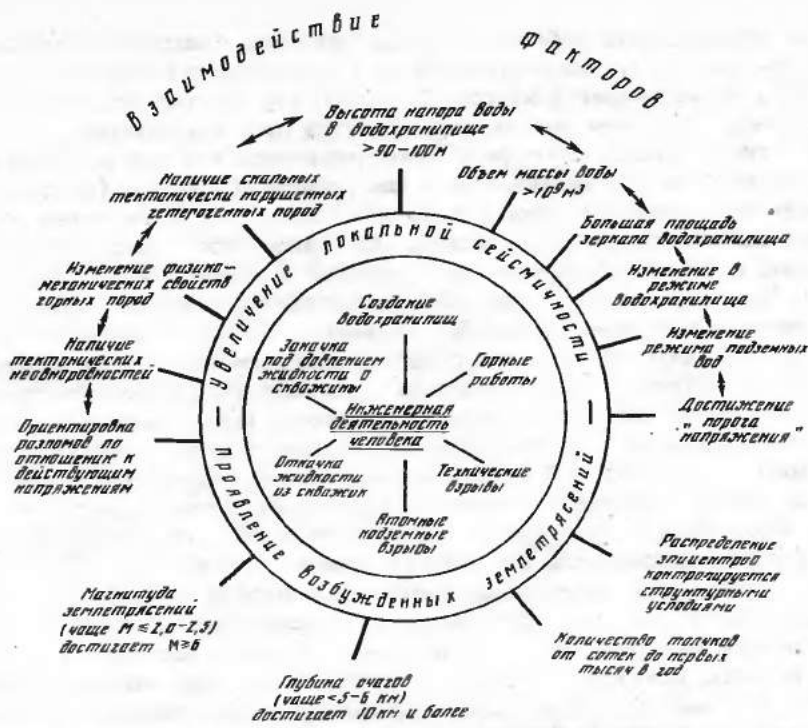


Рис. 4. Модель условий усиления локальной сейсмичности под влиянием инженерной деятельности человека

Далее на основе имеющихся данных и теоретических предпосылок составляется список тех геологических факторов и их признаков, которые можно рассматривать как определяющие анализируемое свойство. Эта часть работы оказывается весьма сложной и трудоемкой, подчас требующей дополнительных исследований и разработок. Так, ставшее почти традиционным представление о том, что современный сейсмический процесс связан непосредственно или парагенетически с особенностями современных тектонических движений, а последние в свою очередь часто унаследуют особенности новейших тектонических движений, заставляет исследователей искать связи между особенностями кинематики новейших тектонических движений и сейсмичностью. Но кинематика тектонических движений может быть охарактеризована различными параметрами: амплитудой движений, их градиентами, характеристиками, режимом. Рассмотрение этих вопросов позволило предложить ряд новых количественных характеристик различных сторон кинематики движений, таких, как тектоническая активность, пропорциональная импульсу давления суммарных тектонических сил, и характеризующая напряженность векторного поля скорости движений, величина горизонтального взаимодействия между блоками с потенциальным полем скоростей, наконец, дробность тектонических движений, характеризующая сложность векторного поля скоростей [26,27]. С какой из перечисленных характеристик связывать сейсмичность? Какую из них рационально выбрать для дальнейшего прогноза? Очевидно, что прежде чем решать эти вопросы необходимо убедиться в достоверности связи анализируемого сейсмического параметра с выбранными геологическими факторами. Этот вопрос может быть решен разными способами. Возможно составление распределений значений фактора в пределах зон с различным значением исследуемого сейсмологического параметра. Так, при рассмотрении влияния тектонической активности на распределение в пространстве зон с различной плотностью эпицентров землетрясений были составлены полигоны распределений значений активности для зон, где плотность эпицентров землетрясений равна нулю, колеблется от единицы до трех и т.д. Далее

проводилось сравнение полученных распределений с помощью статистических критериев. Связь между явлением и предполагаемым фактором считалась установленной, если различным значениям явления соответствовали различные распределения фактора, с вероятностью, превышающей 99%.

Однако список таких факторов, достоверно связанных с изучаемым явлением, может быть практически неограниченно большим, и важно определить степень влияния каждого фактора с тем, чтобы дальнейший прогноз вести по ограниченному количеству независимых и наиболее влиятельных факторов.

Определения степени влияния факторов проводились нами на основе отмеченных выше свойств дисперсии с помощью дисперсионного анализа. При этом анализируется степень влияния разнообразия фактора на разнообразие результирующего признака — параметра сейсмичности. Разделив обе части уравнения на общую дисперсию, мы можем получить долю или процент влияния каждого данного фактора.

Проведенный нами анализ степени влияния различных количественных показателей кинематики новейших тектонических движений на распределение плотности эпицентров землетрясений в районе строительства крупной Токтогульской ГЭС показал следующее: амплитуда новейших тектонических движений обуславливает распределение зон с различной плотностью эпицентров землетрясения на 7,6 — 9,8%; тектоническая активность — на 2,7—3,6%; градиенты новейших тектонических движений — на 0,0—0,3%; горизонтальное взаимодействие — 1,1—1,5%; дробность новейших тектонических движений — на 5,3—7,3%; наличие новейших разрывов — на 1,0—1,9%.

Этот, несколько неожиданный результат, показывающий вопреки общепринятым взглядам, что роль кинематики новейших движений не превышает 10%, был проверен нами на ряде других сейсмических районов СССР и везде подтверждался. Рассмотрение аналогичных характеристик для разных районов и разных этапов мезозойско-кайнозойской истории тектонического развития показало, что любой из выделяемых этапов вносит сходную долю в распределение зон повышенной сейсмичности. Таким образом, рассмотрение лишь длительной истории тектонического развития совместно с "равноправным" в этом отношении новейшим этапом позволяет составить достаточно уверенную картину распределения в пространстве зон с различной плотностью эпицентров землетрясений. Сказанное становится понятным, если учесть, что физико-механические свойства горных пород (в частности, их прочностные показатели) связаны с историей деформации и формируются в течение длительного периода тектонической жизни района.

Выбрав описанным выше способом ряд наиболее показательных и независимых критериев сейсмичности, можно приступать уже собственно к прогнозу. При этом степень связи сейсмического параметра с критериями сейсмичности определяют различные возможные пути прогноза, они требуют специального исследования.

Сказанным мы стремились не только обосновать вероятностный подход к решению задач прогноза, но и показать методологическую позицию, которая позволяет наиболее рационально и правильно использовать количественные методы и, что самое главное, правильно формулировать вопросы и задачи исследования. Применение указанного подхода на примерах некоторых водохранилищ Средней Азии дает обнадеживающие результаты. Но это самостоятельная большая тема, которая выходит за рамки данного сообщения.

ЛИТЕРАТУРА

1. C. Lomnitz. Earthquakes and reservoir impounding: state of the art. — "Engng Geol.", 1974, 8, N 1/2.
2. W.R. Judd. Seismic effects of reservoir impounding. — "Engng Geol.", 8, N 1/2.
3. Earthquakes related to reservoir impounding. — "Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.", 1972.
4. W.V. Mickey. Seismic effects of reservoir impounding in the U.S.A. — Intern.

- Colloq (COSERI). London, Roy. Soc., 1973.
5. W.V. Mickey. Reservoir seismic effects. - "Amer. Geophys. Union. Monogr.", 1973, 17.
 6. R.D. Adams. Statistical studies of earthquakes associated with lake Benmore, New Zealand. - "Engng Geol.", 1974, 8, N 1/2.
 7. Seismic effects of reservoir impounding. W.R. Judd (Ed.). - "Engng Geol.", 1974, 8, N 1/2.
 8. J. Drakopoulos. Conditions and triggering mechanism of seismic activity in the regions of Kremasta-Kastraki dams (Greece). Athens, 1974.
 9. A. Božović. Review and appraisal of case histories related to seismic effects of reservoir impounding. - "Engng Geol.", 1974, 8, N 1/2.
 10. H.K. Gupta, B.K. Rastogi, H. Narain. Common features of the reservoir-associated seismic activities. - "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, 62, N 2.
 11. Sheng Chung-kang, Chang Iuhuan et al. Earthquakes induced by reservoir impounding and their effects on the Hsinfeng kiang dam. Peking, 1973.
 12. Возбужденная сейсмичность вблизи Нурекского водохранилища. Под ред. С.Х. Негматуллаева. Душанбе, "Дониш", 1975.
 13. S.K. Guha, P.D. Gosavi, J.D. Paddale, S.C. Marwadi. Reservoir impounding and seismic activities. - In: First Intern. Sympos. Summaries. Canada, Banff, 1975.
 14. D.W. Simpson. Seismicity associated with reservoir impounding. - First Intern. Sympos. Summaries. Canada, Banff, 1975.
 15. H.K. Gupta, B.K. Rastogi. Investigations of the behaviour of reservoir-associated earthquakes. - "Engng Geol.", 1974, 8, N 1/2.
 16. N.I. Nikolaev. Tectonic conditions favourable for causing earthquakes occurring in connection with reservoir filling. - "Engng Geol.", 1974, 8, N 1/2.
 17. Ч.Ф. Рихтер. Инструментальная шкала для магнитуд землетрясений. - В кн.: Слабые землетрясения. М., ИЛ, 1961.
 18. C.H. Scholz, L.R. Sykes, Y.P. Aggorwal. Earthquake prediction: a physical basis. - "Science", 1973, 181.
 19. Н.И. Николаев. Импульсные тектонические движения и их рельефообразующая роль. - "Геоморфология", 1975, № 3.
 20. В.П. Солоненко. Сейсмология и проблемы предсказания землетрясений. - "Геоморфология", 1974, № 5.
 21. M. Bath. Introduction to seismology. Basel, Birkhäuser Verl., 1973.
 22. А.И. Сливак, А.Н. Попов. Механика горных пород. М., "Недра", 1975.
 23. Л.А. Шрейнер, О.П. Петрова, В.П. Якушев. Механические и абразивные свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1958.
 24. Н.И. Николаев. Тектонические и геофизические условия возникновения землетрясений, связанных с инженерной деятельностью человека. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1976, № 10.
 25. М.В. Рац, С.Н. Чернышев. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М., "Недра", 1970.
 26. П.Н. Николаев. Некоторые вопросы геомеханики. - В кн.: Геофизические поля и сейсмичность. М., "Наука", 1975.
 27. Н.И. Николаев, П.Н. Николаев, И.С. Сидоров. Карта градиентов скоростей новейших тектонических движений и ее физическая интерпретация. - "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1968, № 6.

О ПРИМЕНЕНИИ КОРРЕЛЯЦИОННОГО МЕТОДА В СЕЙСМОТЕКТОНИКЕ И ПРОГНОЗ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ МАКСИМАЛЬНОЙ СИЛЫ

При анализе возбужденной сейсмичности следует учитывать, что в результате инженерной деятельности человека может произойти изменение сейсмического режима, смещение в плане зон возникновения сейсмических проявлений, но величина максимально возможного землетрясения остается без изменений. При этом необходимо отметить, что заполнение водохранилища может существенно изменить время подготовки сильного землетрясения, т.е. изменить естественный период его повторяемости [1]. В связи со сказанным большое значение приобретает определение максимальной потенциальной сейсмической опасности K_{\max} района строительства.

В настоящее время наиболее широкое распространение получила методика определения K_{\max} , основанная на корреляции этой величины с сейсмической активностью A_{10} или A_{15} [2,3 и др.]. Подобная методика была рекомендована Ю.В. Ризниченко для проведения сейсмотектонического анализа [4] и предложена им в качестве основы сейсмического районирования территории СССР [5]. Вместе с тем в литературе появились ряд критических замечаний относительно указанной методики [например, 6, 7 и др.]. Практическая важность прогноза землетрясений максимальной силы, а также то обстоятельство, что корреляционный метод находит все большее применение при решении различных геологических и сейсмотектонических задач, заставили нас критически рассмотреть практикуемые в настоящее время способы прогноза K_{\max} корреляционным методом.

Возникновение землетрясения — сложный процесс, который контролируется действием множества взаимосвязанных факторов. В этом случае, как показал У.Крамбейн, попытка отыскания детерминистических, функциональных причинно-следственных связей априори обречена на неудачу [8]. Корреляционный метод представляет собой некий компромисс между традиционным детерминированным подходом и признанием сложности явления, имеющего вероятностную основу. Поскольку корреляционная связь выражается в том, что изменение известной величины, принимаемой за аргумент, приводит к изменению вероятности значения другой, прогнозируемой величины (рассматриваемой как функция), то уже в самой постановке вопроса заключена возможность неоднозначного решения задачи. Последнее обстоятельство является наиболее важным в практическом отношении. Здесь возникает целый комплекс проблем, связанных с определением вероятности прогнозируемого результата, определением возможных отклонений в ту или иную сторону и т.п., которые почти не рассматриваются в современных построениях. Кроме того, использование определенных моделей, положенных в основу корреляционного метода, подразумевает выполнение ряда условий и ограничений как на методику проведения анализа, так и на интерпретацию полученных результатов. Несоблюдение этих условий приводит к ложным выводам.

Таким образом, для анализа возможности и целесообразности использования корреляционного метода при прогнозе максимально возможного землетрясения нам необходимо рассмотреть три группы вопросов.

Во-первых, это обсуждение правомерности исходных положений, являющихся основой методики. Во-вторых, вопросы техники проведения исследований. В-третьих, обсуждение точности метода и возможности практического использования получаемых результатов.

Использование корреляционного и регрессионного метода в сейсмотектонике в явном виде было предложено М.В. Гзовским [9, 10]. Однако в качественной форме идея использования корреляций для выяснения связи как эндогенных, так и экзогенных (в частности, планетарных) факторов с сейсмичностью была высказана значительно раньше и до настоящего времени остается одной из основных сейсмотектонических идей.

Сущность используемого сейчас корреляционного метода для прогноза землетрясений максимальной силы сводится к тому, что в линейной форме представляется зависимость между величиной энергетического класса или магнитудой сильного землетрясения и средним значением какого-либо параметра сейсмологического [2 и др.], геолого-геофизического [11] или связанного с областью распределения очагов землетрясений в объеме земной коры [6 и др.], рассчитанного для определенных размеров области, окружающей эпицентр сильного землетрясения. В последнее время был предложен способ комплексного использования ряда признаков [5 и др.] и так называемый синтетический способ, являющийся комбинацией методик, предложенных Ю.В. Ризниченко и Н.В. Шебалиным [12].

Сам по себе этот подход представляется вполне приемлемым, позволяющим находить оценку одной величины по известным значениям другой. Вместе с тем он таит в себе ряд опасностей, связанных прежде всего с использованием так называемых ложных корреляций. Дело в том, что данная методика сама по себе никак не связана с генезисом изучаемых явлений. Она представляет собой ряд формальных правил, позволяющих сравнивать характер изменчивости любых параметров. Таким образом, успех анализа зависит не столько от полученных значений корреляций, сколько от того, насколько удачно и грамотно будут выбраны сравниваемые величины.

Для решения вопроса о генетической связи явлений необходимо привлечение дополнительных данных, не укладывающихся в рамки корреляционного анализа. На это обратил внимание У. Корлисс, когда на примере работ по астрономии писал, что "люди были загипнотизированы корреляциями, так как им казалось, что, устанавливая связь двух явлений, они объясняют оба", при этом пытались "связать между собой действительно связанные, относительно связанные и абсолютно не связанные явления" [13, с.114].

Очевидно, что метод корреляций может дать положительные результаты лишь в том случае, когда анализируемые величины действительно имеют причинно-следственные, генетические связи, установление которых требует предварительного специального анализа, математическим аппаратом которого может быть, например, дисперсионный анализ [14]. В противном случае можно получить ложные или просто абсурдные результаты.

Примером ложной корреляции может служить использование значений среднего градиента скорости тектонических движений для прогноза сейсмичности. При первоначальных недостаточно строго проведенных исследованиях, сделанных в мелком масштабе, позволяющем пренебречь особенностями деформации земной коры, были получены обнадеживающие результаты [10]. В работе [10] приводятся графики, целью которых было проиллюстрировать линейную зависимость между $\text{grad } V$ и различными параметрами сейсмичности, аналогичные тем, которые приводятся в работах Ю.В. Ризниченко [например, 11], здесь же даны формулы линейной регрессии, связывающие градиент с интенсивностью землетрясений и их энергией.

Таким образом, совершенно необоснованным выглядит утверждение Ю.В. Ризниченко, что "геологи, занимающиеся вопросами сейсмичности, игнорировали обнаруженную сейсмологами возможность количественного решения ее (задачи прогноза. — П.Н.) корреляционными методами" [11, с.68], так как основы такого подхода были сформулированы в сейсмотектонике М.В. Гзовским еще в 1957 г. [9]. Однако использование градиента скорости тектонических движений как критерия сейсмичности при средне- и крупномасштабном исследовании показало его несостоятельность [15, 16 и др.]. Критический анализ физической модели, заложенной в понятие градиента, показал невозможность

использования его для большинства сейсмотектонических построений [17]. Все это привело к тому, что, как отметили Ю.В. Ризниченко и Э.А. Джибладзе, "накопленные данные и опыт сопоставлений вскоре развеяли радужные надежды" [11]. Несмотря на это, указанные авторы предприняли попытку использовать grad V современных тектонических движений для корреляции с K_{\max} по территории Кавказа [11]. Было рассчитано, что землетрясения 16-17 энергетических классов должны возникать в областях, где наблюдаются широкие зоны градиентов со значениями $15 \cdot 10^{-8}$ год $^{-1}$. Однако известно [18, 19 и др.], что такие значения градиента современных движений характерны для платформенных областей, в пределах которых землетрясения подобной силы вряд ли приходится ожидать. В областях же более подвижных значения grad V превышают указанные в сотни и тысячи раз. Использование приведенной в [11] зависимости, полученной в результате формального использования корреляций, приводит в этом случае к явно неверным выводам. Таким образом, мы видим, что формальное рассмотрение внешних связей, без вскрытия их генетической сущности, является неправомерным. Было бы неправильным и формальное накопление статистического материала с выявлением случайных, внешних его связей, ибо статистически собранные многочисленные данные являются лишь необходимым условием проявления генетических закономерностей, складывающихся под влиянием внутренних причин явления [20]. Регрессия только тогда может быть успешно использована для прогноза, если она отражает причинно-следственные связи анализируемых явлений.

Одним из наиболее фундаментальных представлений современной сейсмологии, на котором основываются и методы количественного анализа сейсмичности, и методика прогноза K_{\max} , и расчет карт сотрясаемости, заключается в признании стационарности сейсмического режима во времени. Как отмечал Ю.В. Ризниченко, "средние характеристики сейсмотектонического процесса в этом месте за этот период не должны сильно меняться. Их условно считают приближенно постоянными" [5, с. 3]. Прямым следствием этих представлений являются широко используемые карты сейсмической активности и так называемый закон повторяемости землетрясений, выражающийся графиком повторяемости. Поскольку и карты сейсмической активности, и график повторяемости положены в основу корреляционной методики прогноза K_{\max} , рассмотрим этот вопрос несколько подробнее.

Имеющиеся в настоящее время данные показывают, что стационарность сейсмического процесса во времени, т.е. равномерность распределения количества землетрясений по выбранным интервалам времени и постоянство соотношения землетрясений различных классов, подтверждается лишь для достаточно крупных территорий и для достаточно длительных временных интервалов. Однако и в этом случае отмечаются флуктуации, которые не могут быть приняты за случайные. Так, например, для Гармского и Вахшского районов при расчете сейсмической активности и угла наклона графика повторяемости γ по интервалам в 10 лет "значения A_{10} и γ отличаются на величину более $\pm 3\sigma$ от средних значений A_{10} и γ за 30 лет (σ - средняя квадратичная ошибка определения). Такие отклонения уже нельзя считать случайными флуктуациями, они указывают на существенное нарушение среднего сейсмического режима этого района в отдельные периоды" [21, с.47]. Для ограниченных же по площади районов, выделяемых обычно при детальном сейсмическом районировании, изменчивость сейсмического процесса во времени становится важнейшей его характеристикой. Как было показано А.А. Лукком и В.С. Пономаревым, использование в этом случае представлений о средних долговременных показателях сейсмичности являются неоправданными [22].

Основным выражением представлений о стационарности сейсмического режима и важнейшей основой всех дальнейших построений по прогнозу K_{\max} и расчету сейсмической сотрясаемости является постулируемая прямолинейность графика повторяемости землетрясений и постоянство угла его наклона γ [2]. Как отмечала И.В. Горбунова, карту сейсмической активности можно рассматривать как карту прогноза сильных землетрясений лишь в том случае, если

"не меняется форма графика при переходе в область сильных землетрясений" [23, с.76]. Однако детальный анализ сейсмического режима, проведенный для различных районов и для разных отрезков времени, убедительно доказал криволинейность, сложность графика повторяемости. Здесь можно указать работы А.А. Лукка [24], А.А. Лукка и В.С. Пономарева [22], Е.М. Бутовской и К.И. Кузнецовой [25], Г.С. Подьяпольского [26], Е.П. Цветкова [27] и многих других.

По существующим представлениям основными факторами, влияющими на угол наклона и форму графика повторяемости, являются физико-механические свойства среды, в частности, зависимость эффективной вязкости горных масс от напряжений, взаимодействие между развивающимися разрывными нарушениями [25], наличие и размеры неоднородностей деформируемой среды и скорость процесса деформации [27]. Определенную роль должна играть и исследованная Г.А. Востриковым зависимость количества энергии, выделяемой при землетрясении, не только от размеров очага, но и от тектонического режима и свойств горных пород [28]. Следует подчеркнуть, что все перечисленные факторы характеризуются изменчивостью как по площади и глубине, так и по времени, т.е. мы опять сталкиваемся со сложным процессом, который не может подчиняться простым детерминированным закономерностям (см. выше). В результате фиксируемые для одинаковых интервалов времени повторяемости землетрясений будут отличаться друг от друга. Так, например, для Средней Азии количество землетрясений 10-го энергетического класса (представительные землетрясения), фиксируемые в течение 1962-1971 гг., составили 202, 219, 190, 234, 206, 219, 170, 217, 191, 279 в год при среднем значении 212,7 землетрясения в год. Следовательно, каждой точке графика повторяемости соответствует определенное распределение значений повторяемости землетрясений данного энергетического класса, условно показанное на рис. 1, а. Эти распределения можно считать нормальными [29, 30], а сама точка графика повторяемости отвечает значению средней арифметической распределения. Таким образом, график повторяемости представляет собой линию регрессии, показывающую зависимость количества землетрясений от их энергетического класса. Эту линию регрессии можно использовать лишь в том случае, если мы убедимся, что повторяемости землетрясений различных энергетических классов

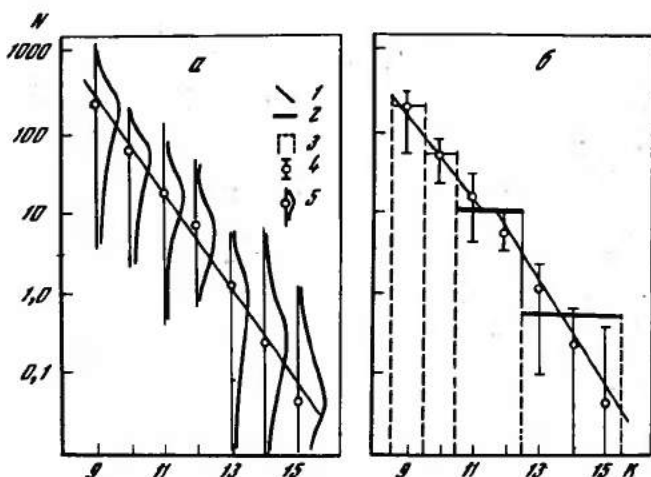


Рис. 1. Схема к расчетам графиков повторяемости

а - проверка значимости различий точек графика повторяемости; б - получение ступенчатой формы графика на примере Кавказа; 1 - линия регрессии N по K ; 2 - "ступени" графика повторяемости; 3 - гистограмма среднего числа землетрясений по различным энергетическим классам; 4 - среднее значение количества землетрясений и его разброс; 5 - распределение количества землетрясений по годам для каждого данного класса

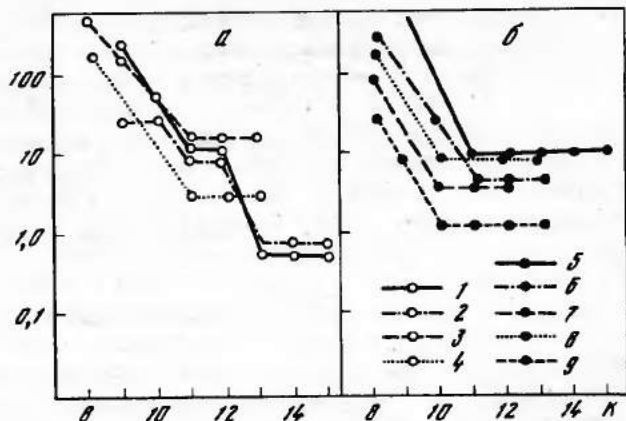


Рис. 2. Графики повторяемости землетрясений для отдельных регионов СССР
 1 - Кавказ; 2 - Копет-Даг; 3 - Байкал; 4 - Таджикская впадина; 5 - Памир-Гиндукуш; 6 - Вахшский район; 7 - Центральный Таджикистан; 8 - Алай и Саяны; 9 - Приташкентский район

действительно различны, а соответствующие им распределения относятся к разным генеральным совокупностям. Для этой цели можно использовать известный критерий Стьюдента. Мы провели такой анализ для территории Кавказа, Копет-Дага, Средней Азии, Северного Тянь-Шаня, зоны глубоких Памир-Гиндукушских землетрясений, Алтая и Саян, Байкала и Якутии, используя данные сборников "Землетрясения в СССР" за 1962-1971 гг.¹ Кроме того, были использованы данные Ю.А. Мамадалиева по Центральному Таджикистану и Таджикской впадине [31] и А.И. Захаровой и др. по Приташкентскому району [32]. Проведенные нами расчеты показали, что для территории Кавказа (рис. 1, б) достоверные различия устанавливаются между средними значениями повторяемостей землетрясений 9 и 10, 10 и 11, 12 и 13-го энергетических классов. Различия между значениями повторяемостей землетрясений 11 и 12-го классов и 13, 14 и 15-го классов не достоверны. Соответствующие им распределения должны рассматриваться как принадлежащие к одной и той же генеральной совокупности, которая характеризуется общей средней, выборочная оценка которой показана толстой линией на рис. 1, б. Таким образом, можно считать твердо установленным, что график повторяемости имеет ступенчатую форму. Графики повторяемости по указанным выше районам Советского Союза после проверки достоверности различия точек с помощью критерия Стьюдента приведены на рис. 2. Все они имеют четко выраженную ступенчатую форму. При этом районы, относящиеся к альпийской складчатой области (Кавказ, Копет-Даг), характеризуются многоступенчатыми графиками повторяемости. Горизонтальные участки графиков - "ступени", приурочиваются к различным энергетическим классам, но создается впечатление, что районы наиболее подвижные и с молодым фундаментом имеют ступень на графике повторяемости в области более высоких энергетических классов, чем менее подвижные районы или области с древним складчатым основанием. Следует отметить, что ступенчатая форма графиков повторяемости была получена Е.П. Цветковым для Гармского района [27] и в экспериментах по разрушению твердых тел К. Моги [33].

Таким образом, мы видим, что в пределах территории СССР практически нет ни одного района, где можно было бы уверенно говорить о стационарности сейсмического режима. Поскольку было доказано существенное изменение формы графика повторяемости в области сильных землетрясений, то, согласно [23], карты сейсмической активности принципиально нельзя рассматривать как прогнозные карты мест возникновения сильных землетрясений. Следовательно,

¹ Землетрясения в СССР. М., "Наука", 1974.

фундаментальные представления, положенные в основу прогноза K_{\max} по данным о сейсмической активности области подготовки сильного землетрясения, оказываются при более строгом анализе не отвечающими действительности.

Теперь посмотрим, как практические соотносятся значения сейсмической активности с величиной максимальных землетрясений. Как отмечала И.В. Горбунова на примере Восточного Тянь-Шаня, сильные землетрясения возникают в зонах не самой высокой сейсмической активности, а часто приурочены к границам зон, характеризующихся разной активностью [23]. Эта же закономерность отмечалась при анализе сейсмичности Ферганской впадины [34 и др.]. Рассмотрение зависимости между A и K_{\max} для различных районов Средней Азии позволило сформулировать вывод, что "сильные землетрясения могут происходить в локальной области не самой высокой современной активности, а там, где эта активность не ниже определенного уровня, являющегося как бы нижним пределом, при котором сильные землетрясения еще возможны" [35, с.358]. Наши исследования связи сейсмичности с деформационной неоднородностью земной коры Таджикской впадины также указывают на принципиальные различия в условиях формирования сильных и слабых землетрясений, их стремление в определенных условиях "избегать" друг друга [36]. В работе [37] указывалось на материале сейсмичности Европы, что некоторые сильнее землетрясения происходили в местах, где современный уровень сейсмической активности очень мал. Наконец, рассмотревшие колоссальный сейсмологический материал В.И. Бунэ и Т.П. Полякова пришли к выводу, что "сильнейшие землетрясения с $M \geq 8$ на континенте Евразии могут происходить на фоне небольшой сейсмической активности" и что методика Ю.В. Ризниченко "не позволит избежать ошибок типа "пропуска цели", т.е. землетрясения с $M \geq 8$ могут происходить в районах с низким уровнем сейсмической активности" [7, с.29]. При этом указанные авторы специально отмечали, что "отсутствие нужного числа эпицентров (слабых землетрясений, которые в основном и определяют величину сейсмической активности. — П.Н.) в этих районах нельзя объяснить пропусками большого числа землетрясений" [7, с.12].

Таким образом, данные по различным районам показывают, что закономерности соотношения сейсмической активности с K_{\max} выдерживаются далеко не так строго, как утверждается, например, в [2]. Однако можно предположить, что отмеченные выше несоответствия связаны не столько с особенностями сейсмологического процесса, сколько с недостатками использованного материала. Так В.И. Бунэ и Т.П. Полякова при исследовании территории Кавказа и Северной Анатолии пришли к выводу, что материалы о землетрясениях с $M \geq 5\frac{1}{4}$ за сорок лет наблюдений оказалось недостаточно для выделения всех зон, где уже возникали землетрясения с $M = 6\frac{3}{4} - 7\frac{1}{4}$ [38]. Этот вывод может отражать как особенности сейсмичности указанной территории, так и просто неполноту наших знаний о слабых землетрясениях. В связи со сказанным представляет интерес решение задачи о том, можно ли вообще области возникновения сильных землетрясений рассматривать как фактор, определяющий изменение сейсмической активности. При этом мы не будем даже говорить о характере этих изменений (увеличение, уменьшение и т.д.). В данном случае нас интересует вопрос, влияет ли класс (магнитуда) сильного землетрясения на уровень сейсмической активности в области подготовки этого землетрясения и какова величина и достоверность этого влияния. Другими словами, можно ли вообще уверенно говорить о связи A и K_{\max} ?

Для решения этого вопроса мы использовали методику дисперсионного анализа на материале, представленном в [7]. Оказалось возможным разбить сильные землетрясения Евразии на шесть групп (с магнитудами: $M > 8,5$; $M = 8,0 - 8,5$; $M = 7,5 - 7,0$; $M = 7,0 - 7,5$; $M = 6,5 - 7,0$ и $M < 6,5$). В анализе использовались данные по 44 эпицентрам сильных землетрясений и области их подготовки, в которых определялись значения A_{10} , что обеспечивает получение вполне достоверных результатов [39]. При этом предполагалось, что величина сейсмической активности A_{10} в области подготовки сильного землетрясения определяется как силой этого землетрясения, так и рядом факторов, куда можно

Таблица 1

Разброс	Дисперсия (сумма квадратов)	Число степеней свободы	Варианса (средний квадрат)
Факториальный (магнитуды сильного землетрясения)	0,58752	5	0,1175
Случайный (неорганизованных факторов)	1,62928	38	0,0429
Суммарный	2,21680	43	-

отнести прежде всего изменения формы графика повторяемости, связанные с нестационарностью сейсмического режима и др. Очевидно, что общая дисперсия признака $-D_{\text{общ}}$ (сейсмической активности) будет определяться дисперсией рассматриваемого фактора $-D_{\text{ф}}$ (в нашем случае магнитуды сильного землетрясения) и дисперсией других, неорганизованных в исследовании факторов, которые можно назвать случайными $-D_{\text{с}}$, т.е.

$$D_{\text{общ}} = D_{\text{ф}} + D_{\text{с}}. \quad (1)$$

Если разделить обе части уравнения (1) на величину общей дисперсии, то можно узнать степень влияния (долю или процент) каждой из рассмотренных групп факторов. Решение этой задачи возможно по схеме дисперсионного анализа, предложенной Н.А. Плохинским [39], которым был подробно разработан алгоритм решения. Результаты наших расчетов приведены в табл. 1.

Величина степени влияния η^2 магнитуды сильного землетрясения на величину сейсмической активности A_{10} в области его подготовки (равная величине корреляционного отношения) для условий Евразии (в том числе и хорошо изученных районов СССР) оказалась равной $\eta^2 = 0,265$ (т.е. 26,5%) с ошибкой m_{η}^2 , равной 0,0967. Достоверность показателя силы влияния $\Phi = \eta^2 / m_{\eta}^2 = 2,74$, что при указанных выше значениях степеней свободы (см. табл. 1) соответствует порогу вероятности $\beta = 0,95$. Достоверность, по Р.А. Фишеру, превышает порог вероятности в 95%.

Расчет доверительных границ генерального показателя, который можно отнести не к рассмотренной выборке по Евразии, а к самой природе сейсмического процесса, показал, что влияние магнитуды сильного землетрясения на величину сейсмической активности в области его подготовки с вероятностью 0,95 не может превышать 50,7% и не может быть менее 2,3%. Рассмотрение графика регрессии, связывающего магнитуду сильного землетрясения с A_{10} в области его подготовки, показывает сложный, отнюдь не линейный характер связи.

Следовательно, весь комплекс имеющихся в настоящее время данных однозначно указывает на ошибочность представлений, положенных в основу методики прогноза K_{max} по данным о сейсмической активности в области подготовки сильного землетрясения.

Однако поскольку, как указывалось, метод корреляций находит все более широкое использование в решении различных геологических задач и в принципе при удачном подборе генетически связанных факторов может быть использован и для прогноза K_{max} представляется важным кратко рассмотреть техническую сторону методики, те ограничения и условия, которые необходимо соблюдать для успешного ее решения и на которые не обращается должного внимания в настоящее время.

Известно, что имеющийся по различным районам достоверный сейсмологический материал относится лишь к незначительному периоду времени, в большинстве случаев не превышающему 30 лет. Прогноз же сейсмологических параметров осуществляется на период порядка первых сотен лет. Сам же про-

цесс сейсмичности охватывает еще больший интервал времени. В этих условиях наши наблюдения надо рассматривать как случайную выборку, характеризующую длительный процесс, по которой нам предстоит определить основные его особенности. Эта выборка имеет случайный характер в результате как кратковременности наблюдений, так и случайности даты начала наблюдений. Правомерно ожидать, что если бы наблюдения были бы проведены в другой интервал времени, то были бы получены другие, хотя, может быть, и не слишком отличные результаты. Выражая результаты наблюдений в виде графиков регрессии, связывающих какие-либо параметры исследуемого процесса, мы каждый раз получали бы отличающиеся кривые, которые определялись бы и соответственно различными коэффициентами регрессии. Эти выборочные коэффициенты регрессии образуют определенное распределение вокруг коэффициентов, соответствующих генеральной совокупности, т.е. в нашем случае вокруг коэффициентов, определяющих "истинные" соотношения в анализируемом процессе. В связи со сказанным чрезвычайную остроту приобретает вопрос о доверительных границах и достоверности полученных коэффициентов, являющийся главным, определяющим показателем возможности практического использования корреляционного метода в конкретной ситуации. Получаемые при корреляционном анализе A_{10} и K_{\max} закономерности, как известно, имеют вид

$$y = a + bx. \quad (2)$$

Коэффициент регрессии b связан с коэффициентом корреляции r следующим соотношением

$$b = r\sigma_2/\sigma_1. \quad (3)$$

где σ_1 и σ_2 - средние квадратические отклонения первого и второго показателей (например, K_{\max} и A_{10}).

Критерий достоверности рассматривается как отношение коэффициента к величине его ошибки [39 и др.]. Учитывая (3), можно написать

$$t_b = \frac{b}{m_b} = \frac{r\sigma_2/\sigma_1}{m_r\sigma_2/\sigma_1} = \frac{r}{m_r} = t_r, \quad (4)$$

т.е. критерий достоверности коэффициента регрессии равен критерию достоверности коэффициента корреляции между использованными признаками [39]. Определение достоверности коэффициента корреляции можно, вообще говоря, производить различными способами, но наиболее просто, пожалуй, использовать функцию, предложенную Р.А. Фишером:

$$z = \frac{1}{2} \ln \frac{1+r}{1-r}. \quad (5)$$

С помощью этой функции можно заранее определить, при каком объеме выборки коэффициент корреляции определенной величины будет достоверен по требуемому порогу вероятности безошибочных прогнозов:

$$n = t^2/z^2 + 3, \quad (6)$$

где n - количество пар значений, достаточных для достоверности выборочного коэффициента корреляции; t - критерий Стьюдента, для каждого из порогов вероятности надежных прогнозов; z - функция Фишера, равная половине натурального логарифма частного от деления величины $(1+r)$ на величину $(1-r)$, где r - полученное значение коэффициента корреляции.

В качестве примера отметим, что для получения достоверного коэффициента корреляции, равного 0,4 при уровне значимости 0,01, необходимо рассмотреть не менее 64 пар значений, а при уровне значимости 0,05 - 24 пары. В практических построениях при получающихся обычно низких значениях коэффициен-

тов корреляции между K_{\max} и A_{10} (см. расчеты А.И. Захаровой)¹ количество точек обычно бывает недостаточно для того, чтобы считать оценки корреляции достоверными. В этом случае нельзя сделать какое-либо заключение о связи признаков в генеральной совокупности [39], т.е. говорить о связи средних значений сейсмической активности с величиной K_{\max} и использовать рассчитанные линии регрессии для прогноза сильных землетрясений. Для того чтобы как-нибудь улучшить получаемые результаты, исследователи, стараясь увеличить количество анализируемых пар значений A_{10}/K_{\max} , идут по пути объединения на одном графике различных районов (например, Кавказ, Средняя Азия, Алтай, Япония). Этот путь также нельзя признать правомерным. Дело в том, что, как неоднократно указывалось в литературе, районы с разной историей геологического развития, разным характером новейших и современных тектонических движений, разной структурой и принадлежащие к различным геоструктурным элементам земной коры, характеризуются различными особенностями сейсмического режима, различной величиной K_{\max} , для них надо ожидать различные зависимости между параметрами сейсмичности. Последнее обстоятельство было наглядно продемонстрировано в работе [12], где было показано, что использование для Крымского региона стандартной зависимости

$$\lg \bar{A} = \bar{2},84 + 0,21(K - 15) \quad (7)$$

привело бы к исчезновению областей с $K \geq 16$, фактически зарегистрированных в этом районе. Поэтому А.Г. Каменобрдскому [12] пришлось использовать новую "местную" корреляционную зависимость A_{10}/K_{\max} в виде

$$\lg \bar{A} = \bar{2},78 + 0,19(K - 15). \quad (8)$$

Таким образом, мы видим, что зависимость (7) далеко не имеет такого универсального характера, как утверждается, например, в [2, 11 и др.], а использование "местных" зависимостей, как было показано выше, приводит к недостоверным данным, практическая ценность которых весьма проблематична.

Специальный статистический анализ, проведенный Г.А. Востриковым, показал, что "региональным вариациям подвержена не только величина сейсмической активности, но и величина наклона графиков повторяемости землетрясений по магнитуде. Эти вариации являются следствием зависимости количества энергии, выделяющейся при землетрясении, от режима тектонического процесса и свойств горных пород" [28, с. 46].

Неправомерность объединения областей, характеризующихся различной историей тектонического развития, структурой и характером новейших тектонических движений, вытекает из рассмотрения графиков повторяемости. Нами был проведен дисперсионный анализ зависимости количества землетрясений от величины энергетического класса. При этом подразумевалось, что количество землетрясений определяется не только величиной энергетического класса (в чем выражается предполагаемая в [40] общая закономерность разрушения твердых тел), но и рядом осложняющих факторов, связанных как с особенностями процесса разрушения, так и с физико-механическими свойствами вещества [25 и др.]. Результаты анализа по различным районам Средней Азии приведены в табл. 2.

Мы видим, что общее влияние осложняющих факторов по Средней Азии в целом не превышает 10,6%. Однако эта величина носит формальный характер и показывает среднее значение по гетерогенной области, отдельные части которой резко различны по величине действия осложняющих факторов, а следовательно, и по особенностям сейсмического режима. Наибольшее их значение (до 20% и более) наблюдается в областях с резко дифференцированным

¹Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент, "Фан", УзССР, 1971.

Таблица 2

Район	Диапазон энергетических классов	Время наблюдений	Степень влияния класса, %	Влияние осложняющих факторов, %
Средняя Азия	8-15	10	89,4	10,6
Северный Тянь-Шань	8-15	10	77,7	22,3
Центральный Таджикистан	8-12	10	84,3	15,7
Приташкентский район	8-13	9	88,6	11,4
Таджикская впадина	8-13	10	94,8	5,2

характером новейших тектонических движений, имеющих блоковое строение с выведенным на поверхность древним складчатым фундаментом. Наименьшее влияние осложняющие факторы оказывают в областях с мощной толщей молодых отложений, глубоко погруженным фундаментом и складчатым характером новейших деформаций.

Недавно В.Н. Аверьяновой описан эффект изменения параметров графиков повторяемости землетрясений в условиях сжатия и растяжения [41]. Ранее мы показали, что даже в пределах одной и той же геоструктурной области наблюдаются участки с различным характером деформации земной коры и различным полем напряжений [42]. Учитывая сказанное выше, следует ожидать, что каждый из этих участков должен характеризоваться своими особенностями и в графике повторяемости землетрясений, а следовательно, и особенностями сейсмического режима. Осредненные же данных по крупным регионам, а тем более по ряду различных регионов носит сугубо формальный характер, а полученные параметры представляют собой не более чем абстракцию, лишенную и физического, и геологического содержания. Средние показатели в этом случае не есть обобщенная характеристика совокупности, а превращаются в формальный показатель, не соответствующий ни одному из анализируемых районов.

Однако даже в том случае, если у нас имеется достаточный статистический материал по однородной в геолого-геофизическом отношении области, мы еще не можем представить зависимость между интересующими нас параметрами в виде уравнения (2). Дело в том, что, как подчеркивалось многими исследователями, применявшими статистические методы анализа, например [39], линейные связи наблюдаются в природе исключительно редко. Однако ввиду их простоты и наглядности использование линейной регрессионной зависимости очень важно при практических построениях. В связи с этим был предложен специальный критерий криволинейности, при котором использование линейных зависимостей уже является ошибочным [39 и др.]:

$$F_{\xi} = \frac{(\eta^2 - r^2)(N-g)}{(1-\eta^2)(g-2)} \geq F_{st} \left\{ \begin{array}{l} \nu_1 = g - 2 \\ \nu_2 = N - g \end{array} \right\}, \quad (9)$$

где F_{ξ} - критерий криволинейности; η^2 - корреляционное отношение; r - коэффициент корреляции; N, g - объем корреляционной решетки и число классов по первому признаку; F_{st} - стандартное значение критерия Фишера для различных порогов вероятности по двум степеням свободы ν_1 и ν_2 .

Таким образом, с помощью этого критерия с заранее выбранной вероятностью можно говорить о применимости линейной зависимости.

Приведенные в [11] данные очень четко показывают криволинейный характер связи K_{\max} с $\text{grad } V$, и соответственно в этом случае вообще нельзя говорить о какой-либо линейной корреляции указанных параметров. Следовательно,

без специальной проверки использовать линейную регрессию для прогноза сильных землетрясений не представляется правильным.

Существенной корректировки требует и способ определения K_{\max} по комплексным данным как средневзвешенного для ряда значений, полученных в результате корреляции K_{\max} с различными геолого-геофизическими параметрами [5]. Это связано как с тем обстоятельством, что полученные по различным признакам значения K_{\max} ставятся в зависимость от значений K_{\max} , рассчитанных по сейсмической активности - критерию, как было показано выше, во многом сомнительному, так и с тем, что различные K_{\max} получаются с использованием различных зон осреднения, так как им соответствуют различные области подготовки сильного землетрясения. Таким образом, при расчете средней без взвешивания на соответствующую площадь мы сравниваем характеристики, относящиеся к областям разного размера.

Ряд более мелких замечаний методического характера относительно особенностей использования корреляционной методики прогноза K_{\max} приводится в [12]. Эти замечания касаются в основном вопроса о значительном неоправданном расширении сейсмогенных зон вследствие использования круговых палеток для расчетов. Не рассматривая большую группу вопросов, связанных с точностью и детальностью построений карт сейсмической активности, что было очень подробно сделано Ю.В. Ризниченко и И.В. Горбуновой [43], отметим лишь, что размеры палетки определяются не только наилучшим соотношением между детальностью и точностью, но и тем, что со статистической точки зрения всегда существует опасность получить на площади случайные максимумы, не связанные с особенностями проявления сейсмичности в районе. Для того чтобы избежать этого, необходимо, чтобы размеры площади осреднения были не меньше определенной величины, зависящей как от общих размеров исследуемой площади, так и от количества наблюдаемых точек. Оптимальные размеры площадки осреднения $s_{оп}$, по данным Ю.Т. Картиса и Р.П. Макинтоша [из 44], равны удвоенной общей площади S , деленной на общее количество точек N , т.е.

$$s_{оп} = 2S/N. \quad (10)$$

Мы коснулись лишь наиболее важных моментов использования линейной корреляции в целях прогноза. Несоблюдение любого из них с неизбежностью приводит к неверным результатам. Вместе с тем следует отметить, что в настоящее время большинство из отмеченных условий не соблюдается при прогнозе K_{\max} с использованием корреляционной методики.

В заключение рассмотрим некоторые вопросы, связанные с точностью методики прогноза максимально возможных землетрясений с помощью корреляционного метода. При этом допустим на время, что сделанные выше замечания удалось каким-либо образом удовлетворить и что между K_{\max} и сейсмической активностью действительно существует линейная зависимость вида (7) или (8). Естественный сейсмический процесс подвержен достаточно сильным флуктуациям. Даже если удастся объяснить их случайными причинами, флуктуации сейсмической активности из года в год могут достигать значительной величины. Эти колебания необходимо учитывать при расчете возможной ошибки прогноза. Например, при анализе сейсмической активности Приташкентского района и изменения ее во времени [32] было установлено, что максимальная активность в районе колеблется от 0,2 до 2,0. С помощью критерия Стьюдента был рассчитан доверительный интервал значений A_{10} , который при $P = 95\%$ оказался равен

$$0,53 < A < 1,31.$$

В этих пределах возможны флуктуации значений сейсмической активности. Эти флуктуации не являются существенными, и при них сейсмический режим можно считать стационарным.

Как известно, в формуле регрессии, используемой сейчас для прогноза K_{\max} по средним значениям A_{10} , коэффициент b , равный 0,21 [11 и др.], показывает, на сколько в среднем для всех наблюдений изменяется Y при изменении X на единицу в пределах наблюдаемого ряда. Эта интерпретация величины параметра b всегда сохраняет свое значение и является наиболее важным результатом при изучении прямолинейной зависимости [45]. Таким образом, при изменении K_{\max} на единицу, например с 16 до 17, среднее значение $\lg A_{10}$ увеличивается на 0,21. Однако, учитывая доверительный интервал A_{10} объемом в 0,78 единицы A , мы видим, что возможная ошибка прогноза увеличивается.

Кроме того, необходимо учитывать, что локальные зоны повышенной сейсмической активности возникают для различных отрезков времени в разных местах исследуемой территории [32], что еще больше осложняет прогноз.

Наконец, несколько замечаний о точности самого метода корреляций. При оценке ее Ю.В. Ризниченко [2] учитывал разброс точек вокруг линии регрессии. Им было показано, что более чем для 70% точек (10 из 14) отклонение значений $\lg A$ не превышает $\Delta \lg A = \pm 0,2$. При значении коэффициента регрессии $b = 0,21$ это соответствует отклонению значений максимальных землетрясений $\Delta K_{\max} = \pm 1,0$. Такая оценка не соответствует действительности. Кроме отмеченных выше возможных колебаний K_{\max} , учитывая доверительный интервал значений A_{10} , необходимо учитывать, что рассчитанные коэффициенты являются выборочными и оценками. Относительно генеральной совокупности, для оценки которой, собственно, и проводятся все построения, можно выделить три ошибки репрезентативности уравнения прямолинейной регрессии:

1) ошибку коэффициента регрессии

$$m_b = \frac{\sigma_y}{\sigma_x} \sqrt{\frac{1-r^2}{n-2}} = \frac{\sigma_y}{\sigma_x} m_r; \quad (11)$$

2) ошибку уравнения регрессии, т.е. ошибку средней величины функции для каждого значения аргумента

$$m_{\bar{y}_x} = \sigma_y \sqrt{\frac{1-r^2}{n-2}}; \quad (12)$$

3) ошибку индивидуальных определений функции

$$m_y = \sigma_y \sqrt{1-r^2}. \quad (13)$$

Вывод этих формул приводится в специальных курсах математической статистики.

Кроме указанных ошибок, являющихся по существу ошибками корреляционного метода, необходимо учитывать те возможные источники неточности, о которых было сказано выше.

Таким образом, мы видим, что используемая в настоящее время методика прогноза K_{\max} , предложенная в [2,3,11], ни по исходным своим положениям, ни по применяемой технике расчета, ни, наконец, по существующим оценкам величины получающихся погрешностей не отвечает ни имеющемуся фактическому материалу, ни существующим теоретическим положениям. В связи со сказанным вряд ли целесообразно применять эту методику при практической работе по сейсмрайонированию и использовать ее данные при прогнозе возбужденной сейсмичности.

Поэтому вновь встает вопрос о роли геолого-тектонической информации в работах по сейсмрайонированию. По мнению Ю.В. Ризниченко, собственно в расчетах по сейсмрайонированию, по крайней мере в первом приближении, она может и не участвовать [5], ей отводится лишь сугубо служебная "консультационная" роль [46]. С другой стороны, по мнению этого автора, сейсмо-

статистика приобретает все большее признание и уважение [47]. Говоря о различной оценке разными авторами роли сейсмостектонических исследований, И.В. Кириллова и Г.И. Рейснер отмечали, что трудности определяются не столько тем, что не могут договориться сейсмологи и геологи, так как они владеют разными методами исследования и подхода к проблеме, а тем что принципиальное принятие геологических оценок кажется экономически не выгодным и не проверенным временем [48]. Последнее связано с малой строгостью геологических критериев, что с неизбежностью приводит к выделению крупных зон и полос, характеризующихся квазиоднородными сейсмостектоническими условиями, и нет гарантии того, что сейсмическая опасность для части территории не оказывается существенно завышенной, что экономически не выгодно. Однако, как мы видели, те же самые соображения в равной мере относятся и к сейсмологическим методам прогноза. Достаточно обратиться к карте K_{max} , составленной по сейсмологическим данным для территории Крыма [49], на которой область возможных землетрясений 13-го энергетического класса охватывает южную часть степного Крыма, где не зарегистрировано ни одного даже слабого толчка и нет никаких предпосылок, показывающих на возможность их возникновения, что уже отмечалось Н.В. Шебалиным [50].

По-видимому, единственно правильным решением этого вопроса является полноценное совместное использование как геологических, так и геофизических данных для прогноза такого сложного процесса, как сейсмичность. И дело вовсе не в том, что, как отмечает Ю.В. Ризниченко, в период расцвета сейсмологической деятельности количественный подход стал считаться второстепенным, недостойным широко мыслящих, творчески дерзающих, истинных ученых [47]. Важно учитывать специфику геологического материала, разрабатывать количественные методы его представления и использования при решении сейсмостектонических задач, правильно использовать количественные и, в частности, статистические методы исследования и главным образом пытаться вскрыть генетическую сущность исследуемых явлений. В связи со сказанным хочется еще раз вспомнить слова Г.А. Гамбурцева, который писал, что превалирование методов сейсмостатистики при современном состоянии сейсмологии неизбежно. В дальнейшем, по мере накопления наших знаний о природе землетрясений и об условиях их возникновения роль сейсмостатистики должна уменьшаться и соответственно главное значение должны получить твердые обоснованные физические и геологические критерии сейсмичности. В этом основная задача развития методов сейсмического районирования [51]. А это, в свою очередь, требует прежде всего дальнейшего развития и совершенствования сейсмостектонического, геологического подхода к решению задачи прогноза землетрясений, в том числе и на количественной основе.

ЛИТЕРАТУРА

1. N.I. Nikolaev. Tectonic conditions favourable for causing earthquakes occurring in connection with reservoir filling. - "Engng Geol.", 1974, 8, N 1/2.
2. Ю.В. Ризниченко. Сейсмическая активность и энергия максимальных землетрясений. - В кн.: Проблемы геофизики Средней Азии и Казахстана, М., "Наука", 1967.
3. Ю.В. Ризниченко. О возможностях расчета максимальных землетрясений. - "Труды Ин-та физики Земли АН СССР", 1962, вып. 25.
4. Ю.В. Ризниченко. К вопросу о методах оценки сейсмической опасности. - В кн.: Сейсмичность, сейсмическая опасность Крыма и сейсмостойкость строительства. Киев, "Наукова думка", 1962.
5. Ю.В. Ризниченко. Геолого-геофизические данные при решении проблемы сейсмической опасности. - Материалы конференции по изучению сейсмичности и глубинного строения Азербайджана. Баку, март, 1973, Баку, "Элм", 1974.
6. Н.В. Шебалин. О предельной магнитуде и предельной балльности землетрясений. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1971, № 6.
7. В.И. Буня, Т.П. Полякова. Сейсмическая активность в областях

- подготовки больших землетрясений на континенте Евразии. - В кн.: Вопросы количественной оценки сейсмической опасности. М., "Наука", 1975.
8. У.Крамбейн, М.Кауфман, Р.Мак-Кеммон. Модели геологических процессов. М., "Мир", 1973.
 9. М.В. Гзовский. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности. "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1957, № 2,3.
 10. М.В. Гзовский. Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа. - В кн.: Современные движения земной коры. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1963.
 11. Ю.В. Ризниченко, Э.А. Джибладзе. Определение максимально возможных землетрясений по комплексным данным для Кавказа. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1974, № 5.
 12. А.Г. Каменобродский. Уточнение карты сейсмической сотрясаемости Крыма. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1974, № 6.
 13. У.Корлисс. Загадки вселенной. М., "Мир", 1970.
 14. П.Н. Николаев. Историко-тектоническая обусловленность пространственного распределения сейсмичности. - В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., Изд-во МГУ, 1972.
 15. Н.А. Флоренсов, А.А. Тресков, В.П. Солоненко. О статье М.В. Гзовского "Использование новейших и современных тектонических движений при детальном сейсмическом районировании нового типа". - "Геол. и геофиз.", 1964, № 8
 16. П.Н. Николаев. О связи истории тектонического развития и сейсмической активности. - "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1969, № 5.
 17. Н.И. Николаев, П.Н. Николаев, П.С. Сидоров. Карта градиентов скорости новейших тектонических движений и ее физическая интерпретация. - "Вестн. МГУ. Сер.-геол.", 1968, № 6.
 18. А.А. Никонов. Современные движения земной коры в вулканически активных районах. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1974, № 5.
 19. М.В. Гзовский. Основы тектонофизики. М., "Наука", 1975.
 20. И.С. Пасхавер. Закон бо́льших чисел и статистические закономерности. М., "Статистика", 1974.
 21. В.И. Бунё, Н.А. Введенская, М.В. Гзовский. Методические ос-
- новы обзорного сейсмического районирования (на примере Средней Азии). - В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
 22. А.А. Лукк, В.С. Пономарев. Тенденции изменения сейсмического фона во времени. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1972, № 5.
 23. И.В. Горбунов. О корреляции сейсмической активности с максимальными землетрясениями. - Материалы I Всесоюз. симп. 12-17 дек. 1966. - Душанбе, "Дониш", 1969.
 24. А.А. Лукк. Сейсмичность бассейна р.Пяндж и нелинейные формы графика повторяемости. - В кн.: Экспериментальная сейсмология. М., "Наука", 1971.
 25. Е.М. Бутовская, К.И. Кузнецова. Зависимость графиков повторяемости землетрясений от глубины очага и ее возможное истолкование. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1971, № 2.
 26. Г.С. Подьяпольский. О сущности коэффициента γ в статистике землетрясений. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1968, № 7.
 27. Е.П. Цветков. График повторяемости землетрясений и стационарность сейсмического процесса. - В кн.: Региональные исследования сейсмического режима. Кишинев, "Штиинца", 1974.
 28. Г.А. Востриков. Распределение повторяемостей размеров разрывов, вызывающих землетрясения и некоторые следствия. - "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1972, № 12.
 29. Методы детального изучения сейсмичности. Под ред. Ю.В. Ризниченко. М., Изд-во АН СССР, 1960.
 30. Р.А. Фишер. Статистические методы для исследователей. М., Госстатиздат, 1958.
 31. Ю.А. Мамадалиев. Изучение параметров сейсмического режима Душанбинско-Вахшского района Таджикистана. Душанбе, "Дониш", 1972.
 32. А.И. Захарова, Р.Н. Ибрагимов, А.М. Матасова. Параметры землетрясений и очаговых зон Узбекистана. Ташкент, "Фан", 1973.
 33. K. Mogi. Magnitudo-freugency relation and some related problems in earthquakes, 2nd part. - Seismol. Res. Inst. Univ. Tokyo, 1962, N 6.
 34. Е.М. Бутовская и др. Сейсмичность Узбекистана, вып. 1. Ташкент, Изд-во АН УзССР, 1961.
 35. В.Н. Бунё и др. Сейсмичность и сейсмическое районирование Средней Азии. - В кн.: Ташкетское землетрясение 26 апреля 1966 г. Ташкент, "Фан", 1971.

36. П.Н. Николаев. Деформационная неоднородность земной коры как геологический критерий сейсмичности. — В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. М., "Наука", 1973.
37. V. J. Bune, N. I. Nikolaev, T. P. Polyakova. Schema of seismotectonic regions of Europe, distributions of strong earthquakes foci and seismic activity in 1956–1965. — XII Assoc. Gen. Europ. Seismol. Congr. Luxemburg, September, 1970. Bruxelles, 1971.
38. В.И. Буяно, Т.П. Полякова. Корреляция максимальных землетрясений Кавказа и Малой Азии с сейсмической активностью. — В кн.: Региональные исследования сейсмического режима, Кишинев, "Штиинца", 1974.
39. Н.А. Плохинский. Биометрия. М., Изд-во МГУ, 1970.
40. Ю.В. Ризниченко. Проблемы физики землетрясений. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1966, № 2.
41. В.Н. Аверьянова. Сейсмический режим в условиях сжатия и растяжения. — В кн.: Региональные исследования сейсмического режима, Кишинев, "Штиинца", 1974.
42. П.Н. Николаев. Напряженное состояние земной коры и некоторые вопросы сейсмического микрорайонирования. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Тезисы докладов. Алма-Ата, 1973.
43. Ю.В. Ризниченко, И.В. Горбунова. О методах построения карт сейсмической активности. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
44. Р.Л. Миллер, Дж. С. Кан. Статистический анализ в геологических науках. М., "Мир", 1965.
45. М. Езекиэл, К.А. Фокс. Методы анализа корреляций и регрессий линейных и криволинейных. М., "Статистика", 1966.
46. Ю.В. Ризниченко. Определение сейсмической опасности. — В кн.: Вопросы количественной оценки сейсмической опасности, М., "Наука", 1975.
47. Ю.В. Ризниченко. Задачи изучения сейсмического режима. — Материалы I Всесоюз. симп. 12–17 дек. 1966. Душанбе, "Дониш", 1969.
48. И.В. Кирilloва, Г.И. Рейснер. Использование геологических критериев сейсмической опасности. — В кн.: Сейсмичность, сейсмическая опасность Крыма и сейсмостойкость строительства. Киев, "Наукова думка", 1972.
49. Ю.В. Ризниченко и др. Сейсмическая сотрясаемость Крымского региона. — "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1969, № 8.
50. Н.В. Шабалин. К оценке максимальной сейсмической опасности Крымско-Таманского региона. — В кн.: Сейсмичность, сейсмическая опасность Крыма и сейсмостойкость строительства. Киев, "Наукова думка", 1972.
51. Г.А. Гамбурцев. Состояние и перспективы работ в области прогноза землетрясений. — "Бюл. Совета по сейсмол.", 1955, № 1.

ВОЗБУЖДЕННЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В СВЯЗИ С РАЗРАБОТКОЙ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (на примере старогрозненского землетрясения)

В последние годы достаточно широко обсуждается вопрос о возбужденных землетрясениях в связи с заполнением крупных водохранилищ, в результате подземных атомных взрывов и инъекции жидкости в скважины.

Возбужденные землетрясения как следствие искусственного вмешательства доказаны, и их анализ с позиций неотектоники проведен Н.И. Николаевым [1]. Вопросы, связанные с возбужденными землетрясениями, обсуждались на заседаниях специальной Рабочей группы ЮНЕСКО и на Международных совещаниях в Англии (г. Лондон, 1973) и Канаде (г. Баиф, 1975), на которых рассматривались вопросы возбужденной сейсмичности, связанной с добычей нефти и других полезных ископаемых.

В СССР идеи техногенных землетрясений в связи с добычей нефти на Кавказе были высказаны в разные годы [2-4]. Причиной землетрясений считались просадки пород.

В 1972 г. нами был проведен обзор имеющихся сведений по искусственным землетрясениям в связи с разработкой нефтяных месторождений [4].

Очевидно, проблема возбужденных землетрясений, связанных с разработкой нефтяных месторождений, должна развиваться в первую очередь по линии сбора и изучения фактического материала о землетрясениях на нефтяных промыслах.

Методика работ

По программе исследований, разработанных Н.В. Шебалиным, на сейсмической станции АН СССР "Грозный" Н.А. Навицкой велась нестандартная обработка сейсмограмм за период с 1955 по 1974 г. и вычислялись параметры: K - энергетический класс; A_E - смещение волны по востоку-западу; A_N - смещение волны по северу-югу; A_z - смещение волны по вертикальной составляющей; $S-P$ - разность между вступлением продольных и поперечных волн; Δ - эпицентральное расстояние; t_1, t_2 - продолжительность записи землетрясения от момента вступления волны; J_0 - балльность в эпицентре; h - глубина очага. Они позволили построить график повторяемости землетрясений, временной ряд землетрясений, временной ход сейсмической активности и нарастание суммарной условной деформации.

Выбранное направление работ позволяло выявить особенности сейсмического режима за 7 лет до основного землетрясения и через 3 года после него. Преимущества этого метода перед анализом причин единичного землетрясения совершенно очевидны.

С особенностями сейсмического режима сравнивались геолого-промысловые показатели разработки: отбор нефти, газа и жидкости, закачка жидкости, пластовые давления и температура.

Имея сейсмологическую основу на примере Старогрозненского землетрясения, мы рассмотрели три (обсуждающиеся ниже) гипотезы причин землетрясения.

Краткие сведения о геологии и сейсмичности Старогрозненского нефтяного месторождения

Старогрозненское нефтяное месторождение находится к северо-западу от г. Грозного в пределах Сунженской антиклинальной зоны и приурочено к Грозненскому хребту, сложенному с поверхности плиоценовыми и частично миоценовыми отложениями. Скважинами пройдены полностью кайнозойские и верхнемеловые отложения. Кайнозойские отложения слагаются преимущественно терригенными породами, верхнемеловые - карбонатными породами [5].

В тектоническом отношении месторождение представляет несимметричную брахиантиклинальную складку, размером $16 \times 1,5$ км с пологим южным крылом ($20-45^\circ$) и крутым северным ($40-80^\circ$). Северное крыло разорвано разрывами (рис. 1), по зоне которых южное крыло надвинуто на северное с образованием надвинутой, поднадвиговой структур и зажатого между ними "клина". Майкопские отложения образуют диапировый гребень, фораминиферовые и верхнемеловые отложения слагают антиклинальную складку, ограниченную с севера и с юга разрывами, сходящимися на глубине в единый структурный шов. Кроме широтных разрывов на северном крыле складки, Старогрозненская антиклиналь пересекается диагональным разрывом, отделяющим собственно Старогрозненское месторождение от Ташкалинского.

На Старогрозненском месторождении 80 лет эксплуатируются залежи нефти, связанные с миоценовыми отложениями, и 12 лет - залежи нефти, связанные с верхнемеловыми отложениями. Промышленно-нефтеносными являются песчаные пласты в караганском и чокракском горизонтах. Их пористость колеблется от 6 до 29%, проницаемость - до 3400 мд, ВНК - от 175 до 2200 м, пластовые давления - до 210 атм; режимы залежей - от гравитационного до водонапорного.

В 1963 г. на месторождении открыта верхнемеловая залежь нефти, связанная с трещиноватыми коллекторами. Залежь сводово-массивно-пластового типа представляет тектонически изолированный резервуар, в котором часть объема занята нефтью и газом, а часть - водой. Возможно, залежь является локальной гидродинамической системой или имеет затрудненную гидродинами-

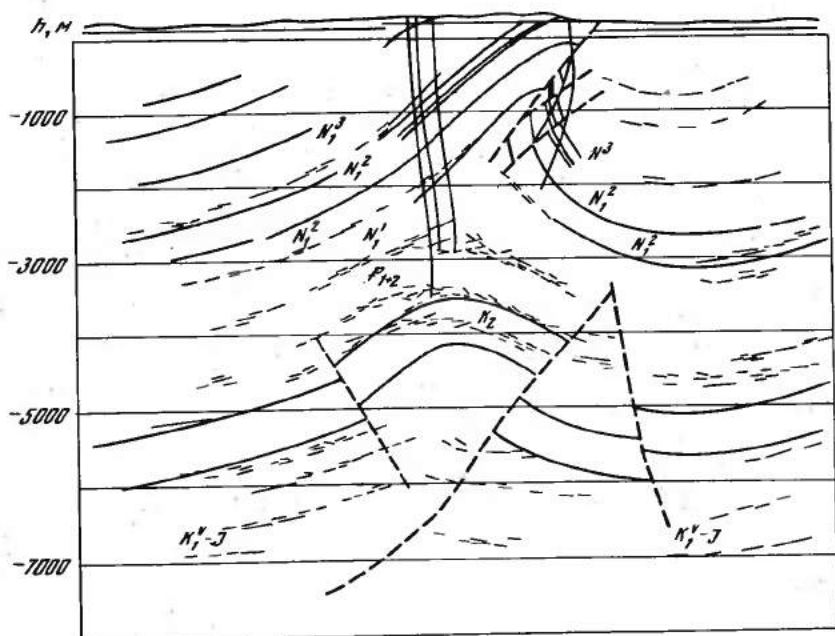


Рис. 1. Поперечный геолого-геофизический разрез Старогрозненской антиклинали

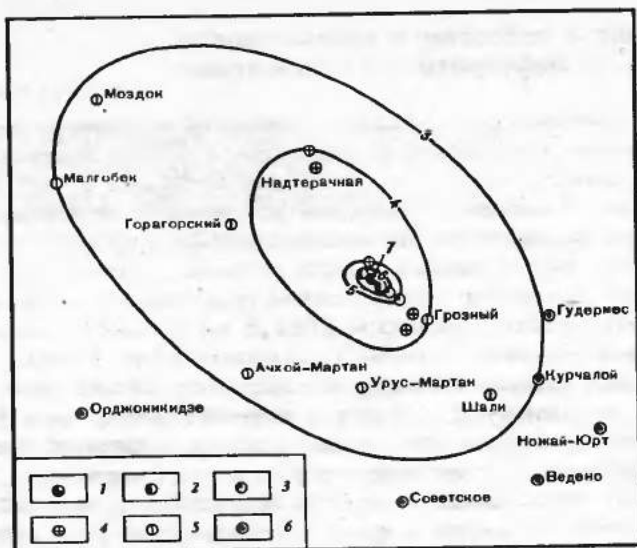


Рис. 2. Карта изосейст Старогрозненского землетрясения 1971 г.

1 - 7 баллов; 2 - 6 баллов; 3 - 5 баллов; 4 - 4 балла; 5 - 3 балла; 6 - 2 балла

ческую связь с другими структурами. Размеры залежи - 2×35 км, высота - 675 м, положение ВНК - 4250 м. Коэффициент трещиноватости 0,37%, пористость менее 4, вторичная пористость 0,68%. Для залежи характерны замкнуто-упругий режим, аномально-высокое пластовое давление, превышающее 700 атм и температура - $138-146^{\circ}\text{C}$. Плотность нефти в пластовых условиях - $0,55 \text{ г/см}^3$.

26 мая 1971 г. произошло землетрясение в районе Старогрозненского нефтяного месторождения. По данным Единой системы сейсмических наблюдений (ЕССН) СССР, координаты эпицентра были $\phi = 43^{\circ}22' \text{N}$, $\lambda = 45^{\circ}32' \text{E}$. Время в очаге 16 ч 46 мин 01 сек; $M = 4,1$; $h = 2,5$ км [6]. Землетрясение проявилось на поверхности земли с интенсивностью до 7 баллов, сопровождалось афтершоками с интенсивностью до 5-3 баллов.

Старогрозненский очаг проявлял себя неоднократно. С ним связаны землетрясения силою 6-7 баллов в 1868, 1902, 1914 гг. [7, 8]. Позже, в период инструментальных наблюдений, землетрясения V группы интенсивности происходили в 1939, 1952, 1960, 1961 гг. [9]. Кроме этих данных, жители поселка "Нефтемаяск" на Старых промыслах свидетельствуют о множестве частых, но относительно слабых подземных толчках.

В результате землетрясения произошли повреждения колонн в ряде скважин, в зданиях и сооружениях разрушены дымовые и вентиляционные кирпичные трубы, крыши. Внутренние капитальные стены и перегородки деформировались и отклонились от вертикали; разрушены дверные, оконные перемычки и арки. Дверные и оконные проемы деформированы и перекошены.

Размеры сотрясенной площади составляют 144×78 км. 7-балльная зона очень мала и не превышает $1,2 \times 3,5$ км (рис. 2).

Обсуждение результатов исследования

Для выяснения причин землетрясения рассматривались три гипотезы:

- 1) землетрясение суть прямой результат откачки нефти;
- 2) землетрясение вызвано геологическими причинами вне связи с разработкой нефтяных месторождений;
- 3) землетрясение является тектоническим, возбужденным влиянием разработки нефтяных месторождений.

Взаимосвязь геологических критериев сейсмичности и возможных причин возбуждения тектонических землетрясений приведена на рис. 3.

Первая гипотеза. Модель - прямая просадка. Просадка верхнемеловых известняков над коллектором дает определенное количество энергии от $1,6 \cdot 10^8$ Дж (при минимальной просадке 25 см) до $3 \cdot 10^{10}$ Дж (при максимальной просадке 5 м).

Суммарный подсчет энергии землетрясений по всем классам показал, что в Грозненском районе выделилось $12,5 \cdot 10^{10}$ Дж, т.е. величина, близкая к расчетной максимальной просадке. Однако ни на поверхности земли, ни в скважинах просадочных явлений не зафиксировано. Как следствие прямой просадки должно наблюдаться "схлопывание", обрушение своеобразной "фермы", и во время землетрясения пластовое давление должно резко увеличиваться. В действительности значительного увеличения пластового давления не наблюдалось. В одной из скважин оно первоначально упало на 6,7% (от 413 до 385 атм.), а потом увеличилось на 3% (от 385 до 398 атм.). В других скважинах давление максимально увеличивалось на 6%. Провальное землетрясение должно иметь постоянную глубину на уровне обрушения и быть приуроченным к верхнемеловой залежи нефти, т.е. не выше 4250 м. Однако землетрясение не было единичным, оно вызвало рой землетрясений, очаги которых мигрировали как в горизонтальном, так и в вертикальном направлении, заполняя интервал от 1,7 до 8,0 км.

Сейсмограммы Старогрозненского и Октябрьского землетрясений резко отличаются от сейсмограмм провальных землетрясений. Они обладают всеми специфическими чертами сейсмограмм, записанных для 1 типа тектонических землетрясений по классификации Д.Н. Рустановича [10]: резкие первые вступления, большие амплитуды колебаний; периоды колебаний 1-2 сек.

Вторая гипотеза. Модель - сдвиг в пределах зоны разрывов на северном крыле Старогрозненской антиклинали.

Старогрозненское нефтяное месторождение характеризуется яркими геологическими критериями сейсмичности и должно рассматриваться как потенциально сейсмичное. Оно отличается следующими особенностями.

1. Оно расположено на крутом изгибе Сунженской антиклинальной зоны. 2. В процессе геологической истории развития этот участок испытывал существенную перестройку структурного плана. 3. В разрезе Старогрозненского месторождения чередуются хрупкие и пластичные породы. 4. Район месторождения отличается концентрацией складчатых и разрывных нарушений, являющихся отражением конкретных глубинных разломов. Разрывы на северном крыле Старогрозненской антиклинали, образующие "клин", следует считать отражением Пшекиш-Тырныаузского разлома. Глубина проникновения разлома под Сунженской антиклинальной зоной ограничивается доюрским фундаментом. Диагональный разрыв, пересекающий Старогрозненскую антиклинальную складку, является выражением Бенойско-Эльдаровского разлома и представляет типичный сдвиг. По нему смещены Старогрозненская и Октябрьская антиклинальные складки, расщеплена Терская антиклинальная зона на Эльдаровскую и Калаусскую кулисы. На профиле ГСЗ Волгоград-Нахичевань разлом выражен как зона контакта в земной коре с глубиной проникновения 20 км. 5. Разрывные нарушения отличаются явными признаками новейших и современных подвижек, в результате чего они являются путями миграции флюидов. На заре эксплуатации Старогрозненского месторождения описывалось уникальное явление: во время кустарной добычи нефть из колодцев в сводовой части антиклинали периодически фонтанировала в виде гейзеров [11, 12]. А.М. Никаноровым на этом месторождении выделены конденсационные пресные воды как продукт конденсации из смеси паров углеводородов и воды, проникшие в верхнемеловые отложения в результате вертикальной миграции флюидов в глубинных разломах [13]. В зонах разрывов Старогрозненского месторождения Г.М. Сухаревым отмечены воды со значительно повышенной минерализацией [14]. 6. Характерной особенностью месторождения являются палеосейсмодислокации, современные и голоценовые сейсмодислокации. Вскрытая в скважинах Старогрозненского и

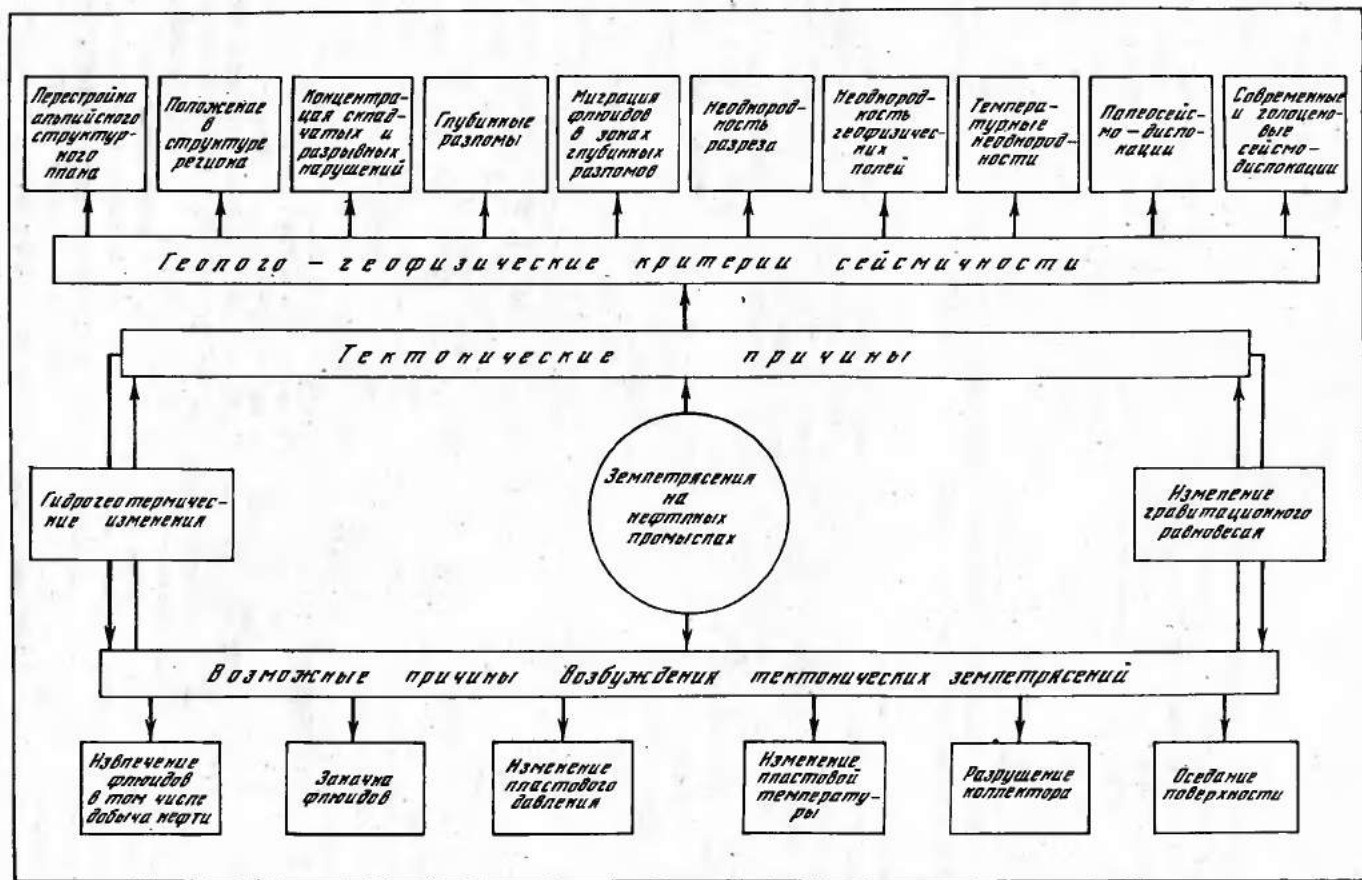


Рис. 3. Схема возможных причин возникновения землетрясений на нефтяных промыслах

Октябрьского месторождений майкопская свита представлена в низах подводно-оползневой фацией, аналогичной таковой в сейсмических районах Дагестанского клина.

Примеры "живой тектоники" были подмечены геологами еще в первые годы эксплуатации Старогрозненского месторождения. Так, в сводовой части антиклинали среди караганских отложений в Мамакаевской балке И.Н. Стрижов [15] описал странный случай дислокации пород, при котором пласт мергеля оказался разорван и части пласта вдвинулись одна в другую на 1 аршин. Подобный случай является, по нашему мнению, естественным телескопированием, аналогичным телескопированию труб во время разрушительных землетрясений Калифорнии.

Тектоническая природа землетрясений доказывается горизонтальной миграцией очагов землетрясений преимущественно по Бенойско-Эльдаровскому разлому. Очаги основного толчка и ранних афтершоков находились в "клине" около пос. Нефтемаяск, в толще карагано-чокракских отложений. Это подтверждается характером и интенсивностью разрушений, направлением трещин и малой глубиной очага.

Территориально очаг расположен в районе скв. 19/62. На этом участке в отличие от соседних "клин" построен наиболее сложно (см. рис. 1). Вместо дихотомически разветвляющегося разрыва здесь три разрыва, по которым северное крыло в пределах карагано-чокракских отложений разбито и ступенчато опускается в Алханчуртскую впадину. Таким образом, именно здесь находится неустойчивая, неуравновешенная зона северного крыла. Положение очага подтверждается выносами песка из скважин, пробуренных в клине, и значительным изменением добычи нефти из ряда скважин по сравнению с другими скважинами промысла.

Очаги афтершоков закономерно мигрировали в горизонтальном и вертикальном направлениях. В мае-июне 1971 г. очаги афтершоков находились возле очага основного землетрясения. Закономерно мигрируя в зоне разлома на юго-восток, рой землетрясений осенью 1972 г. достиг юго-восточной окраины г. Грозного.

27 сентября 1972 г. у подножия г. Сюр-Корт произошло 6-балльное землетрясение, а 23 апреля 1973 г. - землетрясение в пределах Октябрьского нефтяного месторождения.

Очаг основного землетрясения 26 мая 1971 г. приурочен к сводовой части антиклинали и находится в районе пос. Нефтемаяска в чокракских отложениях. Последующие афтершоки вспарывают толщу осадочных пород от нижнего мела до караганских отложений. Очаг 28 марта 1972 г. находился уже в нижнемеловых отложениях разломной зоны. Самое глубокое землетрясение из Грозненского роя произошло 22 июля 1973 г. на глубине 22 км, связанное с разломом, разобщающим "гранитный слой".

Таким образом, горизонтальная и вертикальная миграции очагов роя землетрясений свидетельствуют в пользу тектонического характера землетрясений.

В пользу сдвига в пределах зоны разрывов на северном крыле Старогрозненской антиклинали свидетельствуют результаты повторных гравиметрических исследований, выполненные трестом "Грознефтегеофизика" по нашей просьбе.

Были проведены наблюдения в 1965 и 1972 гг. по профилям, расположенным в субмеридиональном направлении через Старогрозненскую антиклиналь. По результатам измерений можно говорить об увеличении силы тяжести на 0,5 мгл, что можно объяснить уплотнением глинистых пород. Довольно четко просматривается некоторое смещение кривых Δg к северу, что можно истолковывать как сдвиг в зоне разломов в северном направлении.

Прямых возражений против тектонического характера землетрясения нет, но расположение очага на нефтепромысле следует считать как одну из возможных причин возбуждения землетрясения разработку нефтяного месторождения.

Третья гипотеза. Модель - изменение реологических свойств под воздействием разработки нефтяного месторождения.

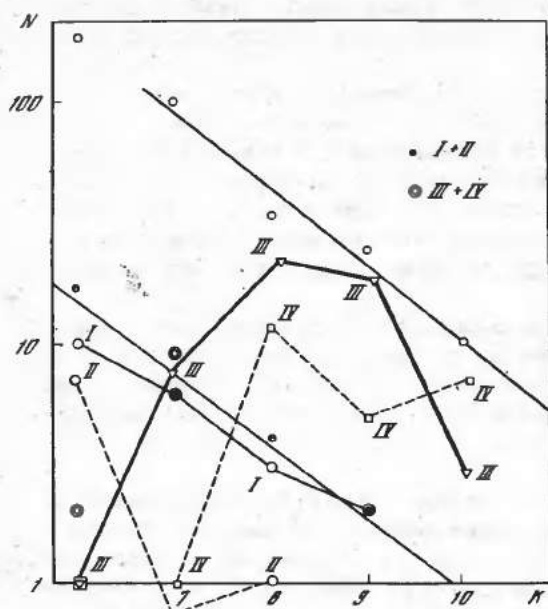


Рис. 4. Графики повторяемости Грозненского роя землетрясения (составил Н.В. Шебалин)

I-I - за период 1955-1962 гг.; II-II - за 1963-1968 гг.; III-III - за 1969-1972 гг.; IV-IV - за 1973 до настоящего времени

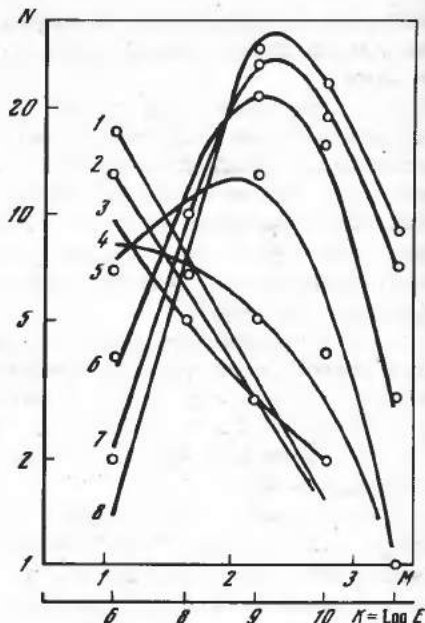


Рис. 5. Эволюция графиков повторяемости землетрясений (составил Н.В. Шебалин)

1 - для землетрясений 1955-1964 гг.; 2 - для 1960-1969 гг.; 3 - для 1961-1970 гг.; 4 - для землетрясений с июня 1961 по июнь 1970 г.; 5 - для 1962-1971 гг.; 6 - для 1963-1972 гг.; 7 - для 1964-1973 гг.; 8 - для 1965-1974 гг.

Для изучения возможной связи Грозненских землетрясений с эксплуатацией нефтяных месторождений вычислены и построены Н.В. Шебалиным графики повторяемости землетрясений, временной ряд землетрясений, временной ход сейсмической активности, нарастание суммарной условной деформации [16].

На основании анализа данных табл. 1 и графиков повторяемости землетрясений, представленных на рис. 4, в характере сейсмичности можно выделить четыре периода:

- I - с 1955 г. до конца 1962 г. - стабильный период;
- II - с 1963 г. до конца 1968 г. - резкий спад сейсмической активности;
- III - с 1969 г. до конца 1972 г. - скачок сейсмической активности;
- IV - с 1973 г. до настоящего времени слабый спад сейсмической активности.

Для I стабильного периода характерны слабые землетрясения, преимущественно с $K=6$. В общем рое землетрясений они составляют почти 50%. Для II периода характерен резкий спад сейсмической активности. Количество зарегистрированных землетрясений уменьшилось почти втрое. По-прежнему большинство землетрясений слабые с $K=6$, землетрясения более высоких энергетических классов почти совершенно отсутствуют. III период коренным образом отличается от первых двух. Здесь почти совершенно исчезают слабые толчки с $K=6$. От общего числа толчков присутствуют 1/10 землетрясений с $K=7$ и 1/100 землетрясений с $K=6$. Резко увеличивается количество более сильных землетрясений с $K=8$ и $K=9$ (80%). Появляются землетрясения с $K=10$. В целом сейсмическая активность возросла здесь в 10 раз.

Очаги землетрясений мигрируют и расположены в трех участках: собственно на Старых промыслах (Нефтемайск) в г. Иванова, на западной окраине г. Грозного. Исчезновение толчков с $K=6$ перед основным землетрясением является фундаментальным фактором и заслуживает очень серьезного обсуждения. Это дает повод комментировать событие в связи с эксплуатацией нефтяного месторождения.

Угол наклона γ графиков повторяемости землетрясений в период как низкой сейсмической активности, так и высокой сохраняет свое значение $\gamma = 0,3$ (см. рис. 4).

Таким образом, причина исчезновения толчков с $K=6$, например, предполагаемая интенсивная откачка нефти, не оказывает видимого влияния на свойства режима сейсмической активности.

IV период — знаменует собой слабый спад сейсмической активности. Здесь по-прежнему лишь единичные землетрясения с $K=6$ и $K=7$; резко уменьшились землетрясения с $K=8$ и $K=9$, но возросло количество землетрясений с $K=10$.

Эволюция графиков повторяемости (рис. 5) показывает ту же закономерность — после 1968 г. исчезли слабые землетрясения с $K=6$ и $K=7$.

Рассмотрим временной ход сейсмической активности. Активность подсчитывалась для площади 160 км^2 (Полоса Старогрозненского месторождения, Андреевской долины, Октябрьского месторождения, шириной 4 км, общей длиной 40 км) (табл. 2) по формуле

$$N^* = N \cdot 1000 / T \cdot S,$$

где $T = 2$ г. Интервал перемещался с перекрытием (шаг — 1 год); $S = 160 \text{ км}^2$.

$N^* = 3N$. При наличии толчков разных классов

$$N^* = 3/n \left(\frac{N_6}{16} + \frac{N_7}{8} + \frac{N_8}{4} + \frac{N_9}{2} + N_{10} + 2N_{11} \right),$$

где n — число использованных классов.

Аппроксимированный временной ход сейсмической активности показывает, что в ее развитии существуют 3 периода.

I период (1955–1963 гг.) — характеризуется нормальным фоновым развитием сейсмической активности с $A_{10} = 0,8-0,9$.

II период (1963–1968 гг.) характеризуется сначала плавным до 1965 г., а потом резким спадом сейсмической активности с $A_{10} = 0,3$.

III период (1968–1974 гг.) — резкое нарастание сейсмической активности с $A_{10} = 8,0-10,0$. Внутри этого периода можно выделить два подпериода: 1968–1970 г. — слабый рост, приближающийся к сейсмическому фону, и 1970–1974 гг., когда сейсмичность резко возрастает.

График Бенъофа дает нарастание суммарной условной деформации, которую, по В.И. Кейлис-Бороку, берем пропорциональной $E^{2/3}$ (рис. 6). На графике по горизонтальной оси отложено время, по вертикальной — величины, характеризующие деформацию пород очаговой области. Величина ступенек соответствует интенсивности землетрясений.

График Бенъофа Старогрозненского землетрясения в принципе подтверждает закономерности, полученные в результате других сейсмологических построений. На графике выделяются три периода выделения энергии. Первый — 1955–1963 гг. — слабое, но нарастающее выделение энергии. Второй — 1963–1969 гг. — выравнивание процесса и почти стабильный уровень выделения энергии. Третий — с 1970 г. до настоящего времени — резкий рост выделения энергии.

Таким образом, графики повторяемости, временной ход землетрясений, временной ход сейсмической активности и график нарастания суммарной условной деформации однозначно позволяют выделить периоды, характеризующиеся определенной сейсмичностью.

Причину закономерных изменений сейсмичности мы попытались связать с возможным влиянием инженерной деятельности.

Таблица 1

Распределение землетрясений на Старогрозненском нефтяном месторождении по энергетическим классам за период 1955-1974 гг.

Период	Энергетический класс K				
	6	7	8	9	10
I					
1955 г. - июнь 1962 г.	10	6	3	2	-
II					
июнь 1962 г. - 1968 г.	7	-	1	-	-
III					
1969 г. - 1972 г.	1	8	22	19	3
IV					
1973 г. - 1974 г.	1	1	12	5	7
I + II	17	6	4	2	-
III + IV периоды	2	9	34	24	10

Таблица 2

К расчету сейсмической активности

Годы	Классы K					A ₁₀
	6	7	8	9	10	
1955-1956			1			0,75
1956-1957		1		1		0,94
1957-1958		1		1		0,94
1958-1959	2	2	1	1		0,84
1959-1960	6	2	2	1		1,22
1960-1961	8	2	1			1,00
1961-1962	4	3				0,93
1962-1963	-	1	1			0,561
1963-1964	5		1			0,849
1964-1965	5					0,933
1965-1966	2					0,375
1966-1967	2					0,375
1967-1968		1				0,38
1968-1969		1	2	1		1,12
1969-1970	1	1	2	2		1,19
1970-1971		5	10	5	1	4,59
1971-1972		5	19	14	2	10,8
1972-1973		1	17	11	6	11,7
1973-1974	1	1	13	7	8	8,91

К числу возможных причин возбуждения тектонического землетрясения можно отнести следующие, вызванные разработкой нефтяных месторождений: извлечение и закачка флюида (жидкости), разрушение коллектора, изменение пластового давления и пластовой температуры, прямая просадка (оседание поверхности). Рассмотрим каждую из них.

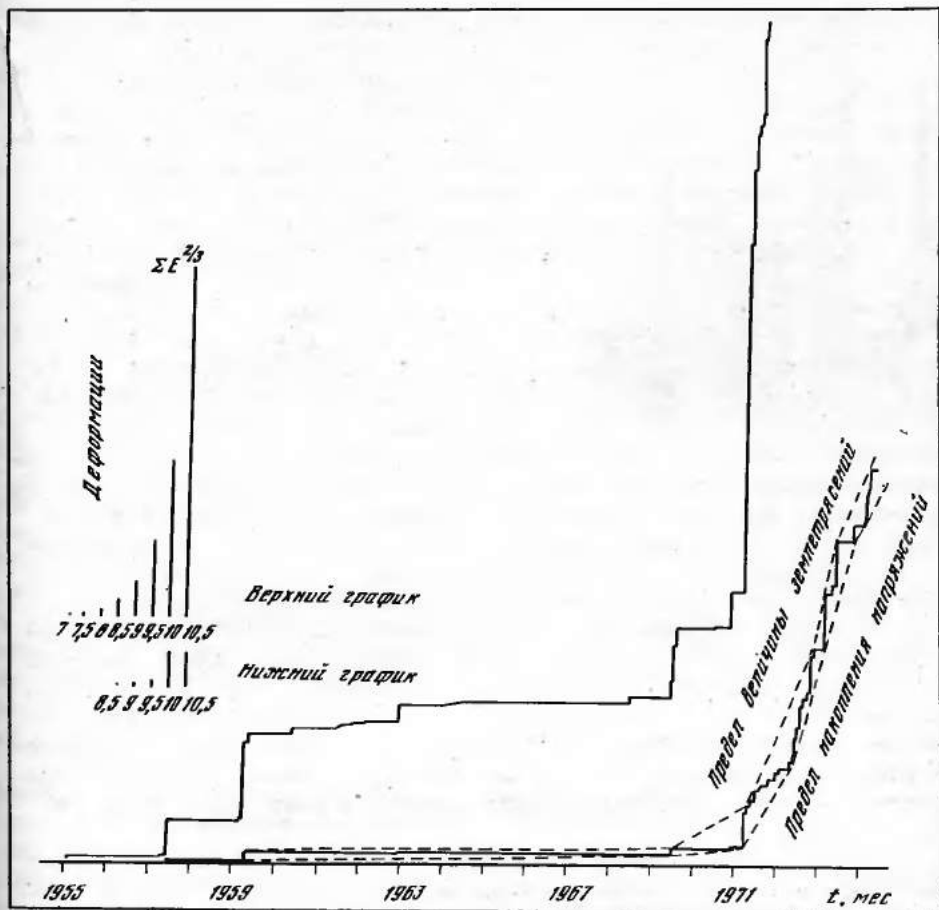


Рис. 6. График Бенъофа (составил Н.В. Шебалин)

Извлечение флюида. Сопоставление временного хода сейсмической активности с извлечением флюидов показывает некоторое совпадение этих процессов.

В I период — фоновой сейсмичности — еще не началась эксплуатация нефти из верхнемеловых отложений. В это время эксплуатировались залежи нефти в карагано-чокракских отложениях. II период — спада сейсмической активности — соответствует первым пяти годам эксплуатации верхнемеловой залежи. Отбор флюида снизил сейсмическую активность. Можно привести много примеров, когда отбор флюида снижает сейсмичность. Проект первого советско-американского эксперимента по борьбе с землетрясением в Калифорнии предполагает в сейсмоактивной зоне разлома Сан-Андреас пробурить 3 скв., две из которых на концах активной зоны будут выкачивать подземные воды, с тем, чтобы увеличить сцепление между частями пород, затруднить скольжение по разлому и в итоге снизить сейсмические напряжения. III период — рост сейсмической активности — совпадает с ростом суммарного отбора нефти. Сопоставление временного хода сейсмической активности с извлечением флюида показывает, что добыча нефти сначала снизила сейсмическую активность, а потом, по мере отбора, сейсмическая активность возросла.

Закачка жидкости. На Старогрозненском месторождении используются вторичные методы эксплуатации с поддержанием пластового давления путем нагнетания воды. Закачку воды на месторождении начали в июле 1970 г., спустя 7 лет после начала эксплуатации верхнемеловой залежи нефти. Всего перед землетрясением было закачено 320 000 м³ воды.

Из сопоставления сейсмической активности и закачки жидкости достаточно хорошо видно, что период резкого возрастания сейсмической активности совпадает с закачкой жидкости. Объем жидкости, закаченной в пласт, до некоторой степени коррелируется с числом землетрясений, всего Грозненского роя и числом землетрясений с очагами непосредственно на Старогрозненском месторождении (рис. 7). В практике известны случаи возбужденной сейсмичности за счет закачки жидкости. Например, закачка сточных вод в скважину Роки Маунтин в районе г. Денвера (штат Колорадо, США) в 1962–1966 гг., как известно, вызвала рой землетрясений (более 1500 толчков, с $M = 1,5-3,4$, $h = 4,5-5,5$ км). Глубина скважины была 3671 м с забоем в трещиноватых докембрийских гнейсах, куда сбрасывались сточные воды. Землетрясения начались после нагнетания в пласт 4 млн. галлонов воды, что соответствует 15200 м^3 . После прекращения нагнетания воды сейсмичность не прекращалась и через год произошли сильные землетрясения с $M = 5,0-5,4$, сопровождавшиеся афтершоками. Несмотря на то, казалось бы явную причину вызванного землетрясения, Хили [16], проанализировавший сейсмическую обстановку, считает связь землетрясений с закачкой ничтожно малой. Другой аналогичный случай произошел на нефтяном месторождении Ренгли, также в штате Колорадо. При нагнетании воды в трещиноватые песчаники для повышения их производительности произошла серия землетрясений. Д. Эванс, изучавший этот случай, пришел к выводу, что связь сейсмичности с нагнетанием воды не доказана. Однако роль воды в сейсмических процессах значительна. Наиболее примитивное представление связано с нагрузкой водных масс. Если землетрясения в районе г. Денвера были вызваны закачкой 15000 м^3 воды, то закачка 320000 м^3 на Старогрозненском месторождении тем более могла вызвать подобный эффект. Во всех известных случаях провокационным было начало закачки флюида. Это нельзя объяснить одним гравитационным эффектом. Видимо, здесь играют роль и другие факторы и причины.

- 1) уменьшение силы трения в зонах сейсмоактивных разломов под влиянием высокого давления порово-трещинных вод. Этим уменьшается сопротивление сдвигу, который является главной деформацией;
- 2) действие возрастающего давления порово-трещинных вод, приводящих к гидроразрыву, сопровождающемуся развитием трещиноватости;
- 3) снижение прочности пород под влиянием адсорбционных сил или так называемого эффекта Ребиндера, вследствие чего увеличивается их трещиноватость. Как известно, адсорбционный эффект Ребиндера используется в технике для снижения твердости горных пород;
- 4) влияние химического состава вод, главным образом агрессивных сточных вод, пагубно влияющих на прочность пород;
- 5) эффект охлаждения коллектора.

Разрушение коллектора. Верхнемеловые известняки обладают трещинно-поровыми коллекторами. В залежах с трещинно-поровыми коллекторами нефть насыщает вторичные пустоты: трещины, каверны, стилолиты и поровые пространства породы. В трещинно-поровом коллекторе основные запасы нефти или газа содержатся в порах, а фильтрация осуществляется по развитой системе микротрещин [17].

На Старогрозненском месторождении коэффициент трещиноватости – 0,37%. В продуктивных трещиноватых пластах горное давление, определяющее общее напряженное состояние среды, уравнивается напряжениями в скелете породы и давлением жидкости в трещинах. Если принять горное давление постоянным, то снижение пластового давления за счет отбора жидкости из пласта приводит к увеличению нагрузки на скелет среды и увеличению объемов зерен. В этом случае можно ожидать частичное разрушение коллектора, о чем могут свидетельствовать обломки карбонатных пород.

Примеры выноса карбонатной дресвы скважинами известны. Например, из одной скважины, давшей открытый фонтан в процессе бурения, вместе с нефтью выносилось огромное количество обломков породы. Этот и подобные случаи од-

Рис. 7. Корреляция количества землетрясений N (а) с объемом жидкости H , закаченной в пласт (б)

возначного истолкования не получили, так как перетертая порода часто выносятся скважинами из зон разрывов.

Изменение пластового давления. Процесс разработки верхнемеловой залежи сопровождался резким падением пластового давления. Так, в первой скважине, введенной в эксплуатацию, пластовое давление упало с 690 атм – в 1964 г. до 445,3 атм – в 1971 г. перед землетрясением. За 7 лет разработки давление упало на 244,7 атм. В среднем пластовое давление падало на 30–40 атм в год, однако в 1969 г. оно снизилось на 115 атм.

Темп падения пластового давления на Старогрозненском месторождении был значительно быстрее, чем на соседних месторождениях, где за 15 лет эксплуатации пластовое давление упало на 148,0 атм.

Годовое снижение пластового давления колебалось от 4,5 до 24,8 атм, т.е. в 2–6 раз медленнее, нежели на Старогрозненском месторождении. Резкое падение пластового давления, видимо, может вызвать изменение реологических свойств, но оно очень мало изучено в качестве спускового механизма землетрясения.

Изменение пластовой температуры. Замеры пластовой температуры ведутся, к сожалению, нерегулярно. По имеющимся данным падение температуры в связи с разработкой значительно меньше, чем падение пластового давления.

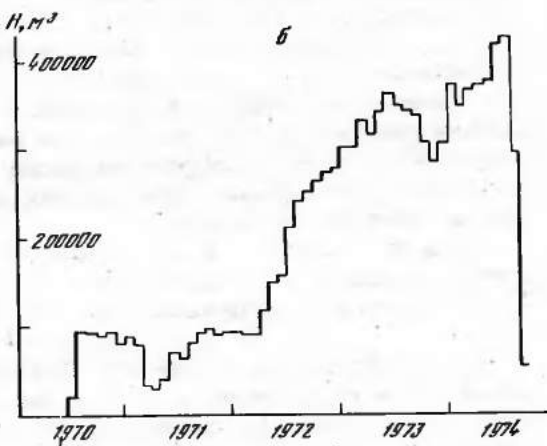
За 5–7 лет эксплуатации верхнемеловых залежей пластовая температура на Старогрозненском месторождении упала на 5–10°C.

Так, в одной из скважин на глубине 3700 м температура в 1969 г. составляла 146°C, во время землетрясения и его афтершоков в 1971 г. температура увеличилась до 150°C, а после затухания сейсмической активности в 1973 г. постепенно упала до 141°C. Роль изменения пластовой температуры в сейсмических процессах очень слабо изучена.

Оседание поверхности. В некоторых случаях происходит оседание поверхности над нефтяными и газовыми месторождениями. Известны гигантские оседания. Так, на нефтяном месторождении Виллингтон в районе Лонг-Бич (Калифорния) за период эксплуатации с 1937 по 1960 г. произошла просадка поверхности почти на 10 м.

В Венесуэле просадка пород на нефтяном месторождении по соседству с оз. Маракайбо так велика, что созданы плотины для защиты прибрежной зоны от наводнений [18].

Повторение нивелировки на Северо-Ставропольском газовом месторождении, проведенное в 1961–1962 гг., показало максимальное оседание свода место-



рождения на 130–150 мм, в результате сжимаемости продуктивного пласта и снижения пластового давления [19].

Сейсмический эффект оседания над нефтяными залежами пока не получил однозначного истолкования. Известны случаи, когда процесс нефтегазоизвлечения не повлиял на скорость прогибания поверхности месторождения [20].

На Старогрозненском месторождении периодические повторные нивелировки с целью изучения оседания поверхности только начались.

Выводы

В результате проведенных исследований доказан генезис Старогрозненского землетрясения как тектонического, возбужденного разработкой нефтяных месторождений. Тем не менее по вопросу конкретных возбудителей землетрясения нет единого мнения. Пока из значительного количества факторов наметилось два реальных: отбор нефти и закачка воды [21]. Эти выводы можно считать предварительными и для окончательного решения должны быть проанализированы все без исключения нефтяные месторождения Чечено-Ингушетии и Дагестана.

Сейсмология на нефтяных промыслах тесно переплетается с нефтепромысловой геологией и разработкой. Очаговая зона здесь может быть достигнута и изучена скважинами. Изучение истории разработки, определение критических напряжений и сдвигов, гидродинамические и геохимические исследования могут дать уникальный материал для познания механизмов возбужденных землетрясений на нефтяных промыслах.

Дальнейшее изучение возбужденной сейсмичности на нефтяных промыслах должно проводиться в направлении:

- 1) контроля за возбужденными землетрясениями и выработки путей прогноза;
- 2) разработки мер по сейсмобезопасности нефтяных промыслов на базе комплексных исследований в области сейсмологии, глубинного строения, современных тектонических движений, бурения и разработки нефтяных месторождений;
- 3) изучения землетрясений как важного фактора миграции флюидов и формирования залежей нефти.

Автор считает приятным долгом выразить благодарность заведующему лабораторией сильных землетрясений Института физики Земли АН СССР проф. Н.В. Шебалину за большую помощь при проведении настоящей работы и критические замечания при написании статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н.И. Николаев. Усиление региональной и локальной сейсмичности, связанной с заполнением крупных водохранилищ. – В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. вып. 5. М., Изд-во МГУ, 1973.
2. Н.М. Шерстюков. Почему было землетрясение? Об одной из возможных причин землетрясения в г. Грозном 12.11.1963 г. – "За нефтяные кадры", Грозный, 1963, № 10.
3. Г.М. Сухарев. Откачка нефти вызвала землетрясение. – "Природа", 1972, № 4.
4. М.Н. Смирнова. Вызывает ли добыча нефти землетрясения? – "Нефтяное хозяйство", 1973, № 11.
5. Б.А. Алферов. Грозненский нефтеносный район. М., Гостоптехиздат, 1954.
6. Н.В. Шебалин. Очаги сильных землетрясений на территории СССР, М., "Наука", 1974.
7. Л.А. Варданыц. Сейсмотектоника Кавказа. – "Труды Сейсмол. ин-та АН СССР", 1935, № 64.
8. Атлас землетрясений в СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962.
9. А.Д. Цхакая, В.Г. Папалашвили. Сейсмические условия Кавказа. Тбилиси, "Мецниереба", 1973.
10. Д.Н. Рустанович. Колебания поверхности земли в эпицентральных зонах сильных землетрясений. М., "Наука", 1974.

11. М.Н. Смирнова, Д.Н. Рустанович, Н.А. Навицкая. Старогрозненское землетрясение. (Сейсмол. бюл. Кавказа. янв.-июнь, 1973 г.). Тбилиси, "Мецниереба", 1974.
12. Л.И. Баскаков. О вторичном происхождении залежей нефти. Грозный, 1908.
13. А.М. Никаноров. Исследования в области гидрогеологии нефтяных месторождений. - Автореф. на соиск. учен. степени д-ра геол.-наук. Баку, 1971.
14. Г.М. Сухарев. Подземные воды нефтяных и газовых месторождений Кавказа. М., Гостоптехиздат, 1963.
15. Л.Н. Стрижов. Случай дислокации пород. - В кн.: Сборник трудов Терского отделения Императорского русского технического общества за 1908 г. Грозный, 1908.
16. J.H. Healy, R.M. Hamilton, C.B. Raleigh. Earthquakes induced by fluid injection and explosion. - "Tectonophysics", 1970, 9, N 2/3.
17. В.Н. Майдебор. Схема строения трещинной среды. - "Труды СевКавНИИ", вып. 3. М., "Недра", 1967.
18. О.В. Куренков. Об оседании земной поверхности в связи с разработкой нефтяных и газовых месторождений. - "Нефтепромысловое дело", 1970, № 8.
19. Ю.В. Терновой, К.А. Белов. Оседание поверхности земли на Северо-Ставропольском-Пелагиадинском газовом месторождении. - "Газовое дело", 1969, № 9.
20. О.Д. Гусейн-Заде, В.Р. Ященко. К исследованию результатов повторных геологических нивелировок на территории Бибиэбатского нефтяного месторождения. - ДАН АзССР, 1974, 30, № 8.
21. M.N. Smirnova, N.V. Shebalin, N.A. Navitskaja, V.J. Miatsckin. Earthquake swarm caused by exploitation of an oil field. - I. U.G.G. XVI Gen. Assembly Grenoble, 1975.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ, ИНИЦИИРОВАННЫЕ ПОДЗЕМНЫМИ ЯДЕРНЫМИ ВЗРЫВАМИ¹

При проведении в Неваде (США) серии мощных подземных камуфлетных ядерных взрывах (ПЯВ), таких, как Бэнэм, Боксер, Фаултлесс и др. [1-3, 4-24], в сейсмоактивных районах, примыкающих к их эпицентрам, отмечено возникновение инициированных взрывами мелкофокусных тектонических землетрясений и многочисленных их афтершоков. Моменты возникновения первых землетрясений обычно приурочены к временам прохождения интенсивных сейсмических волн от взрывов через сейсмогенные тектонические разломы. Сейсмические волны от взрывов, вызывая дополнительные напряжения, играют роль как бы спускового - триггерного механизма для разрядки в виде землетрясений, накопившихся тектонических напряжений в очаговых сейсмоактивных зонах. Район испытательного полигона в Неваде относится к сейсмически активному району, в котором наблюдались ранее и наблюдаются сейчас мелкофокусные тектонические землетрясения с магнитудой m_R порядка 5,5-6,0. Глубины очагов этих землетрясений, приуроченные к фокальным зонам в земной коре, изменяются от 8 до 13 км. Эти мелкофокусные тектонические землетрясения и их афтершоки связаны с подвижками по известным сейсмогенным разломам [20].

Для изучения инициированных взрывами землетрясений в районе, примыкающем к полигону, были организованы специальные сети (до 27) сейсмических станций [12, 20, 23 и др.]. По наблюдениям этих сетей, а также сети станций Береговой и геодезической службы США было установлено, что мощные взрывы с тротиловым эквивалентом от нескольких десятков килотонн до одной мегатонны инициировали целые рои в сотни и тысячи землетрясений. В ряде случаев землетрясения были приурочены к известным сейсмогенным разломам, в других случаях - к ранее неизвестным разломам, по-видимому, закрытым молодыми осадками. Магнитуды m_R наиболее интенсивных из них, как правило, были на 1,0-2,0 единицы меньше, чем m_R взрыва. Очаги этих роев землетрясений находились приблизительно на тех же глубинах, что и основные, ранее наблюдавшиеся в этом районе землетрясения и их афтершоки. Положение роев землетрясений мигрировало во времени, либо от одного сброса к другому, либо вдоль одного и того же сброса [5, 11 и др.]. Промежуток времени, в течение которого они наблюдались, изменялся от нескольких дней до нескольких месяцев [4, 5, 11, 16 и др.].

В последнее время подземные ядерные взрывы находят все более широкое применение в мирных целях. Согласно данным, приведенным в [1, 19], подземные ядерные взрывы уже применялись в СССР для образования озер в пустынных районах, гашения газовых пожаров, интенсификации притока нефти и газа в эксплуатационных скважинах, образования подземных полостей для хранения газа и различного рода жидкостей, дробления руд в местах их залегания и в других целях.

В США обсуждаются проекты образования подземными ядерными взрывами глубоководной гавани на Аляске, постройки нового Панамского канала, канала

¹ Изложение доклада, прочитанного на совещании Рабочей группы МСССС по изучению влияния деятельности человека на сейсмический режим (февраль, 1974 г.).

через Малаккский перешеек и др. Проведены опыты по интенсификации притока газа в глубоких скважинах (опыты Газбаги и Руписон [19, 21]), образования подземной полости в соли (опыт Селмон [21]) и др. До настоящего времени использовались мощности взрывов порядка 100 кт. Однако в разрабатываемых проектах планируются мощности в несколько мегатонн.

Таким образом, проведение подземных ядерных взрывов вышло за пределы специально выбранных испытательных полигонов, удаленных на значительные расстояния от городов, населенных пунктов, промышленных и гражданских сооружений. Более того, потребность в проведении подземных ядерных взрывов возникает также в сейсмоактивных районах, где в настоящее время происходят землетрясения, и в районах, где существуют зоны тектонических напряжений, не проявляющиеся в настоящее время. На существование подобных районов с потенциально возможной сейсмичностью, в частности, указывается в работах [5, 20 и др.]. К таким районам следует также отнести территории, примыкающие к крупным водохранилищам, вблизи которых после их заполнения возникают землетрясения. При проведении подземных ядерных взрывов в сейсмоактивных или потенциально сейсмоактивных районах взрывы могут инициировать тектонические и обвальные, а возможно, и вулканические землетрясения, в том числе обвалы и оползни больших масс пород с горных склонов (см., например, [25]). Поэтому вопрос оценки возможности инициирования тектонических землетрясений при проведении подземных ядерных взрывов, особенно в сейсмоактивных районах, приобретает важное практическое значение.

В настоящей работе основное внимание уделено рассмотрению вопроса инициирования тектонических землетрясений подземными ядерными взрывами в сейсмоактивных районах.

Тектонические землетрясения, инициированные взрывами

Первоначально тектонические землетрясения и их афтершоки, инициированные взрывами, были отмечены в Неваде после проведения относительно небольших ПЯВ мощностью порядка 60 кт. В течение первых двух-трех дней после таких взрывов число инициированных землетрясений достигло нескольких десятков [6, 13, 17, 23]. При более мощных взрывах число землетрясений возросло в десятки и сотни раз. Наиболее полно инициированная сейсмическая активность была изучена при проведении больших взрывов мощностью порядка мегатонны, таких, как Бенэм, Боксер, Хэндлей, Фаултлесс, Грили и др. [4-7, 10-18, 20-23 и др.]. При проведении этих взрывов сейсмичность на полигоне в Неваде изучалась как специальной сетью станций, так и сетью станций Береговой и геодезической службы США. Специальная сеть станций регистрировала и локализовала более слабые сейсмические толчки с магнитудой $m_B > 1,3$. На сети станций Береговой и геодезической службы, удаленных на большие расстояния от эпицентров взрывов, могли быть зарегистрированы все сейсмические явления из района полигона с магнитудой $m_B \geq 2$. Однако локализация землетрясений, т.е. определение координат эпицентров и глубины очагов, могла быть произведена по данным станций этой службы только для сейсмических явлений с $m_B > 3$. На указанных станциях производилась непрерывная круглогодичная регистрация.

Наиболее полно явление наведенной взрывами сейсмичности изучено для взрыва Бенэм (19 декабря 1968 г., мощность 1,1 мвт, глубина взрыва 1380 м; среда, в которой произведен взрыв, - туф; полигон - Невада, США [21]). За 12 дней до проведения взрыва Бенэм зарегистрировано только 3 слабых землетрясения с $m_B > 1,3$. В течение первого дня после взрыва было отмечено более 1000 сейсмических толчков с $m_B > 1,3$. Затем наблюдалось постепенное уменьшение числа толчков. Например, через 15 дней после взрыва было зарегистрировано 15 толчков в сутки, затем число толчков вновь возросло до 140 в сутки, и только спустя приблизительно три месяца после

Таблица 1

Значения магнитуд и координаты эпицентров подземного ядерного взрыва Бэнэм, коллапсы и инициированные взрывом землетрясения и их афтершоки [21]

Время взрыва			Координаты взрыва		m _B	Тип явления
ч - мин - сек			широта, С	долгота, Э		
1	2	3	4	5	6	7
19 декабря 1968 г.						
16	30	00,0	37,139	116,284	6,3	Взрыв
16	30	03,0			5,5	Землетрясение
17	30	20,8	37,203	116,468	4,3	То же
19	18	19,60	37,207	116,379	4,1	"
19	32	31,20	37,252	116,404	3,9	"
19	54	01,20	37,211	116,473	4,3	"
22	23	26,33	37,191	116,490	5,0	Коллапс
20 декабря 1968 г.						
01	15	02,70	37,252	116,515	3,8	Землетрясение
09	57	20,10	37,258	116,496	3,7	То же
10	03	37,80	37,249	116,417	3,9	"
16	19	19,80	37,227	116,485	3,9	"
17	14	45,10	37,260	116,544	3,8	"
17	27	58,90	37,306	116,423	3,7	"
17	33	07,50	37,263	116,486	3,8	"
18	16	53,70	37,277	116,489	3,7	"
20	08	20,40	37,244	116,531	4,2	Коллапс
23	59	17,10	37,209	116,465	3,9	Землетрясение
21 декабря 1968 г.						
00	14	25,20	37,325	116,506	4,9	Коллапс
03	38	42,20	37,306	116,502	3,6	Землетрясение
15	04	59,50	37,289	116,469	4,0	То же
15	45	18,80	37,225	116,515	3,9	"
17	43	14,30	37,275	116,313	3,4	"
19	07	34,10	37,260	116,215	4,1	"
22 декабря 1968 г.						
03	51	54,70	37,240	116,494	3,1	"
09	59	54,70	37,378	116,283	4,2	"
18	10	53,10	37,246	116,507	4,2	Коллапс
22	07	24,10	37,183	116,506	4,0	Землетрясение
22	45	-			4,4	Коллапс
23	28	29,10	37,267	116,443		Землетрясение
23 декабря 1968 г.						
05	44	02,90	37,246	116,489	3,9	То же
05	56	03,70	37,263	116,502	3,8	"
09	25	30,10	37,292	116,501	3,9	"

Таблица 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
26 декабря 1968 г.						
03 - 15 - 46,10			37,287	116,531	3,9	Землетрясение То же
21 - 07 - 50,10			37,225	116,611		
27 декабря 1968 г.						
03 - 22 - 38,60			37,301	116,435	4,1	"
6 января 1969 г.						
06 - 34 - 14,50			37,268	116,475	4,6	"
8 января 1969 г.						
11 - 46 - 51,90			37,254	116,468	3,9	"
20 - 44 - 57,40			37,184	116,508	4,0	"
21 - 06 - 22,40			37,235	116,585	3,9	"
9 января 1969 г.						
00 - 13 - 18,00			37,199	116,492	4,1	"
03 - 16 - 00,40			37,216	116,446	4,1	"
06 - 22 - 36,00			37,272	116,426	3,9	"
10 - 13 - 57,60			37,206	116,443	4,2	"
10 января 1969 г.						
09 - 41 - 21,50			37,184	116,538	4,4	"
17 - 01 - 44,50			37,183	116,513	4,4	"
17 - 14 - 17,20			37,187	116,532	4,3	"
29 января 1969 г.						
13 - 32 - 45,0			37,320	116,539	3,9	"

взрыва число толчков уменьшилось до уровня, наблюдавшегося до проведения взрыва.

В табл. 1 приведены наиболее интенсивные землетрясения и коллапсы (частичное обрушение породы со свода полости после взрыва), вызванные взрывом Бэнэм за период времени в один месяц. Как видно из этой таблицы, наибольшую магнитуду имеет землетрясение, непосредственно следующее за взрывом. Его магнитуда только на 0,5 единицы меньше магнитуды взрыва. Вслед за этим землетрясением наблюдается серия его многочисленных афтершоков, магнитуды которых на 1,5-2,0 единицы меньше магнитуды взрыва.

На рис. 1, заимствованном из [11], показана зона сейсмической активности, инициированная взрывом Бэнэм, произведенном в сейсмоактивном районе на испытательном полигоне в Неваде. Эта зона была построена по данным 640 наиболее четко зарегистрированных землетрясений.

Интенсивное возрастание сейсмической активности было отмечено и при других взрывах (Бокскер, Хендлей, Джорум и др.). Около 95% всех инициированных землетрясений и их афтершоков имели глубину очага порядка 5-6 км и располагались на расстояниях, не превосходящих 40 км от эпицентров взрывов. Сопоставление времени возникновения, координат эпицентров и направлений первых движений в продольных волнах инициированных землетрясений выявило их приуроченность к существовавшим и известным ранее разломам. При этом подвижки происходили вдоль разломов. Пример наведенной при взрыве

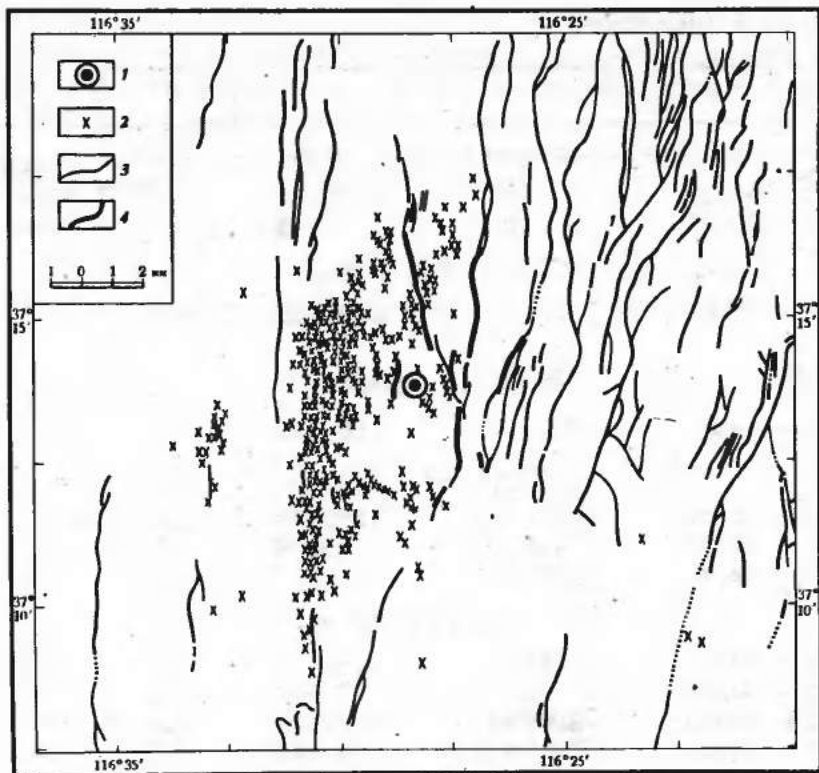


Рис. 1. Карта эпицентров мелкофокусных тектонических землетрясений
 1 - эпицентр взрыва; 2 - эпицентры инициированных землетрясений; 3 - тектонические разломы; 4 - разломы, вызванные взрывом

Боксер сейсмичности, приуроченной к тектоническим разломам, приведен в работе [20]. Для всех взрывов миграция очагов вдоль разломов происходила в направлении от эпицентров взрывов.

Анализ сейсмических записей взрыва Боксер (26 апреля 1968 г. $m_B = 6,4$) показал существование двух типов записей. Первый тип содержал отчетливые P - и S -волны с частотами 10 гц и выше. Первое вступление в волне P происходит в фазе разрежения. Эти записи похожи на записи от естественных землетрясений в Неваде. Второй тип не наблюдался при естественных землетрясениях. Для записи этих землетрясений характерна плохая идентификация S -волны, более низкая частота (3-4 гц) колебаний и наличие длинного цуга поверхностных волн. Этот тип землетрясений наблюдался в течение двух месяцев после взрыва. Фокальная зона афтершоков после взрыва Боксер, как и в случае естественных землетрясений, со временем расширилась.

Исследование записей продольных и поверхностных волн большого числа ПЯВ подтвердило гипотезу о том, что если в среде имеются тектонические напряжения, то в результате взрыва происходит выделение части энергии тектонических напряжений в виде инициированных землетрясений. Количество выделившейся энергии зависит от типа пород и уровня накопившихся напряжений в среде. Так, например, при взрыве в твердой породе выделяется больше энергии тектонических деформаций, чем в мягкой. Таким образом, взрыв в сейсмогенном районе является как бы "спусковым механизмом-триггером" для возникновения тектонических землетрясений. К.Аки предложил номограмму для района Невады, с помощью которой можно определить максимальную магнитуду возможного тектонического землетрясения на заданном расстоянии от взрыва, если известны напряжения, создаваемые в среде при прохождении сейсмической волны взрыва. По расчетам К.Аки, для возникновения землетрясения с

магнитудой $m_B \geq 4,5$ в среде должны появиться напряжения порядка $10-100 \text{ кг/см}^2$. Эти цифры, конечно, не универсальные. Например, согласно расчетным данным, сделанным по афтершокам землетрясений на Камчатке, напряжения, под воздействием которых возникали афтершоки с $m_B > 6$ в "залеченных" разрывах, с очагами в пределах земной коры могли составлять $12-15 \text{ кг/см}^2$. Афтершоки с меньшими значениями магнитуд могли возникать и при меньших значениях напряжений [2].

Проблема возникновения тектонических землетрясений под воздействием ПЯВ является весьма сложной и в настоящее время даже для хорошо изученного района Невады не имеет полного решения. Поэтому при выборе нового полигона для проведения ПЯВ мощностью порядка мегатонны в асейсмическом районе на о-ве Амчитка (Алеутские о-ва) американские сейсмологи Ф.Пресс и др. [8] рекомендовали провести вначале маломощные ПЯВ с тем, чтобы оценить, какие последствия они вызовут в сейсмоактивных районах Тихоокеанского сейсмического пояса, примыкающих к о-ву Амчитка. Эта рекомендация была принята. На о-ве Амчитка первоначально был произведен взрыв малой мощности (80 кт), затем — взрыв мощности 1,2 мвт и только после этого — взрыв мощностью 5 мвт. В результате этих взрывов, по данным [19], было отмечено только слабое возрастание сейсмической активности в примыкающих сейсмоактивных районах.

Таким образом, при проектировании мощных взрывов в новых районах необходимо оценить вероятность возникновения в этих районах сильных инициированных землетрясений. Такие оценки могут быть проведены по двум основным параметрам, характеризующим сейсмологические условия в изучаемом районе: 1) наличие сейсмически активных районов вблизи эпицентра взрыва и 2) подверженности данного района воздействию сильных землетрясений. По-видимому, с известным основанием можно предполагать, что если в данном районе не возникало землетрясений под воздействием волн сильных землетрясений, то в таком районе нет потенциально сейсмогенных разломов. Следует отметить, что хотя в настоящее время инициированные землетрясения были отмечены на расстояниях порядка 20–40 км от места взрыва, их возникновение можно также ожидать в области от 80 до 200 км, где в ряде районов весьма интенсивны запредельные отраженные продольные и поперечные волны от границы Мохоровичича [26].

Подземные ядерные взрывы, коллапсы, землетрясения и основной магнитудный критерий их различения

Коллапсом во взрывной сейсмологии называется частичное обрушение пород со свода подземной камеры, образовавшейся при камуфлетном ПЯВ. Таких коллапсов после взрыва может быть несколько. Согласно данным сейсмических бюллетеней, для ПЯВ Бэнэм число коллапсов достигло 5 (см. табл.1). Магнитуда наиболее интенсивного коллапса, непосредственно следовавшего за взрывом Бэнэм, равнялась $m_B \approx 5$. Аналогичные данные о магнитудах и числе коллапсов после других взрывов в Неваде приведены в работах [20, 27 и др.]. Из этих данных следует, что не всегда наибольшее значение магнитуды имеют коллапсы, непосредственно следующие за ПЯВ. Но, как правило, магнитуды коллапсов, происходящих вслед за наиболее интенсивным взрывом, убывают. Изучение сейсмических колебаний от взрывов и коллапсов [16] показало, что спектры релеевских волн у них подобны вплоть до частот 0,5 гц. Однако при коллапсах, так же как и при землетрясениях, в том числе инициированных ПЯВ, продольные волны значительно менее интенсивны, чем при взрывах, т.е. для коллапсов, как и для землетрясений, амплитуда волн Релея для данной амплитуды продольной волны больше, чем для взрывов. Это хорошо видно на рис.2, где показано отношение амплитуд релеевских и продольных волн для подземных ядерных взрывов различной мощности, произведенных на полигоне

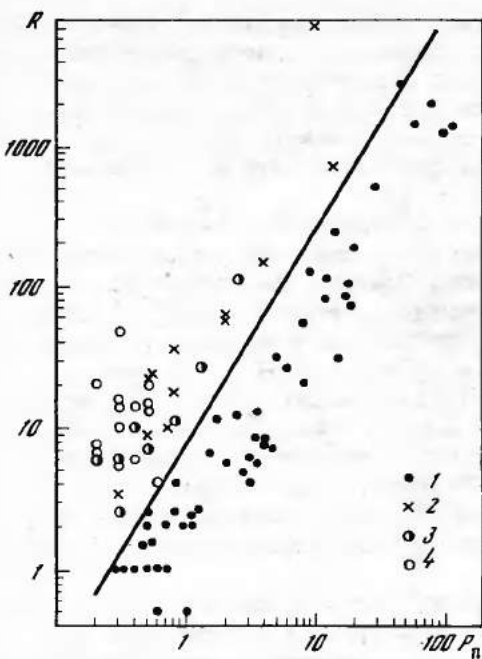


Рис. 2. Отношения амплитуд релейских R и продольных волн P_n для подземных ядерных взрывов различной мощности

1 - взрыв; 2 - землетрясение; 3 - афтершок взрыва; 4 - коллапс

в Неваде. На рис. 2 показаны также инициированные взрывами тектонические землетрясения (афтершоки взрывов), коллапсы и естественные мелкофокусные тектонические землетрясения [16]. Экспериментальные значения отношений амплитуд этих волн для взрывов, показанные ниже разделительной линии, не перекрываются с соответствующими значениями для естественных и инициированных взрывами землетрясений, а также для коллапсов. Благодаря этому и отношение m_B магнитуд, вычисленных по поверхностной волне Релея и по объем-

ной волне больше для коллапсов, естественных и инициированных землетрясений по сравнению с взрывами при условии, что магнитуды m_B у них одинаковы. Подобная зависимость отмечается в широком диапазоне значений m_B от 3,6 до 6,5 и более. Данное явление связано с различиями механизмов источников ПЯВ и естественных и инициированных землетрясений, а также коллапсов.

Поэтому и возможно различие сейсмических записей подземных ядерных взрывов от естественных и инициированных землетрясений и коллапсов по магнитудному критерию $M_S : m_B$ [16, 26].

Толчки, вызванные образованием провальных воронок, поверхностными коллапсами

Образование провальных воронок в подавляющем большинстве случаев - процесс медленный и постепенный, поэтому на сейсмограммах он обычно не регистрируется. Однако в редких, отдельных случаях удавалось по сейсмическим данным отметить процесс проседания и обрушения грунта на поверхности земли в виде многочисленных, следующих друг за другом отдельных небольших обвалов или в виде резкого и полного обрушения свода подземной полости, как это, например, имело место при взрыве Канникин (табл.2). Длительность сейсмической записи при многочисленных небольших обвалах достигала нескольких часов, а при резком обрушении полости - поверхностном коллапсе - не превышала длительности естественного землетрясения с данной магнитудой $m_B \approx 5$.

В работах Хакала [6] и в сводке данных [24] о ПЯВ, проведенных США, даны интервалы времени после момента взрыва, через которые происходят поверхностные коллапсы, т.е. проседание поверхности грунта и образование провальных воронок. Эти интервалы зависят от мощности взрыва, его глубины и свойств среды вблизи взрыва. Они колеблются от нескольких минут (например, для ПЯВ 24 апреля 1966 г. - 4 мин 30 сек) до нескольких десятков минут и даже часов (для ПЯВ 30 июня 1966 г. - 3 ч 18 мин 40 сек, для ПЯВ 22 марта 1968 г. - 5 ч 28 мин 20 сек). В отдельных случаях поверхностные коллапсы произошли через 5-7 лет (для ПЯВ Гудзон и др. [20]). На рис. 3 приведена фотография провальных воронок в районе ис-



Рис. 3. Вид провальных воронок, образовавшихся в эпицентрах подземных ядерных взрывов

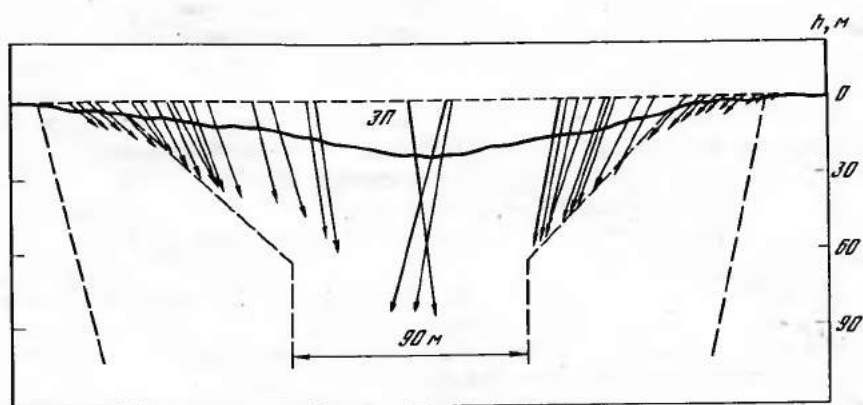


Рис. 4. Разрез типичной правильной воронки

Таблица 2

Поверхностный коллапс при ПЯВ Канникин, сопровождавшийся землетрясением
[по 18, 27]

Дата взрыва	Время в очаге, ч.-мин.-сек	Координаты эпицентра взрыва		Мощность, мгт	Глубина, м	Магнитуда	
		широта, С	долгота, В			m_B	M_S
7. XI. 71	22-00-00,1	51,2	179,0	4,5-5,0	1780	6,8	5,7
Полное обрушение полости (поверхностный коллапс)							
8. XI. 71	11-54-12	51,5	179,1	-	-	4,9	-

пытательного полигона в Неваде, полученная [17] со спутника Земли с высоты 300 км, а на рис. 4—типичный ее разрез (по [16]), образовавшийся после проседания грунта в эпицентре (эп) подземного ядерного взрыва на испытательном полигоне в Неваде [15]. Диаметр образовавшейся подземной полости составил 90 м. На рис. 4 стрелками показаны направления движения грунта при проседании дневной поверхности. Их длины соответствуют глубинам проседания.

Выводы

1. На основе многочисленных экспериментальных данных установлено, что подземные ядерные камуфлетные взрывы мощностью от нескольких десятков килограмм до 1,0-1,5 мгт, проведенные США на испытательном полигоне в Неваде, инициировали мелкофокусные тектонические землетрясения, приуроченные к сейсмоактивным тектоническим разломам. Район испытательного полигона является сейсмоактивным и ранее в нем были отмечены многочисленные мелкофокусные тектонические землетрясения с магнитудой m_B порядка 6 и несколько более. Интенсивность сейсмических колебаний от землетрясений, инициированных взрывами, в ряде случаев была не на много меньше интенсивности сейсмических колебаний самих взрывов. Обычно же магнитуда землетрясений, эпицентры которых удалены на 5-20 км от эпицентров взрывов, на 1,0-2 единицы магнитуды меньше магнитуды взрыва. До настоящего времени не отмечено инициирования взрывами землетрясений, магнитуды которых превышали бы магнитуды самих взрывов.

2. В течение первых 5-20 сек после взрыва происходит наиболее сильное землетрясение, а вслед за ним вначале следуют единичные землетрясения, а затем многочисленные — десятки, сотни и даже тысячи, т.е. целые рои более слабых землетрясений — афтершоков.

3. В зависимости от мощности ПЯВ и геологических условий в сейсмоактивных районах Невады афтершоки происходили в интервале времени от нескольких дней до нескольких месяцев. Аналогичные землетрясения, но в несравненно меньшем масштабе были отмечены в сейсмоактивных районах Тихоокеанского сейсмического пояса, примыкающих к о-ву Амчитка, который сам является асейсмичным.

4. Эпицентры инициированных землетрясений и их афтершоков в районе полигона в Неваде находились на расстояниях от 1 до 40 км от эпицентров взрывов и были приурочены к известным или вновь выявленным тектоническим сейсмогенным разломам. Глубины очагов были связаны с двумя фокальными зонами, первой на глубине до 5-6 км и второй на глубине до 12-15 км.

5. Кроме тектонических землетрясений подземные ядерные взрывы могут вызывать обвальные землетрясения, связанные с частичным или полным обру-

шением подземных полостей, образующихся при взрывах. Подобные явления, особенно при глубоких взрывах, могут проявляться либо в виде серии последовательных толчков-коллапсов, при частичном обрушении породы, либо в редких случаях в виде одного толчка — основного поверхностного коллапса, обусловленного полным и одновременным обрушением всего свода подземной полости. Такое обрушение поверхности произошло через сутки после ПЯВ Канникин на о-ве Амчитка. Магнитуда самого взрыва Канникин $m_B = 6,8$, а магнитуда поверхностного коллапса $m_B = 4,9$ (см. табл. 2). Магнитуда же отдельных толчков в серии на 2–4 единицы меньше магнитуды взрыва.

6. В связи с широким применением подземных ядерных взрывов в мирных целях должна быть принята во внимание большая вероятность возникновения в сейсмоактивных районах землетрясений, инициированных взрывами. Другими словами, должно быть принято во внимание свойство взрывов быть триггером, т.е. той дополнительной силой, приложение которой вызывает разрыв горных пород в сейсмогенных тектонических разломах, где накопились тектонические напряжения.

7. Возможно, что окажется целесообразным использовать триггерное свойство ПЯВ при строительстве больших водохранилищ в сейсмоактивных районах. ПЯВ, проведенный до заполнения водохранилища, вызвал бы землетрясения, которые сняли бы накопившиеся напряжения и тем самым предотвратили возникновение разрушительных землетрясений после заполнения водохранилища.

8. Не лишено основания предложение сейсмологов США об использовании глубоких (3–5 км) больших ПЯВ (1–10 мт) в сейсмоактивных районах для снятия напряженного состояния в литосфере, что могло бы предотвратить возможность возникновения разрушительных землетрясений в данном районе.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атомные взрывы в мирных целях. Сборник статей. М., Атомиздат, 1970.
2. М. Бот и Г. Бенюфф. Об афтершоках Камчатского землетрясения 4 ноября 1952 года. — В кн.: Слабые землетрясения. М., ИЛ, 1961.
3. И.П. Пасечник, Д.Д. Султанов. Доминирующие сейсмические объемные волны при взрывах. — Труды 1-й Всесоюз. конф. Гидропроекта. М., Гидроэнергоиздат, 1970.
4. И.П. Пасечник, Г.Г. Дашков, Л.А. Поликарпова, Н.Г. Гамбурцева. Магнитудный метод идентификации подземных ядерных взрывов. — Изв. АН СССР Физика Земли, 1970, № 1.
5. Сейсмические бюллетени Береговой и геодезической службы США за 1961 и 1971 гг.
6. В. Хакала. Оседание поверхности, вызванное подземным ядерным взрывом. — В кн.: Механика, т. 4, 1971.
7. K. Aki, P. Reasenber, T. DeFazio, Tsai-Yi-Ben. Near-field and far-field seismic evidences for triggering of an earthquake by Benham explosion. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1969, 59, N 6.
8. G. Boucher. Local seismic phenomena in the first three seconds after underground nuclear explosion. — "J. Geophys. Res.", 1973, 78, N 8.
9. G. Boucher, A. Ryall, A. E. Jones. Earthquakes associated with underground nuclear explosion. — "J. Geophys. Res.", 1969, 74, N 15.
10. E. Cesare, H. Harrison C.G.A., M. Swanson. Underground nuclear explosions and control of earthquakes. — "Science", 1969, 165, N 3899.
11. Earthquakes and nuclear test: playing the odda on Amchitka. — "Science", 1969, 165, N 3895.
12. E.R. Engdahl. Explosions effects and earthquakes in the Amchitka island region. — "Science", 1971, 173, N 4003.
13. J.E. Evernden, W.J. Best, T.V. Pomeroy, T.V. McEvelly, J.M. Savino, L.R. Sykes. Discrimination between small-magnitude earthquakes and explosion. — "J. Geophys. Res.", 1971, 76, N 32.
14. R.M. Hamilton, J.H. Healy. Aftershocks of the Benham nuclear explosion. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1969, 59, N 6.
15. R.M. Hamilton, F.A. McKeown, J.H. Healy. Seismic activity and faulting associated with a large underground nuclear explosion. — "Science", 1969, 166, N 3905.
16. R.H. Hamilton, B.E. Smith, F.G. Fischer, P.J. Papanek. Earthquakes caused by underground nuclear explosions on Pahuta Mesa, Nevada test site. — "Bull. Seismol. Soc. America", 1972, 62, N 5.

17. C. Hohenemser and M. Leitenberg. A comprehensive nuclear test ban. Technical aspects, 1957-1967. - "Scientist and Citizen", 1967, N 1/2.
18. F.N. Houser. Subsidence related to underground nuclear explosions Nevada test site. - "Bull. Seismol. Soc. America", 1969, 59, N 6.
19. T.V. McEvelly, W.A. Peppin. Source characteristics of earthquakes explosions and afterevents. - "Geophys. J. Roy. Astron. Soc.", 1972, 31, N 1-2.
20. F.A. McKeown, D.D. DicKey. Fault displacements and motion related to nuclear explosions. - "Bull. Seismol. Soc. America", 1969, 59, N 6.
21. J. Northrop. T-phase radiation from Canukin explosion. - "J. Geophys. Res.", 1973, 78, N 11.
22. Peaceful uses of nuclear explosions. Vienna, Intern. Atomic Energy Agency, 1970.
23. A. Ryall, W.U. Savage. A comparison of seismological effects for the Nevada underground test BOXCAR and natural earthquakes in the Nevada region. - "J. Geophys. Res.", 1969, 74, N 17.
24. D.L. Springer, R. Kinnaman. Seismic source summary for U.S. underground nuclear explosions, 1961-1970. - "Bull. Seismol. Soc. America", 1971, 61, N 4.
25. M.N. Toksöz, H.H. Kehler. Tectonic strain release by underground nuclear explosions and its effect on seismic discrimination. - "Geophys. J. Roy. Astron. Soc.", 1972, 31, N 1-3.
26. W.R. Perret. Forum early aftershock measurements. - "J. Geophys. Res.", 1971, 76, N 11.
27. B. Crowley, K. Germain, S. Lawrence. Energy released in the Benham aftershocks. - "Bull. Seismol. Soc. America", 1971, 61, N 5.
28. Б.Б. Голицын. О землетрясении 18 февраля 1911 года. - "Изв. Рос. Акад. Наук", 1915, т. 9, № 10.

НОВЫЕ ПРИНЦИПЫ ВЕРОЯТНОСТНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ¹

Одним из конечных результатов изучения возбужденной сейсмичности должен быть прогноз этих явлений в районах проектируемых и строящихся инженерных сооружений. Для этого необходимо составление карты детального сейсмического районирования. В свое время С. В. Медведев [1] понятия сейсмического микрорайонирования и детального сейсмического районирования рассматривал как синонимы. Учитывая те специфические требования, которые предъявляет к сейсмическому районированию задача прогноза возбужденной сейсмичности, а также часто очень большую площадь водохранилищ, эти понятия необходимо разделить и уточнить. Уже высказывалась мысль, что детальное сейсмическое районирование должно отвечать среднему масштабу исследования между общим (обзорным) сейсмическим районированием и микрорайонированием. Кроме этого, отличия и особенности детального сейсморайонирования должны заключаться и в специфическом наборе критериев, кладущихся в основу его проведения и в методах установления сеймотектонических связей. Необходима четкая формулировка понятий и требований, которые должны предъявляться к детальному сейсмическому районированию. Не ставя себе целью подробное рассмотрение затронутых вопросов, отметим, что при детальном сейсмическом районировании (а не только при микрорайонировании) необходимо в определенной мере учитывать возможное приращение интенсивности согресий (балльности) в условиях различной инженерно-геологической обстановки и усредненную оценку различий в спектрах колебаний, которые могут достигать значительной величины. Кроме того, при детальном сейсмическом районировании необходимо учитывать и такие факторы, как климат, особенности рельефа земной поверхности, наличие постоянной мерзлоты, особенности геологического и гидрогеологического строения, особенности разрывных нарушений и их типы, геофизические данные о свойствах горных пород на разных глубинах, современные физико-геологические процессы и проч. Вот почему чисто физические принципы сейсмического районирования, нам кажется, должны быть уточнены и развиты. Ниже мы остановимся на кратком описании разработанной в Лаборатории новейшей тектоники и сеймотектоники МГУ новой методики детального сейсмического районирования, учитывающей всю сложную совокупность действующих факторов в условиях изменчивой геологической среды.

К настоящему времени накоплено множество данных о связи геологических и сейсмических явлений. Однако методы выявления и анализа этих связей, а также методика прогноза землетрясений (в частности, сильных) не могут считаться разработанными в должной мере.

Начиная с тридцатых годов, когда были предприняты первые попытки совместного использования сейсмических и геологических данных в целях сейсмического районирования [2, 3], и примерно до конца пятидесятих годов внимание исследователей было направлено на поиск конкретных геологических

¹ Изложение доклада, прочитанного на совещании Рабочей группы МССС по изучению влияния деятельности человека на сейсмический режим (февраль, 1974).

критериев сейсмичности, которые определяли бы как максимальную силу возможного землетрясения, так и его повторяемость. Здесь можно назвать работы В.В. Белоусова, П.А. Варданянца, Н.П. Васильковского, М.В. Гзовского, Г.П. Горшкова, А.В. Горячева, И.Е. Губина, Р. Ибрагимова, И.В. Кирилловой, В.Н. Крестникова, Н.М. Кригера, Н.Н. Леонова, И.В. Мушкетова, К.Н. Паффенгольца, В.А. Растворовой, Б.Н. Петрушевского, И.А. Резанова, М.П. Репникова, Е.М. Рудича, А.А. Сорского, В.В. Эза и многих других. Указанный период характеризуется качественным представлением геологических данных и качественными же методами анализа.

Методика выявления сеймотектонических связей заключалась в совместном наложении схем, несущих геологическую и сейсмологическую информацию. Зоны, где были зафиксированы эпицентры землетрясений, оконтуривались, и геологические особенности этих зон рассматривались как критерии сейсмичности. Обнаружение выявленных особенностей на соседних участках рассматривалось как признак потенциальной сейсмической опасности. В результате этих работ был составлен очень широкий и противоречивый список признаков, с которыми связывалось увеличение сейсмической опасности, что привело ряд исследователей к представлению о многообразии связей между геологическими и сейсмическими явлениями и о невозможности связать повышение сейсмической активности со строго определенными геологическими признаками [например, 4].

С 50-х годов проводятся попытки анализа связи сейсмичности с тектоническими данными, выраженными в количественной форме. В качестве последней широкой распространение получил средний градиент скорости вертикальных тектонических движений [5], рассматриваемый как показатель величины действующих в земной коре тектонических напряжений, с повышенными значениями которых и связывалась сейсмичность. Теоретические основы этого метода были разработаны М.В. Гзовским, который считал, что физический смысл геологических критериев сейсмичности заключается в том, что все они являются признаками повышенных касательных напряжений [5]. Количественное выражение тектонических критериев позволило поставить вопрос об определении различных параметров сейсмичности по геологическим данным, однако методика выявления и анализа связи геологических и сейсмологических явлений не изменилась. Дальнейшее использование градиента скорости вертикальных тектонических движений для прогноза землетрясений показало его малую эффективность как геологического критерия сейсмичности и многообразие его связи с сейсмическими явлениями [6], что делает малоприменимым практическое его использование [7 и др.].

С 60-х годов в сеймотектонике все более ярко выступают два новых направления. В основе одного из них лежит использование комплекса геологических признаков для выявления квазиоднородных участков и зон земной коры, различающихся как историей геологического развития, так и современной структурой, новейшей тектоникой и т.п. Характер сейсмичности, наблюдаемый в пределах одного какого-либо из выделенных квазиоднородных участков, приписывается всем участкам с аналогичными или хотя бы схожими показателями. При этом используются обобщенные показатели, средние (иногда максимальные) для всей выделенной зоны. Методика же выявления сеймотектонических связей основана на визуальном, качественном сопоставлении квазиоднородных в геолого-тектоническом и в сейсмическом отношении зон, т.е. не испытала существенных изменений. Был предложен ряд модификаций описанного метода, которые различаются последовательностью и количеством операций и используемыми данными [8, 9 и др.].

Другое направление отличается попыткой охарактеризовать среду, в которой происходят землетрясения, глубинное строение и некоторые свойства земной коры, что приводит к широкому использованию различных геофизических показателей [10 и др.]. А.А. Борисовым и Г.А. Шенкаревой использована новая методика сопоставления геолого-геофизических и сейсмических данных. По этой методике каждый из выделенных квазиоднородных участков характеризуется набором признаков, выраженных в баллах, и уже этот комплексный ко-

личественный показатель сопоставляется с количественными же показателями сейсмичности. Методика прогноза основана на последующем своего рода распознавании образов, и все участки со сходными наборами баллов по комплексу геолого-геофизических признаков считаются в равной мере сейсмоопасными. Использование программы распознавания образов для количественного прогноза сейсмичности по комплексу данных (среди которых существенную роль играют геоморфологические показатели) осуществлялось И.М. Гельфандом, В.И. Кейлис-Бороком и др. [11].

Общим для всех указанных подходов является традиционное представление о том, что "наивысшая сейсмичность, установленная для одного из участков зоны той или иной сейсмической опасности, выделенной по геологическим критериям, приписывается всем аналогичным участкам, независимо от того, в какой мере они характеризуются сейсмическими данными" [9, 21]. Во всех случаях проводится сравнение между какими-либо геологическими параметрами - сейсмическими явлениями, т.е. в явной или более скрытой форме отыскивается функциональная причинно-следственная связь между критерием и сейсмичностью. Такой подход, признающий детерминированные (динамические) закономерности в сейсмотектонике, является сильным упрощением реальной ситуации и принципиально не может привести к положительным результатам. При изучении геологического процесса во всей его природной сложности множество контролирующих факторов и их отклики, зависимости между ними, а также обратные связи в системе, действующие в комплексе, значительно затрудняют исследование [12].

При рассмотрении одного какого-либо явления как геологического критерия сейсмичности, как причины, обуславливающей сейсмичность, мы не учитываем всего огромного разнообразия условий, в которых действует, проявляется эта причина, что неминуемо приводит к различиям в конечных результатах. В реальных условиях области распространения какого-либо сейсмологического показателя всегда характеризуются целым набором значений геологического критерия сейсмичности. Например, области с одним и тем же значением плотности эпицентров землетрясений охватывают зоны с самыми различными значениями градиента скорости новейших тектонических движений, с различными значениями их амплитуд и т.п. Другими словами, каждому значению любого сейсмологического параметра соответствует определенное распределение значений геологического критерия сейсмичности. Аналогичным образом каждому значению геологического критерия соответствует определенный набор, распределение значений сейсмологического показателя. Например, сравнение карты градиентов новейших тектонических движений Средней Азии [8] с картой сейсмической активности показывает, что в пределах одной и той же полосы с повышенными значениями градиента наблюдаются самые различные значения сейсмической активности, причем нередко они изменяются от максимальных величин до нуля [13]. Такая же картина получается при выборе любых других геологических критериев сейсмичности [например, 14, 15]. Для учета возможных флуктуаций приходится принимать во внимание все большее количество факторов, и сейсмотектоническая модель быстро усложняется по мере введения в нее дополнительных переменных. Более того, с увеличением числа переменных причинно-следственные зависимости становятся менее отчетливыми за счет зависимостей между исходными аргументами. Это не означает, что какие-то результаты процесса перестают определяться своими контролирующими факторами, а только указывает на то, что эти факторы значительно труднее "рассортировать", поставив их в точное соответствие наблюдаемым результатам [12].

В такой ситуации единственно возможным подходом к решению задачи является вероятностный путь, разработка стохастической модели сейсмотектонических связей.

Стохастическая модель, отнюдь не отрицая причинно-следственных связей в сейсмотектоническом процессе, исходит из признания множественности факторов, часто взаимосвязанных, которые регулируют этот процесс. Как отмеча-

лось, даже при наличии одного "ведущего" фактора ("главной" причины) действие его протекает в различных условиях, что приводит к разбросу в конечных результатах. Отсюда следует принципиальная невозможность представления сейсмостектонических связей в виде простых функциональных зависимостей. Таким образом, стохастическая модель, учитывая все разнообразие и сложность реальной геологической среды и протекающих в ней процессов, является дальнейшим приближением к реальной действительности. Она исходит из детерминизма в его высшей, наиболее сложной и наиболее отвечающей природе, вероятностной форме. С позиций стохастической модели сейсмостектонических связей, зная величину какого-либо (пусть совершенно достоверного) геологического критерия, нельзя однозначно утверждать, что прогнозируемый сейсмологический параметр примет строго определенное значение. Можно говорить лишь о том, что это значение можно ожидать лишь с определенной вероятностью. Принципиально возможные другие значения сейсмологического показателя можно ожидать с соответствующими им значениями вероятности. При этом всегда можно выбрать наиболее вероятное значение прогнозируемого параметра и определить степень риска при планировании инженерно-технических мероприятий.

Определение вероятности реализации того или иного значения прогнозируемого сейсмологического показателя в пределах конкретного района по известным данным о геолого-геофизических свойствах и особенностях среды и можно назвать главной задачей сейсмостектонического исследования.

Практическое решение этой задачи определяется характером связи "критерий - сейсмичность", который, вообще говоря, может быть различным в пределах разных районов и устанавливается предварительным анализом. При этом решающую роль приобретает определение степени информативности каждого данного геологического критерия сейсмичности. Эти вопросы были подробно рассмотрены одним из авторов в специальной работе, где описан способ их решения с помощью дисперсионного анализа [16]. Успешность прогноза в значительной мере определяется характером и степенью перекрытия распределений значений критерия для соседних сейсмологических зон, т.е. тем, насколько различны распределения, характеризующие эти зоны. Это связано с тем обстоятельством, что в пределах зон с различной сейсмологической характеристикой часто можно наблюдать одни и те же значения геологического критерия сейсмичности.

Наиболее просто задача прогноза решается в случае, когда каждая из выделяемых сейсмологических зон характеризуется своим, четко отличным от других распределением значений критерия. Наиболее сложным вопросом становится, когда эти распределения практически не отличаются один от другого, т.е. перекрытие их становится максимальным, и все сейсмологические зоны характеризуются практически одним и тем же набором значений геологического критерия сейсмичности. Можно рассмотреть три случая, отвечающих минимальному, среднему и максимальному перекрытию распределений критерия. Соответствующие им пути прогноза были названы регрессионным, дискриментным и вероятностным, и таким образом, они охватывают все возможные случаи соотношения геологического критерия и прогнозируемого сейсмологического параметра, которые только можно себе представить исходя из вероятностной модели сейсмостектонических связей. В дальнейшем изложении предполагается, что в результате применения дисперсионного анализа выбраны и используются наиболее информативные геологические критерии сейсмичности.

Регрессионный путь прогноза сейсмологических параметров

Этот путь возможен в том случае, когда каждая из выделяемых (и прогнозируемых) сейсмологических зон характеризуется своим распределением значений геологического критерия сейсмичности (рис. 1). В случае, когда эти распределения совершенно не перекрывают друг друга, прогноз удобно проводить с помощью таблицы (рис. 1, б), предварительно составленной на контроль-

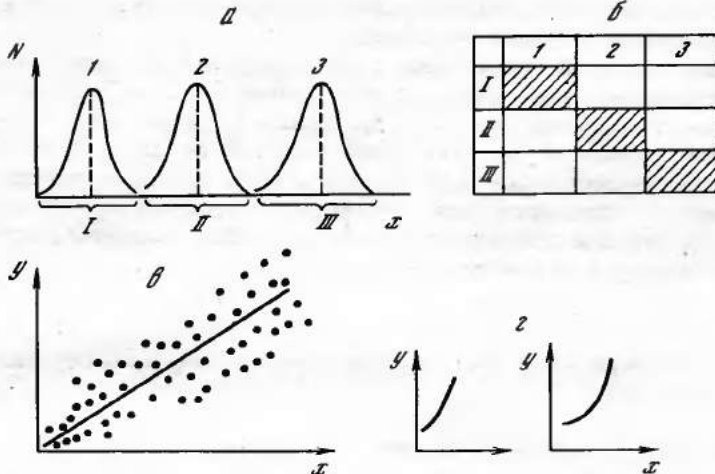


Рис. 1. Схема регрессивного прогноза землетрясений

a - распределения значений геологического критерия для различных сейсмических зон; *b* - пример прогнозной таблицы; *v* - линейная связь "критерий *x* - сейсмичность *y*" (линейная корреляция); *z* - нелинейная связь "критерий *x* - сейсмичность *y*" (регрессия); 1-3 - сейсмические зоны; I-III - интервалы значений критерия

ном участке, в которой строки соответствуют значениям сейсмологического показателя, а в столбцах приведены интервалы значений критерия, определяющих каждый из сейсмологических показателей. Этот идеальный случай, по-видимому, имеет лишь теоретическое значение и не встречается в природе. На практике мы имеем дело с большим или меньшим перекрытием распределений. В случае, когда это перекрытие невелико, т.е. достоверно установлено, что связь между прогнозируемыми сейсмологическими показателями и геологическим критерием сейсмичности приближается к функциональному виду, основной задачей исследователя становится определение типа этой функциональной связи. Если она прямолинейна, то возможен широко применяющийся в настоящее время корреляционный метод прогноза (рис. 1, *v*), Условия его применения, ограничения и возможные ошибки были рассмотрены в отдельной статье настоящего сборника. Результаты анализа обычно выражаются с помощью уравнения типа

$$y = a + b(x - \bar{x}), \quad (1)$$

коэффициенты *a* и *b* которого подбираются из условия

$$\sum_{i=1}^N n_i (\bar{y}_i - Y_i)^2 = \min, \quad (2)$$

где *N* - число заданных значений аргумента *x_i*; *n_i* - число наблюдений функции *y* при заданном *x_i* [15] и могут быть определены соотношениями

$$a = \frac{\sum_{i=1}^N n_i \bar{y}_i}{\sum_{i=1}^N n_i}, \quad (3)$$

$$b = \frac{\sum_{i=1}^N n_i (x_i - \bar{x})(\bar{y}_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^N n_i (x_i - \bar{x})^2}. \quad (4)$$

Подчеркнем необходимость определения как возможных ошибок, так и особенно достоверности получаемых значений.

В случае криволинейной связи (рис. 1, ϵ) подбирается формула регрессии, отвечающая выявленному типу намечающейся функциональной зависимости между критерием и сейсмологическим параметром. Техника анализа подробно освещена в ряде руководств по статистике, в частности, [17]. В качестве примера отметим параболические функции (рис. 1, ϵ), имеющие, по-видимому, большое значение в сейсмотектонике. Уравнение, позволяющее приближенно оценить значение функции (сейсмичность) по известным значениям аргумента (геологический критерий сейсмичности), имеет вид:

$$y = a + bx + cx^2. \quad (5)$$

Коэффициенты уравнения (a , b и c) определяются путем решения следующей системы уравнений [18]:

$$\begin{aligned} aN + b\sum x + c\sum x^2 &= \sum y, \\ a\sum x + b\sum x^2 + c\sum x^3 &= \sum yx, \\ a\sum x^2 + b\sum x^3 + c\sum x^4 &= \sum yx^2, \end{aligned} \quad (6)$$

где N — общее количество определений.

Не останавливаясь на деталях применения этого метода, отметим ограниченные его возможности и значительные ошибки, возникающие в условиях решения сейсмотектонических задач. В конкретных условиях перекрытие распределений и разброс значений критерия в пределах каждой из сейсмологических зон оказываются настолько большими, а количество достоверных данных (особенно по сильным землетрясениям) настолько мало, что в большинстве случаев использование регрессионного пути прогноза сейсмического параметра становится невозможным или нежелательным.

Дискриминантный путь прогноза сейсмологических параметров

Такой путь возможен в специфической ситуации, на которой следует остановиться несколько подробнее (рис. 2). Предположим, что достоверно установлены области, различающиеся по значениям как геологического критерия сейсмичности, так и сейсмологического показателя. Однако границы между этими областями не ясны (здесь происходит перекрытие показателей этих явно выраженных областей — рис. 2, a). В этом случае задача прогнозирования сводится к формулированию правила, позволяющего отнести каждую точку "пограничной" зоны к одной из двух областей, характеризующихся своим распределением сейсмологических и геологических показателей, т.е. по существу представляет собой задачу классификации с условием минимизации области перекрытия. При этом возможно рассмотрение ряда геологических критериев, образующих k -мерное пространство характеристик. Наилучшей границей этих k -мерных пространств будет гиперплоскость, отвечающая условиям минимизации перекрытий. Геометрический смысл задачи наилучшим образом показан в [18]. Пусть мы имеем по значениям двух каких-либо критериев две области, частично перекрывающие друг друга (рис. 2, b). Задача сводится к нахождению такой плоскости, проходящей через зону перекрытия, чтобы проекции точек на нее наилучшим образом разделили (максимально "растянули") рассматриваемые области (рис. 2, b). Решающее правило классификации представляется в виде уравнения гиперплоскости в k -мерном пространстве [18]:

$$R = \lambda_1 x_1 + \lambda_2 x_2 + \dots + \lambda_p x_p, \quad (7)$$

корни которого $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_p$ пропорциональны корням системы уравнений

$$S_{11}\lambda_1 + S_{12}\lambda_2 + \dots + S_{1p}\lambda_p = d_1,$$

$$S_{21}\lambda_1 + S_{22}\lambda_2 + \dots + S_{2p}\lambda_p = d_2, \tag{8}$$

$$\dots \dots \dots$$

$$S_{p1}\lambda_1 + S_{p2}\lambda_2 + \dots + S_{pp}\lambda_p = d_p,$$

где

$$S_{ij} = \sum_{k=1}^{n_a} (x_{aki} - \bar{x}_{ai})(x_{akj} - \bar{x}_{aj}) + \sum_{k=1}^{n_b} (x_{bki} - \bar{x}_{bi})(x_{bkj} - \bar{x}_{bj}), \tag{9}$$

для выборок A и B объемом n_a и n_b соответственно

$$i = 1, 2, 3, \dots, p$$

$$j = 1, 2, 3, \dots, p$$

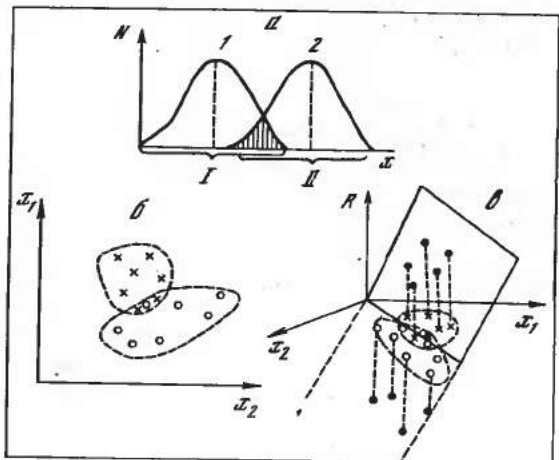
и d для критерия с номером i равно

$$d_i = \bar{x}_{ai} - \bar{x}_{bi}. \tag{10}$$

Получаемые результаты удобно представить в виде уравнения (7) или в случае использования двух признаков в виде номограммы, позволяющей непосредственно относить каждую данную точку к одной из рассматриваемых областей. Линия границы должна рассматриваться как линия 50% вероятности отнесения точки к той или иной области. В качестве примера нами была рассчитана подобная номограмма для Токтогульского района (Средняя Азия). Полученные результаты могут считаться удовлетворительными. Следует особо подчеркнуть, что использование дискриминантного анализа возможно только при соблюдении ряда условий, среди которых важнейшими являются нормальный характер распределения генеральных совокупностей критериев и равенство их ковариационных матриц. Кроме того, использование дискриминантной функции не будет иметь смысла, если математические ожидания генеральных совокупностей не различаются значимо [18]. Последнее условие может быть проверено с помощью T^2 критерия [15]. В приведенном примере различия между оценками средних совокупностей не могут рассматриваться как значимые с высокой степенью вероятности, что и объясняет невысокую эффективность примененного способа в примере. Надо сказать, что использование подобных номограмм все

Рис. 2. Дискриминантная схема прогноза [по 18]

a - распределение значений геологического критерия для различных сейсмических зон; б, в - соответственно представления геометрического смысла дискриминантного анализа в плане и в пространстве; x_1 - I критерий; x_2 - II критерий



же возможно для сугубо предварительной и грубой оценки расположения зон с различными сейсмологическими параметрами. Однако делать на основе этого анализа окончательные выводы представляется неправильным. Более широкое применение описанный прием может найти при разделении сейсмоактивной и асейсмичной областей, например, на границе орогена и платформы.

Интересно, что все исследованные нами области Средней Азии (Ферганская и Таджикская впадины, Приташкентский и Токтогульский районы), а также территория Кавказа и Крыма по характеру распределений геологических критериев сейсмичности и их перекрытий для зон с различными сейсмологическими параметрами не позволяют использовать в полной мере дискриминантный анализ. Это дает возможность утверждать, что в пределах рассмотренных областей одним и тем же значениям геологического критерия сейсмичности соответствуют самые различные значения сейсмологического показателя, что еще раз подчеркивает невозможность функционального подхода к решению сейсмотектонических задач. Очевидно, что в такой ситуации решение должно идти по пути оценки вероятности возникновения того или иного сейсмологического показателя в пределах зоны с данным значением геологического критерия сейсмичности. Можно ожидать, что этот путь имеет наибольшее значение в сейсмотектонических построениях.

Вероятностный путь прогноза сейсмологических параметров

При многочисленных сейсмотектонических исследованиях неоднократно отмечалось, что в пределах одной и той же структурной единицы (например, зоны разлома) или в пределах зон с одним и тем же значением среднего градиента и т.п. наблюдаются самые различные значения сейсмологического параметра [13 и др.]. Обычно в этом случае зоне приписывается максимальная из наблюдаемых сейсмическая опасность и считается, что с течением времени во всей зоне сейсмологические показатели уравниваются, а то разнообразие, которое наблюдается в настоящее время, обусловлено неполнотой наших сведений (недостаточным временем наблюдений). Вместе с тем, как указывалось [19], статистический анализ истории тектонического развития показывает, что различный характер сейсмичности в пределах единой структурной единицы (или же зоны с определенными особенностями проявления новейших движений) не является случайным, а определяется всем ходом тектонического развития территории [19 и др.]. Это позволило поставить вопрос о дифференциации единых "сейсмогенерирующих" зон и о необходимости специального анализа и прогнозирования участков пониженной сейсмической опасности в пределах сейсмоактивных зон — своеобразных "дыр" в карте сейсмической активности [20].

Таким образом, распределения значений геологического параметра в пределах зон с различной сейсмичностью могут полностью перекрывать друг друга, хотя средние значения распределений при этом могут существенно отличаться один от другого, что легко проверить с помощью критерия Стьюдента [16].

Исходя из сказанного можно утверждать, что вероятность возникновения различных сейсмологических показателей в пределах зоны с одним и тем же значением геологического критерия сейсмичности различна. При каждом данном значении критерия будут встречаться преимущественно одни какие-либо сейсмологические показатели, хотя могут одновременно проявиться и другие значения. Следовательно, в этой ситуации задача сводится к отысканию вероятности, с которой может возникнуть каждый данный сейсмологический показатель для различных значений геологического критерия (рис. 3). При этом надо учитывать, что наибольшие различия наблюдаются для средних значений распределений, построенных для сейсмоактивной и асейсмичной зон [14]. Вместе с тем набор значений критериев как в том, так и в другом распределении одинаков. Следовательно, прежде всего необходимо определить вероятность, что зона с данными геолого-тектоническими параметрами будет сейсмоактив-

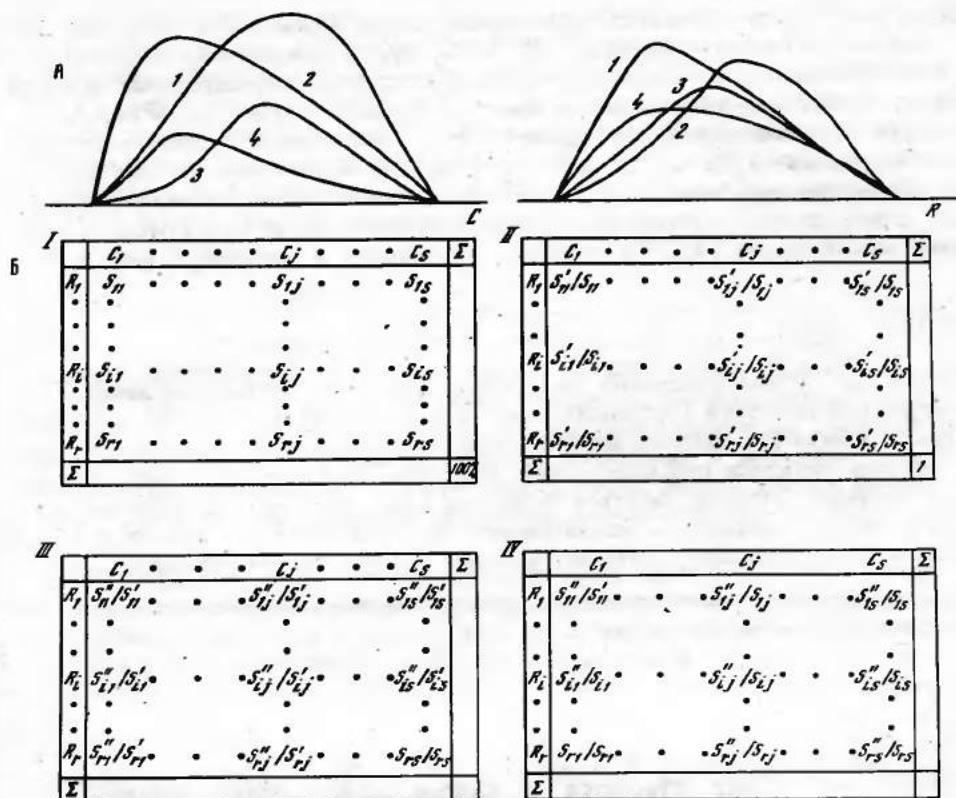


Рис. 3. Вероятностный путь прогноза сейсмичности (А) и последовательность прогнозных построений (В)

1 - асейсмичная зона, 2-4 - зоны с различной степенью сейсмичности; С - I критерий; R - II критерий; I - модель района, выраженная в критериях С-R; $C_1 \dots C_j \dots C_S$ - интервалы значений критерия I; $R_1 \dots R_i \dots R_r$ - интервалы значений критерия II; S_{ij} - процент площади района, характеризующийся значениями C_j и R_i ; II - матрица вероятности $P(B) = \bar{S}_{ij} \% / \bar{S}_{ij} \%$; III - матрица условной вероятности $P(A|B) = \bar{S}_{ij} \% / \bar{S}_{ij} \%$ (где S_{ij} - процент площади, занятой событием A); IV - матрица вероятности произведения событий B и A или $P(B \cdot A) = P(B) \cdot P(A|B) = \bar{S}_{ij} \% / \bar{S}_{ij} \%$

на. Степень же сейсмической опасности будет соответствовать величине условной вероятности (т.е. какова вероятность проявления данного сейсмологического параметра при условии, что рассматриваемая зона будет сейсмически активной с данной вероятностью). Результирующая прогнозная карта должна строиться в изолиниях вероятности проявления каждого данного параметра сейсмичности (рис. 3, А).

Практически процедура построения такой прогнозной карты сводится к следующему. Составляется матрица I (рис. 3, В), где столбцы соответствуют одному из независимых наиболее информативных геологических критериев сейсмичности (R), а строки - другому (C) критерию (рис. 3, А). На пересечении i -той строки и j -того столбца вписывается процент площади анализируемого района, которая характеризуется проявлением (наличием) критериев R_i и C_j (S_{ij}). Градации обоих критериев должны перекрывать все возможные в данном районе значения R и C. Составленная таким образом матрица I представляет собой двумерную модель анализируемого района, выраженную через параметры R и C. Внутри матрицы показаны вероятности встретить участки, характеризующиеся данным сочетанием значений критериев R_i и C_j в произвольно взятой точке района.

Следующим этапом является определение оценки вероятности того, что зоны с данным сочетанием критериев R_i и C_j будут сейсмически активными. Как известно, вероятность оценивается как отношение благоприятных исходов к общему количеству наблюдений. В рассматриваемом случае вероятность проявления сейсмичности будет определяться долей площади с данным сочетанием критериев R_i и C_j , на которой зафиксированы сейсмические проявления. Ее можно определить как отношение процента площади участка, на котором зафиксировано сочетание значений критериев R_i и C_j и отмечены проявления сейсмичности (S'_{ij}) к проценту, указанному в матрице I (рис. 3, Б), т.е.

$$P(B) \approx S'_{ij}/S_{ij} \quad (11)$$

Теперь мы можем определить условную вероятность проявления какого-либо параметра сейсмичности (например, зону, где будет наблюдаться определенная плотность эпицентров данного энергетического класса) при условии, что данная область окажется сейсмоактивной. Величина ее будет определяться отношением процента площади, занятой событием (т.е. площади, где наблюдалась данная плотность эпицентров землетрясений рассматриваемого энергетического класса) - S''_{ij} , к проценту площади, которую можно считать сейсмоактивной, и все это в пределах зоны, где зафиксировано данное сочетание значений геологических критериев сейсмичности R_i и C_j :

$$P(Q|B) \approx S''_{ij}/S'_{ij} \quad (12)$$

где Q - плотность эпицентров, например 4 (см. рис. 3, Б).

Однако эта оценка относится к каждой данной ячейке матрицы III (рис. 3, В). Для того чтобы данные анализа можно было перенести на весь район в целом, необходимо рассчитать вероятность произведения событий, т.е. вероятность того, что точка, характеризующаяся определенным сочетанием значений критериев R_i и C_j , будет и сейсмически активной и в ней проявится данная сейсмологическая характеристика (Q), т.е.

$$P(B \cap Q) = P(B) \cdot P(Q|B) \quad (13)$$

Подставив соответствующие выражения вероятностей и сделав необходимые преобразования, получим

$$P(B \cap Q) \approx S''_{ij}/S_{ij} \quad (14)$$

Матрица этих значений (матрица IV на рис. 3, Б) и будет прогнозной матрицей, показывающей оценку вероятности возникновения прогнозируемого параметра сейсмичности по значениям геологических критериев R и C . В дальнейшем эту матрицу можно использовать как номограмму, т.е., определяя в конкретной точке на карте значения геологических критериев R_i и C_j , можно на соответствующем пересечении строки i и столбца j определить значение вероятности проявления в этой точке прогнозируемого сейсмологического показателя. При значительной неточности исходных карт возможно использовать средние значения критериев по какой-либо элементарной площадке и получать средние значения вероятности проявления сейсмологического показателя. Прогнозные схемы можно составлять как в изолиниях, так и в дискретном виде, показывая оценки вероятностей для каждой из элементарных площадок.

Всегда присутствующая неполнота наших данных о сейсмичности района и возможные ошибки в определении значений геологических критериев сейсмичности приводят к тому, что истинные значения вероятностей будут отличаться от полученных оценок по описанной методике. Точность результатов в значительной мере будет определяться выбранным интервалом градаций критериев.

При слишком мелком интервале точность прогноза будет занижена. При слишком большом интервале наряду со снижением практической ценности прогноза (огрубление, обобщение выделяемых зон) будет наблюдаться значительная потеря информации. Доказано, что при оценке параметров нормальной совокупности потеря информации, обусловленная группировкой, составляет меньше 1%, если интервал группировки не превосходит четвертую часть среднего квадратического отклонения [21, с. 47]. Согласно [16], оптимальное число градаций может быть рассчитано следующим образом

$$r = 1 + 3.3 \lg n, \quad (15)$$

где r — число градаций; n — общее количество наблюдений. При рассмотрении площадей, занятых данным значением критериев или сейсмологических параметров, и принимая общую площадь района за 100%, надо стремиться к выбору таких градаций, чтобы они охватывали порядка 10–15% площади при относительно равномерном распределении площади среди различных значений критериев. Подобная методика нашла широкое применение в различных разделах метеорологии, где показала свою перспективность. Использование ее для ряда районов Средней Азии и Кавказа позволило получить весьма обнадеживающие результаты.

Таким образом, вероятностный путь прогноза сейсмологических показателей по различным геологическим критериям сейсмичности является наиболее перспективным из используемых в настоящее время. Особенно велико его значение при учете возможного проявления возбужденной сейсмичности. Что касается практического использования карт прогноза в изолиниях вероятности проявления того или иного сейсмологического параметра, то эта задача требует совместного анализа специалистами разн-ых профилей с участием экономистов и плаников. Отметим только, что, по-видимому, для различных объектов будет оправдана разная степень "риска" и "критические" значения вероятности будут разными для разных объектов строительства, что позволит более рационально использовать сейсмотектонические данные в народном хозяйстве.

ЛИТЕРАТУРА

1. С.В.Медведев. Карта сейсмического районирования территории СССР 1957 года. — "Труды ИФЗ АН СССР", 1958, № 1 (168).
2. Д.И.Мухометов. Сейсмическое районирование Средней Азии. — "Труды Сейсмол. ин-та АН СССР", 1933, № 34, вып. 2.
3. Г.П.Горшков. О сейсмичности Таджикистана. — Труды I конф. по изучению производит. сил ТаджССР, т. 1, М., СОПС АН СССР, 1933.
4. Б.А.Петрушевский О некоторых задачах сейсмологии. — "Бюлл. МОИП, Отд. геол.", 1957, 32, № 5.
5. М.В.Гзовский. Тектонофизическое обоснование геологических критериев сейсмичности. — "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1957, № 2 и 3.
6. М.В.Гзовский, А.А.Никонов. Тектонофизическая интерпретация современных движений земной коры. — "Геотектоника", 1973, № 3.
7. Н.И.Николаев, П.Н.Николаев, И.С.Сидоров. Карта градиентов скорости новейших тектонических движений и ее физическая интерпретация. — "Вестн. МГУ. Сер.геол.", 1968, № 6.
8. В.И.Бунэ, Н.А.Введенская, М.В.Гзовский. Методические основы обзорного сейсмического районирования (на примере Средней Азии). — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М., "Наука", 1968.
9. В.И.Бунэ, И.В.Кириллова, И.В.Ананьин, Н.А.Введенская, Г.И.Рейсиер, В.А.Шолпов. Опыт оценки максимальной сейсмической опасности на примере Кавказа. — В кн.: Сейсмические исследования для строительства. Вопросы инженерной сейсмологии. вып. 14. М., "Наука", 1971.
10. Ю.К.Шукин, Г.А.Шенкарева. Основные задачи изучения сейсмоопасных зон методами разведочной геофизики. — В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. Верхняя мантия. № 11. М., "Наука", 1973.

11. И.М. Гельфанд, В.И. Кейлис-Бироком и др. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений Памира и Тянь-Шаня. — В кн.: Вычислительные и статистические методы интерпретации сейсмических данных. Вычислительная сейсмология, вып. 6. М., 1973.
12. У. Крамбейн, М. Кауфман, Р. МакКеммон. Модели геологических процессов. М., "Мир", 1973.
13. П.Н. Николаев. Влияние истории тектонического развития на сейсмическую активность (на примере Ферганской впадины). — В кн.: Проблемы тектонических движений и новейших структур земной коры. М., "Наука", 1968.
14. П.Н. Николаев. О связи истории тектонического развития и сейсмической активности. — "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1969, № 5.
15. Н.Л. Добрецов, Н.С. Маковская. Применение вероятностно-статистических методов в геологии. Изд. Новосибир. ун-та, 1967.
16. П.Н. Николаев. Количественная оценка достоверности и значимости геологических критериев сейсмичности. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, вып. 7. М., Изд-во МГУ, 1977.
17. Н.А. Плохинский. Биометрия. М., Изд-во МГУ, 1970.
18. Р.Л. Миллер, Дж.С. Кан. Статистический анализ в геологических науках. М., "Мир", 1965.
19. П.Н. Николаев. Деформационная неоднородность земной коры как геологический критерий сейсмичности. — В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. М., "Наука", 1973.
20. Н.И. Николаев. Искусственные землетрясения. — "Природа", 1973, № 7.
21. Р.А. Фишер. Статистические методы для исследователей. М., Госстатиздат, 1958.

О ПРИМЕНЕНИИ ИСТОРИЧЕСКОГО, АРХЕОЛОГИЧЕСКОГО И ПАЛЕОСЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКОГО МЕТОДОВ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ИСТОРИИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Для установления возможности проявления возбужденных землетрясений большое значение имеют сведения об общем уровне сейсмичности и данные о ранее происшедших крупных землетрясениях. Любая оценка сейсмичности носит вероятностный характер, и эта вероятность рассчитывается исходя из наблюдаемых случаев землетрясений, происшедших в прошлом. Такой подход достаточно проверен практикой и лежит в основе заключений по сейсмическому районированию. Но возникают трудности — отрезок времени, на протяжении которого зафиксированы землетрясения, оказывается ничтожно малым по сравнению с масштабом исторического времени и очень разным по продолжительности в разных районах. Кроме того, за это же время более многочисленными оказываются слабые землетрясения, чем сильные, которые для прогноза являются важными, но редкими событиями. Поэтому необходимы данные за длительный отрезок времени, чтобы достоверность делаемых выводов при статистической обработке была обоснованной. Правильно оценить сейсмический уровень того или иного района можно не только по инструментальным наблюдениям, но и с помощью анализа накопленного исторического опыта, относящегося к промежутку времени за пределами нашего столетия. Однако далеко не все сейсмические районы имеют длительную историю накопления данных по происшедшим землетрясениям.

Для точной оценки действительного максимального возможного землетрясения K_{\max} используются данные наблюдательных станций сейсмической сети, инструментальные сейсмологические материалы и сеймотектонические данные. Однако, по мнению ряда исследователей, перечисленные сведения недостаточны для обоснованного прогноза. Поэтому в последние годы стали привлекать новый, палеосейсмогеологический метод, предложенный и разработанный главным образом Иркутской школой сеймотектонистов (Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко и др.). В общем случае сущность его заключается в поисках, диагностике и соответствующей интерпретации сейсмодислокаций с определением интенсивности создавших их землетрясений [1-4 и др.]. Основанием для заключений является изучение выраженных в рельефе различного рода остаточных деформаций, образовавшихся в плейстоценовых зонах современных разрушительных землетрясений, их пространственных сочетаний. Для платформенных областей с привлечением палеогеоморфологических данных этот метод разрабатывался автором этих строк [5, 6]. В последнее время данная методика получила широкое распространение [7, 8 и др.], хотя попытки определения проявлений сейсмичности прошлого по строению и составу древних слоев геологического разреза у основоположников палеосейсмогеологического метода встретили критику и возражение [2, 3 и др.].

Оценка интенсивности землетрясений и их параметров для современных землетрясений — задача трудная. Известно, что для одного и того же землетрясения разные сейсмологи по-разному определяют магнитуду, энергию, положение эпицентра, иначе рисуют изосейсты и т.д. Примеров этому множество. Совершенно очевидно, что оценка интенсивности землетрясений, которые не имеют инструментальных данных и которые восстанавливаются по неполным историческим и археологическим материалам, — задача еще более трудная. Что же касается оценки интенсивности землетрясений, восстанавливаемых по гео-

морфологическим и палеогеологическим данным с применением палеосейсмогеологического метода, то здесь можно ожидать еще значительно больше расхождений в оценках разных исследователей.

Указанные трудности позволяют некоторым исследователям крайне отрицательно относиться к попыткам применения палеосейсмологического метода.

Ниже кратко описываются методические подходы определения истории проявления сейсмичности, встречающиеся при этом трудности и дается оценка получаемых результатов.

Использование историко-археологических данных для реконструкции землетрясений прошлого

Для реконструкции землетрясений исторического прошлого наиболее благоприятными являются районы с хорошо изученной историей, в которой достаточно хорошо документированы случаи происшедших землетрясений. К ним относятся районы Восточного Средиземноморья, Ближнего Востока, Индии, Китая, Крымско-Кавказской области, некоторые районы Средней Азии, где сведения о землетрясениях охватывают отрезок времени во много сотен лет и даже тысячелетия.

О ранних землетрясениях в районах юга территории СССР имеются указания в работах древнегреческих писателей — Геродота, писавшего о Скифии, и у Флегонта Траллийского (II в.н.э.) в сочинении "Об удивительных явлениях" и др. Много сведений содержится в русских летописях, в которых имеются указания на землетрясения на Руси в 1105, 1170, 1198, 1230, 1446, 1474, 1596 и других годах, в описаниях Византийской истории, в записях путешественников, посещавших эти территории, в заметках, делавшихся отдельными лицами, и других источниках [9-11 и др.].

Из наиболее ранних землетрясений в Крыму по археологическим данным указывается землетрясение 63 г. до н.э. [9]. Первая историческая дата о разрушительном землетрясении относится к 480 г.н.э., когда осенью произошло необычайно сильное землетрясение, охватившее все пространство Византийской империи. Первая точная дата разрушительного землетрясения в Крыму относится к 1292 г. Что касается Кавказа, то с землетрясением в I в.н.э. связывают разрушение г. Диоскурии (Сухуми), часть которого погрузилась под уровень Черного моря. Известно, что в IV и VI в.в. был разрушен также г. Себестополис. Развалины его находятся на дне Сухумской бухты. Большая часть города, как считают, погрузилась под уровень моря внезапно в результате быстрых сейсмических движений, о чем говорит значительный одинаковый наклон в глубь берега древней кладки и культурных слоев Себестополиса. Указывается, что около 417 г. от землетрясений на Боспоре был разрушен ряд городов и полей. Наличие сильных землетрясений в историческое время подтверждают разрушения древних сооружений Боспорского государства, обнаруженных археологами.

Наиболее полная сводка исторических данных о землетрясениях в Закавказье содержится в [12, 13]. До середины первого тысячелетия имеются сообщения о двух землетрясениях (139, 453 гг. н.э.), за вторую его половину о десяти и за последующие 500 лет о семнадцати землетрясениях. В XVI в. упоминается об одном землетрясении (1530 г.), в XVII в. — о четырнадцати и в XVIII в. — о трех. Начиная с первой половины XIX в. (148 землетрясений) их количество значительно увеличилось: во второй половине XIX в. — 442 и в первой половине XX в. — 1893 землетрясения. За период с XVIII столетия имеются сведения о 2600 землетрясениях.

Все приведенные выше указания очень трудно использовать в практической работе сейсмолога и сейсмотектониста. Наличие серьезных пробелов, а в ряде случаев перерывов в письменной истории дают не однородный материал. В результате скудных данных и часто не точной информации, содержащихся в современных каталогах землетрясений, некритического использования их, часто

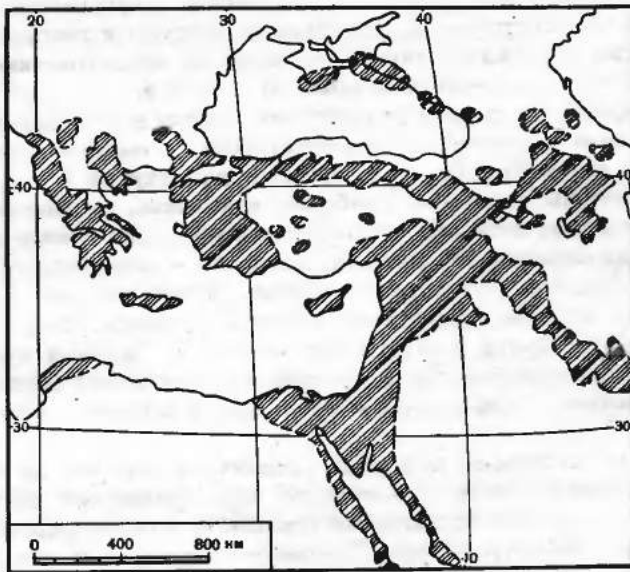


Рис. 1. Карта распределения исторических землетрясений

Заштрихованная площадь — ареалы эпицентральных зон за I—XVII столетия (по Н.Н. Амбразейсу с добавлениями автора)

делаются абсурдные заключения, что, например, наиболее сейсмичными участками на Среднем и Ближнем Востоке являются крупные города (Стамбул, Халеб, Иерусалим и др.). На самом деле землетрясения, ощущавшиеся в городах, в большинстве случаев приходили туда из эпицентров, отстоящих на 50–100 км и более; они обнаруживаются после тщательного изучения исторических и археологических материалов.

Тем не менее исторические данные по Кавказским землетрясениям позволили И.В. Кирилловой [14, 15] статистически их обработать, получить распределение сейсмической активности и выявить определенную ритмичность. Попытки обработки этих материалов для Закавказья имеются и у К.И. Бюса [13]. Однако к подобным обобщениям следует подходить очень осторожно из-за неточности исходных данных, которые требуют специальной проверки и обработки. В этом отношении заслуживает внимания перестроенный каталог Крыма [16].

Пересмотр всех данных по исторической сейсмичности территорий Восточного Средиземноморья и Ближнего Востока (без Крыма и Кавказа) позволил Н.Н. Амбразейсу [17–21] составить карту распределения сейсмичности в историческом прошлом в сопоставлении с эпицентрами, зарегистрированными инструментально (рис. 1). Карта была построена путем суммирования всех эпицентральных районов отдельных землетрясений и дополнена нами для территории Кавказа и Крыма. Из карты ясно следует, что сейсмичность исторического прошлого удивительно хорошо согласуется с основными тектоническими структурами. Так, очень хорошо выявляются зоны вдоль Красного и Мертвого морей, Анатолийская зона разломов, Северный Загрос, Кавказ, Крым. Менее четко совпадение выявляется в Греции и западной части Малой Азии. Инструментальные данные за последние 65 лет хорошо согласуются с сейсмичностью исторического прошлого.

Для построения такой карты Н.Н. Амбразейсу пришлось проделать огромную работу. Она очень интересна с методической стороны. В каталогах землетрясений и других современных трудах, касающихся землетрясений до 1900 г., выявилось много ошибок. Во многих случаях одно и то же событие, будучи по-разному описано в различных источниках, входило в каталоги как два или

более события. Ошибки повторялись от публикации к публикации [17, 18]. Основываясь на первоисточниках, освещающих историю и географию данного района, в которых содержатся первые указания на землетрясения, Н.Н. Амбразейс заново собрал все сведения начиная от I в. н.э.

При этом пересмотре возник ряд проблем, прежде всего связанных с датированием некоторых исторических землетрясений, а также с определением местоположения значительного числа пунктов, упомянутых в разных документах. Были привлечены сирийские, арабские, армянские, грузинские источники и рукописи с наиболее ценными источниками информации в виде заметок на полях и выходных сведений. По большей части это — свидетельства очевидцев и современные описания упомянутых событий, дающие точные даты или надежные сведения, из которых можно было вывести подлинную дату. Эти рукописи содержат описание событий в отдаленных районах от крупных культурных центров, обычно в местностях, где были монастыри, и таким образом, служили хорошим дополнением к информации, содержащейся в более известных хрониках.

Выяснилось, что полезными оказались и различные надписи на памятниках, и анализ монет. Некоторые из них помогли Н.Н. Амбразейсу не только в датировании событий, но и в определении степени и площади разрушений, вызванных отдельным землетрясением. Полезными оказались и археологические данные из современных раскопок, особенно для районов с недостаточными письменными источниками. Приведенный анализ всех материалов для периода с 10 по 1699 г. н.э. позволил выявить более 3000 землетрясений, что оказалось примерно в 20 раз больше числа достоверных землетрясений для этого же периода, перечисленных в современных каталогах.

Применяя указанный метод, исследовали сейсмичность на протяжении большого отрезка времени различных районов [17]. Для характеристики метода можно добавить, что были построены кривые частоты n землетрясений для разных районов. Одним из примеров является район Стамбула (рис. 2). Кривая *A* показывает распределение во времени всех сильных землетрясений, причинивших некоторый ущерб городу. Кривая *B* дает аналогичную графическую зависимость для толчков, затрагивающих большую территорию и также причинивших значительный ущерб. Кривая *C* показывает распределение землетрясений, разоривших большие участки местности вокруг Стамбула и нанеших тяжелый ущерб в самом городе. Из этих кривых может быть сделан ряд выводов. Например, на кривой *A* выявляются два отчетливых периода относительного покоя, продолжительностью около 200 лет и соответствующие VII и XII столетиям. Достаточно точно установлено, что это действительно периоды отсутствия активности, а не пробелов информации. Вторая из них совпадает с периодом крестовых походов, о которых большое количество информации имеется из восточных источников. Из кривых следует, что частота случаев сильных землетрясений в V и VI столетиях та же, что и для периода после XV столетия. На кривой *B* и *C* выделяются группы сильных землетрясений (показана стрелками) при примерном соотношении: одно разрушительное землетрясение на каждые 55 лет.

Примером сложности выяснения истории проявления сейсмичности по историко-археологическим данным для южного склона Кавказского хребта могут быть два противоположных мнения. Одно из них утверждает, что сведений о землетрясениях в Западной Грузии до начала XX в. не имеется; в соответствии с другим — "палеосейсмологические исторические и археологические данные надежно рушат 8-балльный потолок Большого Кавказа" [22, с. 47]. Доказательством могут быть:

- 1) надпись на поясе арки церкви святых Ивлиты и Квирикэ в верховьях р. Ингури, которая гласит, что церковь, которая подверглась разрушению сильным землетрясением, восстановил Георгий, сын Антония;
- 2) руины сванских родовых башен в районе приустьевой части долины р. Накры, некогда густо заселенной, а потом полностью заброшенной;
- 3) руины крепости Ушгули (шарицы Тамары);

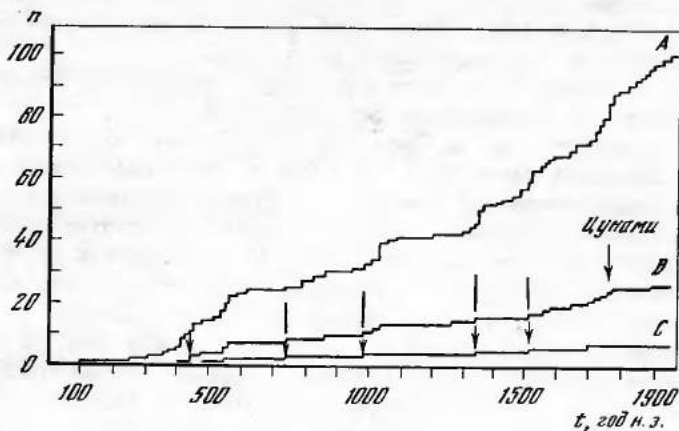


Рис. 2. Сейсмическая активность за историческое время для района Стамбула (по Н.Н. Амбразеюсу)

4) сванские башни, имеющие вид суживающегося конуса, с фундаментами, заложенными до глубины 3 м, из сплошной каменной кладки до высоты в 6,8 м (что указывает на большую устойчивость сооружения), несущие следы разрушений, интерпретируемых как сейсмогенные [22].

Следует отметить, что надпись в церкви святых Йвлиты и Квирике переводилась на русский язык неоднократно. Она не имеет существенных различий, что подтверждает и перевод, сделанный канд. ист. наук Ш.А. Шукуани. Однако все-таки в указанной надписи не сказано о "сильном" землетрясении, и Антоний писал, что он украсил (реставрировал, расписал) церковь, но не восстановил. Более детальный анализ росписей церкви показывает на плохую ее сохранность, что указывает на неудовлетворительные условия сохранения памятника — разведение в церкви костров, атмосферные влияния и проч.

Наиболее пострадала роспись алтаря, где, по устному свидетельству Ш.А. Шукуани, имеется заштукатуренная трещина. Вместе с тем подпись художника Тевдоре (1112 г.), находящаяся над дверным проемом, т.е. в конструктивно ослабленной части стены, сохранилась, что говорит не в пользу мнения о сильном землетрясении. На это же указывает отсутствие значительных нарушений слоя штукатурки с настенными росписями Тевдоре.

Кисти Тевдоре принадлежат росписи церкви в Ипрари (датирована по подписи 1096 г.) и близкая по стилю роспись церквей в Цвирми и Пакипари. Эти росписи, как и более поздние (до XVII в.), дошли до наших дней, пострадав более всего от копоти и сырости. Таким образом, сохранившиеся в Сванетии с X—XI вв. памятники искусства не дают доказательств значительных землетрясений.

Свидетельствуют ли о разрушительных землетрясениях руины древних башен, приуроченные к отдельным районам Сванетии?

Многие исследователи отмечали отсутствие или разрушение башен в ряде районов бассейна р. Ингури, однако объясняли этот факт особенностями исторических судеб Верхней и Нижней Сванетии.

Известно, что Верхняя Сванетия приблизительно с XI в. сохраняла свою независимость, а Нижняя неоднократно подвергалась нашествиям завоевателей или подчинялась грузинским князьям. Подверглась она большому разрушению и со стороны захвативших ее в XV в. феодалов, что привело к разрушению характерных для сванской деревни башен и примыкающих к ним жилых помещений, так что деревни утратили свой типичный облик.

Многие сванские постройки сильно пострадали за последние сто лет. Так, в 1879 г. в связи с карательными мерами были разрушены до основания все башни д. Холде; в 1928 г. была разрушена сторожевая башня в Местиа; В до-

лине р. Накра, где древние постройки полностью разрушены, были найдены золотые монеты античного времени. Здесь проходили пути на Донгуз-Орунский перевал, и завоеватели не раз опустошали этот район.

Любопытно, что в других имеющихся объяснениях отсутствия поселений в долине р. Накра также не упоминаются землетрясения.

Таким образом, селения Нижней Сванетии по историческим данным сильно пострадала от "социальных катастроф". Участие в этих разрушениях сейсмических явлений не подтверждается никакими достоверными данными. Если и были разрушения от землетрясений, то для выявления их следует проводить специальные исследования руин сванских башен, чтобы выделить проблематические следы природных катастроф от указанных выше разрушений. Как можно видеть, исторические данные не могут безусловно свидетельствовать в пользу крупных землетрясений в этом районе за последнюю тысячу лет. Об этом же говорят и развалины крепости Ушгули (дарицы Тамары), возвышающиеся над поселком, на вершине горы. Обследовавший их сотрудник Лаборатории неотектоники и сейсмостектоники МГУ Р.К. Баландин приводит следующие соображения. Во-первых, в поселке прекрасно сохранились многочисленные высокие башни и несколько церквей раннего средневековья. Во-вторых, никаких устных или письменных свидетельств о землетрясениях в этом районе не имеется. В-третьих, осмотр крепости позволяет сделать заключение, что сейсмические явления имеют малое отношение к ее разрушению. Наибольшему разрушению подверглась северная половина двух крепостных башен (стена западной башни обвалилась внутрь). Здесь же сильно деформирована крепостная стена, частично сдвинутая вниз по склону в направлении залегания слоев глинистых сланцев в основании сооружения. На восточной башне сверху целы карнизы. Все это свидетельствует о строительных дефектах крепости как основной причине ее разрушения. Крепостные постройки не имеют заглубленных фундаментов, а площадка спланирована при помощи плит, уложенных без цементации частично на склоне. Это привело к оползанию отдельных построек, приуроченных к северному крутому склону.

Относительно антисейсмичности древних сванских построек трудно сказать что-либо определенное. Само по себе сооружение тридцатиметровых башен — традиция, отсутствующая у жителей сейсмоопасных районов, — говорит о том, что древние сваны не рассчитывали свои постройки на сильные землетрясения. Вообще сванские башни отличаются от соответствующих сооружений в других районах Кавказа именно своей высотой и наименьшей суженностью в верхней части, т.е. конструктивно они наименее сейсмостойки.

Следует добавить, что ни в рассказах местных жителей, ни в сванском фольклоре, ни в местных рисунках, обрядах и обычаях не удается обнаружить каких-либо упоминаний о землетрясениях. Если в грузинских летописях есть упоминания о землетрясениях (например, о землетрясениях 1136 г., разрушивших г. Гандзи), то в церковных записях (по-древнегрузински) на рукописных евангелиях в Сванетии нет никаких упоминаний о землетрясениях. Записи эти велись (отрывочно) с XII в., в них сообщается о различных бытовых событиях в приходах. В сванских легендах можно встретить фантастическое объяснение происхождения родника — от удара копытом коня, на котором ехал бог, а также появление суши из всемирных вод, но главная тема легенд — охота.

Итак анализ имеющихся исторических, археологических, фольклорных, этнографических, архитектурных, эпистолярных, искусствоведческих данных, относящихся к указанным районам Западной Грузии, сделанный Р.К. Баландиным, не представляет нам никаких материалов о разрушительных землетрясениях в этом районе за исторический период (с начала новой эры). Это, конечно, не говорит об отсутствии землетрясений, но делает сомнительными выводы тех исследователей, которые утверждают, что в данном районе за исторический период бывали разрушительные землетрясения. Приводимые ими данные [4, 22] в пользу такого заключения оказываются сомнительными либо недостоверными.

Из рассмотренного примера следует, что для правильных выводов по истории проявления сейсмичности по историко-археологическим данным необходимо привлечение разнообразных материалов. Вместе с тем сводка Н.Н. Амбразейса [17] показывает, что в некоторых случаях выяснение сейсмотектонических закономерностей только по инструментальным данным, без материалов по сейсмичности в историческое время, может привести к ошибочным или неполным результатам.

Сбор историко-археологических данных, их оценка и обработка приводят к выводу, что за пределами инструментальных наблюдений, по макросейсмическим данным выявляются колебания частоты землетрясений. То нарастание, то уменьшение проявляющихся землетрясений отмечаются и для Кавказа [13, 14], и для Крыма. Максимумы и минимумы по Кавказу разделяются периодами около 2,5–3,0 столетий, более или менее правильно сменяющих друг друга [15]. Для Турции периоды отсутствия активности оцениваются около двух столетий и падают на VII–XII столетия.

По материалам [17] выявляется, что за сильными толчками (приводящими к большим разрушениям и человеческим жертвам) имеют место короткие периоды высокой сейсмичности.

Нередко сейсмические толчки сопровождаются цунами. Эти же закономерности могут быть отмечены и для Крымско-Кавказской области.

Мерой интенсивности землетрясения является степень воздействия данного землетрясения на возведенные человеком сооружения. Однако, как указывает Н.Н. Амбразейс, было бы неверно использовать только ее для связи сейсмических событий современного времени и исторического прошлого. Современные здания во многих отношениях отличаются от древних и суждение о будущем ущербе по событиям вековой давности может привести к преуменьшению опасности. Необходимо принимать во внимание не только изменения конструкций, но и изменение инженерно-геологической обстановки (изменения уровня подземных вод и проч.).

Представляют интерес соображения Н.Н. Амбразейса об оценке сейсмичности по сохранившимся древним строениям. Факт наличия довольно большого числа древних сооружений, сносно сохранившихся в различных сейсмических районах мира, приводил к мнению, что эти районы избежали разрушительных землетрясений. Однако исторические и археологические данные позволяют сомневаться в правильности таких суждений. По мнению Н.Н. Амбразейса, сохранившиеся древние строения уцелели в процессе естественного отбора, но они составляют очень небольшую часть от общего числа сооружений, сохранившихся с древних времен. Эти строения – образцы наилучшей окончательной конструкции, выработанной многовековым опытом или даже созданной случайно. Необходимо учитывать проводившееся в прошлом восстановление строений, причем землетрясения служили поводом для внесения таких изменений в конструкции, которые делали их более устойчивыми [17]. Этот вывод полезно учитывать при оценке сейсмичности по археологическим данным Крыма, Кавказа и Средней Азии.

Наконец, по мнению Н.Н. Амбразейса [17], в последние 25 веков землетрясения имели малое влияние (если оно вообще было) на историческое развитие на Ближнем и Среднем Востоке. Землетрясения влекли за собой преждевременный упадок местной экономики или кризис в занятиях местного населения, но они никогда не вызывали распада высококультурного государства и тем более цивилизации. Личные, политические, экономические интересы, религиозные представления и отношение к предкам, по-видимому, заслоняли, а в некоторых случаях вытесняли те уроки, которые люди извлекали из разрушительных землетрясений. Например, селения, разрушенные землетрясениями, часто возрождалась на других местах. Но города, где сосредоточивались важные экономические и политические интересы, неизменно восстанавливались, расширялись, украшались на тех же самых местах, даже тогда, когда было известно о ненадежности этих участков и это впоследствии увеличивало бедствия. Ярким примером может явиться разрушение и возрождение

на Кавказе городов Диоскурии, Сестополиса, на месте которых сейчас находится Сухуми, или г. Ташкент, который дважды был разрушен землетрясениями и возродился новым, еще более красивым, современным городом.

Из всего сказанного следует, что опыт всестороннего изучения сейсмичности прошлого, по данным истории и археологии, заслуживает пристального внимания. Существующие каталоги землетрясений, по-видимому, требуют уточнений и добавлений, которые можно внести на основании изучения исторических материалов. Постановка темы по выявлению сейсмичности в историческое время, прежде всего для Крымско-Кавказской и Среднеазиатских сейсмоактивных зон, может принести пользу и для инженерной сейсмологии и для сеймотектоники.

Применение палеосейсмогеологического метода для истории сейсмичности исторического и доисторического времени

Для целей предсказания землетрясений рассмотренные выше исторические данные дают далеко не все: они страдают неизбежными пробелами, и необходим намного больший период наблюдений. Нужна новая методика, позволяющая выявить крупные землетрясения и в историческое и в доисторическое время, оцениваемое продолжительностью голоцена и позднего плейстоцена (10–15 тыс. лет). Очевидно, такими методами должны быть геолого-геоморфологические. Именно по такому пути пошли Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко и др. (Иркутская школа сеймотектонистов). Они предложили новый метод изучения уровня сейсмичности, названный палеосейсмогеологическим [1, 2, 4, 23 и др.]. Этот метод дает возможность по реликтовым факторам рельефа и коррелятным им "сейсмогенным фашиям" отложений (преимущественно гравитационным) определить наиболее высокий уровень сейсмической активности, не фиксирующейся по макросейсмическим и тем более инструментальным данным. Особенную ценность данный метод приобретает при применении его в мало или недавно обжитых районах и удаленных от действующей сети станций. Он позволяет перейти от общего к детальному сейсмическому районированию для районов, в которых сейсмостатистический материал отсутствует. Наконец, этот метод позволяет определить высшую балльность землетрясений и тем самым разрешить одну из задач сеймотектоники – тектонический прогноз землетрясений [3, 4].

Палеосейсмогеологический метод стал применяться многими исследователями, однако чрезмерное увлечение им часто приводило к поспешным выводам, необоснованным суждениям и спорности делаемых заключений. Вследствие этого и сам метод стал подвергаться сомнению.

Принципиальной основой установления землетрясений в историческое время и в геологическом прошлом является подробное изучение и описание последствий современных разрушительных землетрясений.

В последние годы появились отдельные статьи и даже монографии, описывающие последствия крупных землетрясений по районам: Монголии, Забайкалья, Станового нагорья, Кавказа, Средней Азии, Калифорнии и многих других. В большинстве случаев следы землетрясений в виде разнообразных специфических форм рельефа не сохраняются на поверхности земли. Они исчезают вследствие проявления процессов денудации или деятельности человека даже в течение одного сезона. Однако следы разрушительных землетрясений могут сохраняться в течение многих столетий и тысячелетий, т.е. они могут иметь и голоценовый и плейстоценовый возраст. Есть все основания предполагать, что эти формы рельефа сохраняются и при значительно более длительных отрезках времени (миллионы лет) вследствие их обновления последующими землетрясениями (Кавказ, Крым, Монголия и другие районы). В значительной мере сохранность реликтовых следов крупных землетрясений зависит от геологической зоны, в которой они находятся, и от климатических условий и их изменений во времени.

При сильных землетрясениях проявляются обвалы, земляные лавины, оползни, сели, образуются трещины, эскарпы и проч., которые охватывают большие площади и проявляются на расстоянии до 200 км и более от эпицентра. Количество обвалов и оползней исчисляется сотнями и тысячами (Чилийское землетрясение 1960 г.). Нередко они связаны с зонами крупных разломов земной коры. Объем обвалов достигает до 1-3 млрд. м³ и более (Камчатка, Памир). Обвалы перегораживают речные долины, подпруживают реки, приводят к образованию озер. В районах, сложенных слоистыми осадочными образованиями, при крупных землетрясениях происходит сползание (до нескольких квадратных километров) пластов или пачек пластов относительно жестких пород по более пластичным. При этом образуются громадные трещины, уступы высотой в десятки метров (Кавказ, Монголия). Проявляются горизонтальные смещения разного типа. Изучение большого разнообразия сейсмогенных явлений позволило В.П. Солоненко [24] выделить три генетические группы сейсмодислокаций: сеймотектонические, гравитационно-сеймотектонические и сейсмогравитационные.

Изучение современных последствий крупных землетрясений позволило наметить определенную эмпирическую связь между масштабом остаточных деформаций сейсмодислокаций и интенсивностью землетрясений. Для ряда районов было установлено, что масштаб сейсмодислокаций зависит от магнитуды землетрясений, глубины и механизма очага, геологического и геофизического строения эпицентральной зоны, а также от особенностей кинематики неотектонических (современных, голоценовых и более древних) движений.

По работам [25, 26], где обобщается обширный материал по Монголо-Байкальской сейсмической зоне, устанавливается, например, некоторая эмпирическая зависимость протяженности системы сейсмодислокаций от интенсивности землетрясений. При глубине очагов в 25±5 км и интенсивности в 10 баллов в среднем для ряда землетрясений протяженность сейсмодислокаций определяется в 15 км. Как правило, для этой же зоны при 7-8-балльных землетрясениях подвижки по разломам не доходят до поверхности земли или доходят очень редко. Поэтому они почти не сопровождаются образованием поверхностных трещин. Вместе с тем в пределах эпицентров широко распространены сейсмогравитационные сейсмогенные явления в виде обвалов, оползней и других, образовавшихся одновременно с землетрясением.

Именно основываясь на таких обобщениях выявленных по анализу современных землетрясений, т.е. применяя актуалистический метод, определили интенсивность землетрясений и некоторые другие параметры для реликтовых сейсмогенных форм рельефа, которые в настоящее время обнаружены в каждой сейсмоактивной зоне. К историческим сведениям о крупных землетрясениях добавлялись дополнительные данные. А нижняя граница отрезка времени, в пределах которого фиксируются этим методом крупные землетрясения, опустилась в доисторическое время. Можно согласиться с В.П. Солоненко [4], что привлечение палеосейсмологических данных позволяет уточнить карту K_{max} и привести ее в соответствие с сейсмологическими данными.

Попробуем критически отнестись к рассматриваемому методу и делаемым выводам. Прежде всего о названии самого метода. Предложивший его Н.А. Флоренсов [1] говорил о "палеосейсмологическом подходе" к определению уровня сейсмичности того или иного района. Этот подход заключался в выявлении геологическими методами следов землетрясений, происходивших на какой-либо территории в доисторическое время или сравнительно недавно, но не оставивших о себе ни устных, ни письменных свидетельств. Среди следов таких "ископаемых" землетрясений он называл и формы рельефа по аналогии с современными сейсмодислокациями, дислокации молодых толщ, отложенных в виде фаций подножий и горных обвалов, разрывные деформации слоев молодого возраста, которые выявляются по сходству их морфологии, масштабам и положению с современными дислокациями, вызванными сильнейшими историческими землетрясениями.

Н.А. Флоренсов писал: "Изучение всех таких дислокаций позволяет понять динамику и кинематику земной коры и ее поверхности во время землетрясений и должно служить орудием распознавания "ископаемых" землетрясений, а через них — средством определения современного сейсмического уровня и его прогноза на будущее" [1, с. 83]. В работах В.П. Солоненко и его сотрудников [2-4, 7, 8, 22, 24-28 и др.] можно видеть, что такой подход начал называться более широко — "палеосейсмогеологическим методом". Вместе с тем объекты изучения значительно сузились. Метод стал основываться главным образом на изучении форм рельефа, палеосейсмодислокаций и сравнении их с формами рельефа и со строением сейсмодислокаций (всегда выраженных в рельефе), образующихся после сильных землетрясений в плейстоценовых областях.

В отношении же "ископаемых" землетрясений, следы которых запечатлеваются в геологических разрезах, В.П. Солоненко в своих работах пишет, что чрезмерное увлечение палеосейсмогеологическим методом, приводящее, например, к попыткам определить по строению и составу слоев уровень сейсмической активности нижнемелового (Н.Н. Верзилин) и даже синийского возраста (С.Г. Нечаев, А.Ф. Ильин), может принести развитию палеосейсмогеологии больший вред, чем критика метода без достаточного знания сути дела (М.Г. Гроссвальд) [2, 26, 29-31].

Следует напомнить, что палеогеографические признаки былых землетрясений, восстанавливаемых по изучению геологических разрезов, были разработаны еще в прошлом столетии и широко применялись крупнейшими русскими и зарубежными геологами (А.П. Павлов, А.Д. Архангельский, А. Гейм и другие), вошли в учебную литературу [32-35]. В.П. Солоненко сужает возможности палеосейсмогеологического метода и приемы, которые им используются для изучения палеосейсмодислокаций, по существу сводятся к "палеосейсмогеоморфологическим" методам. Вместе с тем изучение "ископаемых" землетрясений дает очень много [5-7, 36-38]. Ниже мы покажем, что выявление сейсмичности по данным изучения геологических разрезов далекого геологического прошлого имеет не только познавательный, академический интерес, но и практическую ценность.

При всей убедительности привлекаемых данных и делаемых из них выводов, "палеосейсмогеологический" метод не является в настоящее время столь разработанным, чтобы, применяя его, можно было бы делать категорические выводы, как, например, считать, что на Кавказе, для южного и северного склона Главного Кавказского хребта, устанавливаются 9- и 10-балльные зоны. Как будет видно ниже, такое заключение несколько преждевременно.

Нельзя также согласиться и с другим категорическим утверждением, что загадки гибели средиземноморских культур должны связываться с вновь устанавливаемым явлением "сейсмогенно вибрационной" ползучести и разрушением горных массивов, обусловленным длительными сейсмическими колебаниями умеренной интенсивности [4, 22 и др.]. По существу говоря, этот вывод никак не доказывается и стоит в противоречии с ранее сделанным выводом (см. выше) и другими данными [17, 18, 39]. Какие же слабые стороны можно выявить в применении этого метода?

Для определения K_{\max} по палеосейсмогеологическим данным должна быть детально разработана шкала балльности. Эта задача чрезвычайно трудная. Конечно, шкала не может быть универсальной, и для различных сейсмических зон должны быть составлены свои шкалы балльности, как и указывает В.П. Солоненко [4]. Механический перенос шкалы балльности из одной сейсмической зоны в другую неминуемо ведет к ошибкам. Для территории Кавказа нельзя считать, что такая шкала балльности выработана и убедительно обоснована. В настоящее время такие региональные шкалы отсутствуют. Это обстоятельство пока не позволяет однозначно определять K_{\max} в разных районах. И прежде чем мы не договоримся о правильных критериях сопоставления сейсмологичес-

ких и палеосейсмогеологических признаков – разногласия между отдельными учеными неминуемы¹. Даже для района, где эта шкала считается установленной (Монголо-Байкальский сейсмический пояс), правильность ее может подвергаться сомнению.

Самой слабой стороной метода является определение возраста сейсмодислокаций. Судя по большому количеству статей и описаний сейсмодислокаций, даваемых Иркутской школой сеймотектонистов [1-4, 7, 22-24, 26-28, 40 и пр.], прекрасно описываются и характеризуются морфологические особенности этих явлений. Однако слишком мало внимания уделяется сейсмогенным фациям отложений, их соотношениям с другими фациями, определению возраста их формирования. И невольно возникает вопрос, являются ли сейсмодислокации одноактным или многоактным явлением?

Время образования палеосейсмодислокаций, как указывает В.П. Солоненко, "обычными геологическими методами в подавляющем большинстве случаев определить невозможно... Приходится пока ограничиваться приближенным определением возраста структур по косвенным признакам" [3, с. 26]. Вместе с тем знать их возраст очень важно. При этом, как подчеркивает В.П. Солоненко, "для определения уровня современной сейсмической активности неотектонических структур важны события давностью в сотни и первые тысячи лет... Экстраполяция более древних событий на современность может привести к грубейшим ошибкам" [3, с. 26].

Таким образом, для решения практических вопросов сейсмораионирования необходимо учитывать палеосейсмодислокации, образовавшиеся только в позднеголоценовое время (первые тысячелетия). Палеосейсмодислокации, образовавшиеся в более ранние отрезки геологического времени, по В.П. Солоненко, для этой цели не только не пригодны, но и вредны. Вместе с тем по самым приближенным данным возраст встречающихся палеосейсмодислокаций (в разных районах) оказывается не только историческим, голоценовым, но и более древним – плейстоценовым, неогеновым и более древним. Поэтому В.П. Солоненко палеосейсмологические данные правильно рассматривает как "летопись сильнейших землетрясений". Но как отличить палеосейсмодислокации исторического и доисторического времени (образовавшихся несколько тысячелетий тому назад), по которым только и может быть определен максимальный уровень сейсмичности, от возникших 10-30-50 тыс. лет. назад?

В настоящее время существенным критерием для определения возраста сейсмодислокаций является "свежесть" их форм, выраженность их в рельефе, степень переработки процессами рельефообразования, порекрытие сейсмогенных фаций отложениями поймы, современных пляжевых осадков или более древних террас, которые геологически могут быть датированы. Этими сопоставлениями достигается определение верхнего предела возраста палеосейсмодислокаций. Применение указанных критериев для определения возраста сеймотектонических дислокаций в пределах Черноморского побережья Северо-Западного Кавказа позволило, например, установить следы землетрясений, датированных не только началом первого тысячелетия нашей эры и связанных с новейшими сбросами, обрамляющими котловину Черного моря, но и более древние, ориентировочно датируемые серединой позднего плейстоцена (не позднее вюрмского времени, т.е. давностью более 50 000 лет). Такие примеры приведены и в работе [39].

¹ В работе [4] совершенно правильно утверждается, что шкала балльности не может быть универсальной и что остаточные деформации занижены в шкале сейсмической интенсивности MSK-1964 (Медведев, С.В., Шпонхойер В., Карник В. Шкала сейсмической интенсивности MSK-1964. Межвед. геофиз. Комитет при Президиуме АН СССР. М., 1965). В [4] вместе с тем дается шкала балльности с указанием типов сейсмогенных остаточных деформаций. Хотя она и называется "самой общей схемой", не ясно, для какой сейсмической зоны она рассчитана.

Больше того, в ряде случаев как для Кавказа, так и для Монголо-Байкальского пояса и других районов можно убедиться, что палеосейсмодислокация — явление в своем образовании не одноактное, а в ряде случаев многоактное. Иными словами, образование их связано не с одним сейсмическим толчком, а с несколькими толчками, разделенными длительными промежутками времени в десятки и сотни тысяч лет. Доказательством многоактности этого явления служит, например, структура Акиба на Кавказе, находящаяся вблизи эпицентральной зоны Мегрело-Сванского 8-балльного землетрясения, происшедшего 7 ноября 1930 г. ($M = 5 \frac{1}{4}$), которая, по мнению [22], образовалась раньше и в связи с более сильным землетрясением, "так как амплитуда сбросов, где они не замаскированы оползневыми подвижками, достигает 2–3–5 м, а часть оползневобальной части массы переметнулась через глубокое ущелье на противоположной склон долины" [22, с. 44]¹.

При описании Чхалтинского землетрясения 16 июня 1963 г. в Абхазии (вызвавшего дискуссию в определении максимального балла) указывается, что на южных склонах массива Хутыря, на его выровненных участках (выше дна р. Кадари на 1300–1500 м) "зафиксирован ряд трещин шириной от 2–3 до 8–10 см, пересекающих коренные породы и элювиальные отложения и заложены частично по линиям крупных старых трещин (разрядка наша. — Н.Н.), имеющих сильно выветренные края" [41, с. 83]. По мнению Б.Л. Соловьева, суживание старых трещин до 1 м шириной указывает, что в прошлом здесь, по-видимому, случались и более сильные землетрясения.

Судя по данным каталога землетрясений [13], по Закавказью многоактное образование сейсмодислокаций можно ожидать и в районе Шемахи.

Случаи многоактного образования сейсмодислокаций не единичны, они отмечаются и для Монголо-Байкальского пояса землетрясений. Например, в пределах плейстосейстовой области Гоби-Алтайского землетрясения 4 декабря 1957 г. были обнаружены бесспорные следы древних землетрясений, которые, по выражению Н.А. Флоренсова, "не оставляют сомнений в огромной силе, породившей их сейсмической катастрофы" [27, с. 382]. При этом из общегеологических соображений он делает вывод, что "значительный подъем сейсмической активности приходится на начало плейстоцена — эпоху значительных и быстрых поднятий" (т.е. несколько сот тысяч лет назад. — Н.Н.), что привело к образованию разрывных дислокаций, "положение, простираение, характер смещений и амплитуды которых оказались аналогичными таковым в новообразованных сейсмогенных разрывах и позволили нам квалифицировать эти разрывы как настоящие древние сейсмодислокации. Сравнения с современными разрывами показали также, что для образования подобных палеосейсмодислокаций было достаточно одного сейсмического акта подобно Гоби-Алтайскому" [27, с. 282]. Помимо этого для этого же района отмечается "ископаемое" землетрясение силой не менее 11 баллов, оставившее свои следы в виде палеосейсмодислокаций в гряде Долон-Туру, которое Н.А. Флоренсовым датируется серединой или концом плейстоцена (600–1000 тыс. лет. — Н.Н.). Из сказанного ясно, что в пределах одной сеймотектонической структуры в геологическом прошлом могли проявляться и повторяться катастрофические землетрясения. Из приводящихся описаний [22] следует, что последствия современных землетрясений в виде остаточных деформаций накладываются на ранее образовавшиеся палеосейсмодислокации. Таким образом, во многих случаях сейсмодислокации оказываются явлением многоактным. (И возникает вопрос, нельзя ли считать сеймотектоническую дислокацию Битуг явлением такого же порядка?)

¹ Такого рода явления, по мнению В.П. Солоненко, надо связывать с землетрясением большей интенсивности, у которых магнитуда достигает $M, > 7$, как это имело место при Перуанском землетрясении 31 мая 1970 г. ($M=7,7$).

Такие же многоактные палеосейсмодислокации, по данным Иркутской школы сейсмогеотектонистов, развиты и в районе Станового нагорья [3, 26] и других районах.

Наличие указанных фактов позволяет делать вывод, что возникающие после сильных землетрясений сейсмодислокации часто унаследуют места ранее сформированных палеосейсмодислокаций при землетрясениях не только такой же интенсивности, но и более слабых и более сильных. Таким образом, сейсмодислокации могут развиваться не только одноактно, но и после двух (и большого количества) толчков, разделенных длительным промежутком времени (десятки и сотни тысяч лет). Важно подчеркнуть, что выявляется определенная унаследованность в проявлении и развитии современных сейсмодислокаций, которые оказываются приуроченными к длительно живущим сейсмогенным структурам.

Из сказанного вытекают три следствия.

1. Внешние морфологические критерии разного типа сейсмодислокаций, по которым определяется интенсивность землетрясений, могут оказаться не единичным, а многоактным явлением и поэтому не будут соответствовать устанавливаемым значениям балльности, а будут отражать суммарный эффект ряда землетрясений. Иными словами, в таких случаях оценка интенсивности землетрясения, породившего сейсмодислокацию, неизбежно будет завышена.

2. По-видимому, определение возраста палеосейсмодислокации и истории ее геологического развития становится актуальной задачей. В работе Иркутской школы сейсмогеотектонистов эти вопросы пока еще только ставятся и находятся в начальной стадии разработки [3, 4 и др.].

3. Если считать справедливым мнение, что для определения уровня сейсмической активности пригодны только палеосейсмодислокации, имеющие возраст в несколько сот и первые тысячи лет, т.е. образовавшиеся в историческое и доисторическое время, то определения K_{max} для ряда территорий (например, Кавказа) должны быть пересмотрены. Уточнению подлежат выводы и о повторяемости разрушительных землетрясений.

В исторических сообщениях о землетрясениях по Крымско-Кавказской сейсмической зоне обращает на себя внимание одна особенность. Отмечается не только сила толчков, но и их длительность. По отношению к землетрясению 480 г.н.э., происшедшему в Крыму, отмечается, что оно было необычайно сильным, продолжавшимся в течение сорока дней, охватившим все пространство Византийской империи, в состав которой входил Крым, т.е. Херсонес и Босфор. Разрушительное землетрясение 1667 г. в Шемахе продолжалось в течение трех месяцев [13]. (Известны случаи, когда повторные толчки длятся в течение многих месяцев и даже нескольких лет, например, Верненское землетрясение 1887 г.).

В настоящее время это указание можно рассматривать только как на относительную частоту повторяемости афтершоков, интенсивность которых визуально была близкой к интенсивности основного толчка.

Это позволило [4, 22, 40] выделить особый, как они назвали "понтический" феномен в виде явления "сейсмогенно-вибрационной" ползуучести и разрушения горных массивов, распространенных на Черноморском побережье Северо-Западного Кавказа, между Туапсе и Анапой [39].

Формирование сейсмогенно-вибрационной ползуучести связывается с региональным процессом дифференцированного прогибания впадин средиземноморского типа (Черноморской), что обуславливает тектоническое расседание горных пород склонов на блоки, которые в результате длительных, но умеренных по силе сейсмических колебаний (подобно "вибрационному грохоту") возбуждали перенапряженные массивы, смещавшиеся в сторону моря или ближайших долин. В результате образуются бессточные котловины, гигантские по ширине (до 100-150 м) и глубине зияния (до 90 м), но короткие (до 4 км) трещины, каменные потоки, скальные блоки, оползни.

Все перечисленные явления хорошо известны не только на побережье Северо-Западного Кавказа, но и на южном берегу Крыма и по многим побере-

жьям средиземноморских впадин. В отношении генезиса этих образований в Крыму было высказано много различных взглядов. Например, смещенные массивы типа горы Парагильмен на южном берегу Крыма или горы Сокол в долине р. Кокжоз и другие объясняли как гравитационные сбросы или "сухие" сползны. Образование типичных хаосов и многих обвалов южного берега Крыма издавна связывалось с землетрясениями [42 и др.]. При всех разногласиях единым было мнение о тесной связи этих явлений с процессом формирования Черноморской впадины, что способствовало образованию сбросов, расчленению склонов на блоки и их последующему перемещению.

С позиций [22], явление сейсмогенно-вибрационной ползучести многоактное, но связанное с относительно короткими промежутками времени. По нашему мнению, это — результат яркого проявления гравитационных (в частности, солифлюкционных) процессов, действие которых происходило в течение плейстоцена и позднего плиоцена (т.е. в течение сотен тыс. лет) и в которых роль сейсмогенно-вибрационной ползучести горных пород, судя по определению возраста отдельных явлений [39], занимает, по-видимому, посредственную роль. Что касается разрушения горных пород и горных склонов под влиянием сейсмических толчков, то на это неоднократно указывалось многими авторами [43], объяснявшими геоморфологическое строение южного берега Крыма.

Главное в этом объяснении не механизм перемещения, а возраст соответствующих элементов рельефа. Отложения хаосов, состоящих из обломков верхнеюрских известняков, включающих громадные глыбы массивных известняков, некоторыми авторами выделяются в особые "массандровские" отложения и датируются позднелиоценовым временем, т.е. их образование происходило 3–4 млн. лет назад [44]. Автор считает их более молодыми и связывает с раннечетвертичным временем (1–2 млн. лет). Вряд ли можно сомневаться в длительности формирования этих образований и участия в нем многих как экзогенных, так и эндогенных процессов. Поэтому датировки, предложенные для ряда конкретных явлений Кавказского Черноморского побережья как верхнеплейстоценовые и раннеголоценовые [19], не вызывают сомнений.

В связи со сказанным о времени образования палеосейсмогенных форм рельефа возникает вопрос о понимании "свежести" рельефа, степени переработки его процессами денудации как критерия определения их возраста. Решение его важно потому, что от него зависит убедительность доказательства мгновенности образования трещин, обязанных импульсным движением, что противоречит представлению об эволюционном их развитии, обусловленном длительно проявляющимися тектоническими движениями. Обычно искусственные выемки, в особенности если они расположены на склонах, очень быстро заполняются обломочным материалом. Конечно, определяющую роль в этом процессе играет климат, и его необходимо учитывать при рассмотрении сохранности форм рельефа.

Для Прибайкалья было установлено, что многие трещины сейсмодислокаций долгое время после землетрясения остаются незаполненными обломочным материалом. Объясняется это непрерывным поглощением его трещинами и рассматривается как доказательство недавнего образования самой трещины [45].

Разрывы часто проходят вдоль крутых склонов гор. Если учесть, что денудационный метр в условиях Прибайкалья составляет по расчетам всего 210 лет, т.е. цифра, указывающая на энергичные проявления экзогенных процессов, то, по мнению В.П. Солоненко, связывать образование трещин с медленными тектоническими движениями не представляется возможным. Их скорость незначительна (миллиметры, редко 1–2 см в год). Скорость же процессов денудации большая, поэтому все открытые трещины должны были быть немедленно залеченными. По мнению В.П. Солоненко [3, с.28], эти и другие факты "неоспоримо подтверждают мгновенное, а не медленное формирование новых форм сейсмодислокаций". Такого случая отрицать нельзя. Вероятно, он является наиболее распространенным. Но, по-видимому, в этом процессе возможно участие и тектонической ползучести — крипа. И тогда к анализу сейсмодислокаций надо подходить не только с точки зрения указанных рассуждений, но в

каждом отдельном случае тщательно анализировать факты, так как от этого будет зависеть правильность определения бальности землетрясения по данным палеосейсмодислокаций.

Указанное определение денудационного метра основывалось на визуальном определении массы обломочного материала Байкальских склонов, ежегодно перемещающегося к подножию при его условном равномерном распределении. Она составляла 4,8 км в год, что в пересчете на денудационный метр дало время, во много раз превышающее денудационный метр для других крупных площадей [46]. Полученная В.П.Солоненко цифра свидетельствует о молодости Байкальских склонов. Однако вряд ли она отражает действительную интенсивность денудации района Монголо-Байкальского сейсмического пояса. Сам автор отмечает чрезвычайную раздробленность скальных пород прибрежной зоны оз. Байкал, что связано с общими условиями формирования этой геологической структуры, и отмечает большую роль землетрясений в проявлении обвалов в этом районе. Поэтому проведенный подсчет денудационного метра не будет характерным для всего пояса (кроме того, необходимо для разных его частей введение поправок и на климат). И, по-видимому, в смежных участках время образования денудационного метра будет существенно большим. А это значит, что выполнение открытых трещин не будет столь быстрым, как это допускается, и время денудаций в ряде случаев будет соизмеримо со скоростью тектонических движений.

Все это заставляет вернуться к рассмотрению вопроса о возможности медленных движений в образовании трещин, на который уже давались ответы [3, 26], но малоубедительные. Рассмотрим факты, описанные в работе [26]. Отмечается, что сейсмогенные трещины несут признаки, показывающие их рост — увеличение ширины и амплитуды смещения после землетрясения. И в качестве иллюстрации приводится участок Северобайкальской зоны сейсмогенных трещин между мысами Средним и Северным Кедровым. Во время землетрясения здесь образовался обвал, перекрывший сейсмогенную трещину-сброс, который "просвечивает" через обвальную массу в виде цепочки трещин с малой амплитудой смещения. Последовательность и взаимообусловленность событий поясняются В.П.Солоненко в следующих словах: "1) образование разлома в связи не с медленным, а катастрофическим движением земной коры по тектоническому шву между подгорной косой равниной — пьедесталом и горным склоном (иначе не смог произойти обвал на гравитационно устойчивом склоне); 2) обвальная масса перекрыла уже образовавшуюся трещину, хотя она могла дойти до нее через несколько минут после сейсмического удара; 3) после главного смещения движения по разлому продолжались, в противном случае обвальная масса не была бы разорвана по сбросу" [37, с.28]. Казалось бы из этого высказывания следует, что в формировании трещин участвуют и быстрые, и медленные тектонические движения. При этом вторые доказываются, первые предполагаются. По имеющимся в литературе данным современное трещинообразование с формированием разрывов отмечается как для сейсмически активных, так и асейсмичных областей (Кизыл-Кумы, Урал, Западная Сибирь, Турция, Европа и др.). Так, например, в феврале 1962 г. близ г. Камышлова в залегающих с поверхности палеогеновых отложениях (без землетрясения) возникла зияющая трещина с максимальной шириной до 0,4 м, северо-восточного направления, длиной более 100 м. Трещина прошла через территорию асфальтового завода, асфальтовый склад и поглотила 750 т битума. На ушколейной железной дороге были сорваны болты, и рельсы дороги разошлись. В подстилающих палеозойских отложениях по данным двух скважин, пробуренных с разных сторон трещины на глубину порядка 100 м, вертикальных смещений установить не удалось [47, 48]. По-видимому, здесь имел место тектонический крип сдвигового характера по разлому в палеозойских породах.

С такого же рода движением надо связывать длительно идущие деформации Дома культуры в районе горы Магнитной на Урале, из-за чего здание требует постоянного ремонта. Движения происходят по зоне контакта гранитов с вмещающими породами. Толчков землетрясений здесь также не ощуща-

лось [49]. Такого же типа деформации хорошо известны в районе г. Тамдытау в Кызыл-Кумах, которым посвящены многочисленные работы [50]. Процесс трещинообразования описывается в работе [19] и для части Анатолийского разлома в Турции, где оно связывается с тектоническим крипом, в горах Лейга, а также в Австрии [51]; аналогичные явления наблюдались мною в районе Предрудногорского грабена в Чехословакии.

Приведенные примеры заставляют вносить коррективы в механизм формирования трещин, описываемых В.П. Солоненко. Помимо мгновенного их образования в ряде случаев необходимо допускать и медленное их развитие. При этом не известно, имел ли место тектонический крип до толчка землетрясения или он начал возникать только после толчка и раскрытия трещины. Во всяком случае проявление тектонического крипа, как показали Д.Х. Якубов, Н.Н. Амбразейс и другие авторы, на протяжении длительного промежутка времени может "омолаживать" рельеф, делая его "свежим" при давнем заложении. С точки зрения сохранности форм рельефа, при определенных климатических условиях и горных породах, они могут быть "свежими" в течение чрезвычайно длительного времени. Все это заставляет с осторожностью относиться к определению возраста сейсмодислокаций, считающихся по их внешнему виду образовавшимися недавно. Многие из них могут оказаться плейстоценовыми и плиоценовыми, т.е. такими, по которым, согласно мнению В.П. Солоненко, определение уровня современной сейсмической активности может привести к грубейшим ошибкам. Мы полагаем, что такая ошибка по отношению к определению K_{\max} , на основании анализа палеосейсмодислокаций для Кавказа, сделана в работе [22]. Возможно, что некоторое преувеличение оценок максимального уровня сейсмичности имеет место и для Монголо-Байкальского сейсмического пояса. По-видимому, палеосейсмодислокации Кавказа (да и других районов) должны подвергнуться дальнейшему тщательному изучению, на основании которого должна быть уточнена шкала бальности и уже после этого сделаны выводы в отношении определения K_{\max} .

Палеосейсмогеологический метод выявления истории сейсмичности геологического прошлого

Следы землетрясений далекого геологического прошлого устанавливаются путем выявления в геологических разрезах погребенных и ископаемых сейсмических форм, иногда в виде палеоформ рельефа и по изучению состава и текстуры определенных фаций отложений. Применяя геологические и палеогеографические методы, можно реконструировать эпицентральные зоны землетрясений далекого геологического прошлого. Огромный интерес представляет тот факт, что как погребенные, так и ископаемые следы землетрясений часто встречаются в геологических разрезах в районах, где и в историческое, и в голоценовое время также проявлялись землетрясения, как и в настоящее время. Влияние сейсмических явлений на осадконакопление отмечалось А.Д. Архангельским, А.П. Павловым, Д.В. Наливкиным, Л.Б. Рухиным, Н.М. Страховым, Р. Шраком, Н.Б. Вассоевичем, А.А. Ивановым и др. Воздействие быстропроявляющихся тектонических движений на формирование горных пород получило освещение во многих работах [7, 29, 30, 33, 36, 38, 52-54 и др.].

К числу свидетелей сейсмичности далекого геологического прошлого относятся кластические дайки. Эти трещины, заполненные обломочным материалом, поступающим сверху или материалом нижележащих горных пород. В последнем случае внедряющей силой в таких инъекционных дайках было гидростатическое давление внутри песчаного пласта, насыщенного водой, или породы, обладающей тиксотропными свойствами. Впервые на эти образования в пределах платформ обратил внимание А.П. Павлов (1896), назвавший их "нептуническими" дайками и связавший их происхождение с землетрясениями. Как показал Р.Г. Гавренский [55], кластические дайки очень разного происхождения и формировались

они по-разному. В большинстве же случаев они возникают под воздействием землетрясений.

В ряде мест сохраняется верхняя приустьевая часть даек, ранее представлявших зияющие грешины, которые возникали на дне бассейнов и заполнялись сингенетичными осадками и обломками пород. Ширина верхней приустьевой части даек и глубина их проникновения (в ряде случаев определяемая первыми десятками метров) находятся, по-видимому, в прямом соответствии с силой подземного толчка. Скопление даек, их преобладающее направление в сопоставлении со структурой фундамента указывают на эпицентральные области древних землетрясений и, как установлено, на их связь с блоковой структурой подстилающих этажей.

К числу погребенных и ископаемых свидетелей сейсмичности геологического прошлого относятся: ископаемые обвалы и осыпи и другие "сейсмогенные фации" осадков, следы которых прослеживаются на значительных площадях; интенсивное развитие подводных оползней, распространенных в пределах определенных стратиграфических горизонтов и часто приуроченных к "тектоническим порогам"; накопление мощных конглобрекций, фациально переходящих в обломочные известняки и известняки с иной структурой; мелкие сложные складки послышного подводного скольжения в ленточных породах; специфические сингенетические структуры дробления, особенно в карбонатных толщах, распространяющиеся на большие территории при строгой выдержанности стратиграфического уровня и говорящие об энергичных сотрясениях морского дна, покрытого осадками, литификация которых еще не успела завершиться. В ряде случаев образуются как бы структуры взламывания, которые нередко объясняются действием волн бассейна, где откладываются эти осадки. В краткой статье невозможно даже перечислить всех признаков бывших землетрясений, запечатленных в геологических разрезах. По-видимому, мы еще совершенно недостаточно оцениваем значение обломочных структур известняков, когда брекчирование захватывает только сравнительно небольшие пачки и ритмически повторяется в разрезе, причем ему сопутствуют такие характерные явления, как следы подводных оползней и местами кластические дайки. Такие обломочные структуры, по-видимому, связаны с сейсмическими процессами, сингенетичными осадконакоплением, свидетельствуют о проявившихся толчках землетрясений и "ископаемых" землетрясениях. Подобные факты, как выясняется, имеют широкое распространение среди отложений прошлых геологических эпох как в пределах геосинклинальных, так и в платформенных областях.

По имеющимся данным, которые мне удалось проанализировать, эпицентральные зоны палеоземлетрясений оказываются приуроченными к определенным сейсмогенным структурным формам. Очень часто таковыми являются зоны глубинных долгоживущих разломов. Любопытно отметить, что толчки землетрясений периодически повторялись в течение длительного геологического времени, обнаруживая удивительную территориальную приуроченность к этим зонам разрывов. Для глубинных разломов Южного Тянь-Шаня, например, следы землетрясений обнаруживаются на протяжении более 600 млн. лет. Заметим, что и современные землетрясения также наследуют эпицентральные зоны "ископаемых" землетрясений. В платформенных областях сейсмогенными структурами оказываются слабо выраженные антиклинальные складки, валы и прочие структурные формы.

Все перечисленные реликтовые, погребенные и ископаемые реконструируемые палеосейсмогеологические явления и факты приобретают особую убедительность в тех случаях, когда они дополняют друг друга, оказываются приуроченными к выраженным в рельефе или погребенным сейсмогенным структурам, обнаруживающимся геологическими и геофизическими методами, и образуют определенный комплекс явлений, не встречающихся вне этих структур.

Следы "ископаемых" землетрясений в настоящее время обнаружены в палеогене Прикаспийской впадины и Поволжья, в юре Западно-Сибирской плиты, в триасе и перми в траптовой области Сибирской платформы, в основании кемб-

рия Балтийского щита и Оленекского поднятия, в позднем докембрии Хараулахских гор, в синии окраины Алданского щита и в других районах. Иными словами, "ископаемые" землетрясения широко проявлялись на территории СССР (и за ее пределами) и приурочиваются к различным этапам геологической истории на протяжении по крайней мере первого миллиарда лет.

На основании накопленных данных по палеоземлетрясениям можно сделать некоторые предварительные выводы. Для многих регионов намечается определенная периодичность в возникновении интенсивных землетрясений. Для окраин Балтийского щита, с сокращенным разрезом осадочного чехла, наблюдаются сильные землетрясения в кембрии, ордовике, в позднем плейстоцене [5, 6, 53, 54]. При этом для плейстоцена устанавливаются три этапа проявления землетрясений: 1) поздний плейстоцен (14 тыс. лет назад); 2) голоцен (первые тысячелетия); 3) несколько столетий назад (по степени сохранности палеосейсмодислокаций). К этим же районам приурочены и эпицентры современных слабых землетрясений.

Для Крыма отмечаются землетрясения, проявлявшиеся в триасе, поздней юре, в раннемеловое время, эоцене, неогене, плейстоцене. Ко многим районам проявления палеоземлетрясений приурочены плейстосейстовые области и области современных землетрясений. Ограничимся приведенными примерами, хотя их и можно было бы продолжить.

Обобщая сказанное, можно сделать следующие выводы.

1. Документально устанавливается наличие сильных землетрясений в разные геологические эпохи.

2. Отмечается удивительная устойчивость — унаследованность сейсмичности в определенных районах на протяжении очень длительных отрезков времени, оцениваемых не только циклами второго порядка (35–40 млн. лет), но и циклами первого порядка (сотни млн. лет) и даже мегациклами.

3. Устанавливается связь проявления палеосейсмичности со структурами разных порядков, называемых сейсмогенными, которые наблюдаются и в современной тектонической структуре. Длительное развитие этих структур определяет устойчивое и унаследованное проявление сейсмичности.

4. Делаемые заключения о палеосейсмичности приобретают убедительность только в тех случаях, когда берутся все факты, дополняющие друг друга, и оценка этих факторов связывается с результатом анализа структуры.

5. На определенных этапах тектонического развития сейсмичными были не только подвижные геосинклинальные области (на разных этапах развития), но и платформенные, на территории которых имеются следы проявления сильных землетрясений.

6. Плейстосейстовые области современных землетрясений во многих случаях унаследуют таковые древних землетрясений.

7. Широкое развитие палеоземлетрясений указывает на большое значение быстрых — импульсных тектонических движений, чертами которых являются дискретность и контрастность, чередование периодов относительного покоя, когда происходит накопление напряжений, с импульсами быстрых движений, сбрасывающих эти напряжения [54, 56].

8. Длительное, устойчивое, сохраняющееся в течение сотен миллионов лет и продолжающееся в настоящее время, территориальное положение областей накопления и снятия напряжений, вызывающихся проявлением импульсных тектонических движений, связанных с определенными структурными формами, противоречит идее крупных перемещений материковой коры и верхних частей мантии, развиваемой в гипотезе глобальной тектоники плит, и соответствует взглядам [57].

9. Сводка данных по палеосейсмологии позволяет надеяться, что в ближайшем будущем будет создана обоснованная геохронология сейсмичности Земли.

Таким образом, палеосейсмогеологию мы понимаем шире, чем первоначально это было сделано Н.А. Флоренсовым, рассматривающим "ископаемые" землетрясения в отрезок времени, соответствующий этапу (даже уже), и значительно иначе, чем В.П. Солоненко, ограничивающий этот отрезок временем проявления только исторических и позднеголоценовых землетрясений.

Выявление импульсных тектонических движений в геологическом и историческом прошлом по следам проявления палеоземлетрясений, а также связи их со сейсмогенными структурами позволяют более правильно и обоснованно решать две задачи: 1) практическую – по определению максимального возможного уровня землетрясений и сейсмическому районированию; 2) научную – по установлению истории проявления импульсных тектонических движений, их унаследованности, связи с развитием геологических структур и по решению проблем новой глобальной тектоники плит.

Начинация, которые сделаны в отношении применения палеосейсмогеологического метода, необходимо продолжать разрабатывать, но на данном этапе развития этого метода необходимы осторожность и большая убедительность в делаемых практических выводах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н.А. Флоренсов. О неотектонике и сейсмичности Монголо-Байкальской горной области. – "Геол. и геофиз.", 1960, № 1.
2. В.П. Солоненко. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1962, № 22.
3. В.П. Солоненко. Палеосейсмологический метод. – В кн.: Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Стаиового нагорья. М., "Наука", 1966.
4. В.П. Солоненко. Палеосейсмогеология. – "Изв. АН СССР. Физика Земли", 1973, № 9.
5. Н.И. Николаев. Палеогеоморфология материковых платформ и быстрых тектонические движения. – В кн.: Проблемы палеогеоморфологии. М., "Наука", 1970.
6. Н.И. Николаев. Неотектоника и сейсмичность Восточно-Европейской платформы. – "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1967, № 2.
7. Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., "Наука", 1973.
8. Геофизические исследования в сейсмоопасных зонах. – М., "Недра", 1971.
9. В.Д. Блаватский. Строительное дело Понтикапей. – В кн.: "Понтикапей". М., Изд-во АН СССР, 1957.
10. А.С. Башкиров. Антисейсизм древней архитектуры. Калинин, 1948.
11. Н.С. Благоволин, О.П. Щеглов. Колебания уровня Черного моря в историческое время по данным археолого-геоморфологических исследований в юго-западном Крыму. – "Изв. АН СССР. Сер. геогр.", 1968, № 2.
12. Е.И. Бюс. О сейсмичности Закавказья. – "Изв. АН СССР. Сер. геофиз.", 1956, № 1.
13. Е.И. Бюс. Сейсмические условия Закавказья. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, ч. I, 1948; ч. III, 1952; ч. III, 1955.
14. И.В. Кириллова. О периодичности разрушительных землетрясений Кавказа и Турции. – ДАН СССР, 1957, 115, № 4.
15. И.В. Кириллова, Е.Н. Люстах, В.А. Растворова, А.А. Сорский, В.Е. Хаин. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1960.
16. Р.И. Морозова, Н.В. Шебалин. О землетрясениях Крыма 1800–1967 гг. – В кн.: Геофизический сборник, вып. 26. Киев, "Наукова думка", 1968.
17. N.N. Ambraseys. Value of historical records of earthquakes. – "Nature", 1971, 232, N 5310.
18. N.N. Ambraseys. A note on an early earthquake in Macedonia. – Engineering Seismology. London, Rept Imper. College Sci. and Technol., 1969.
19. N.N. Ambraseys. Some characteristic features of the Anatolian fault zone. – "Tectonophysics", 1970, N 9.
20. N.N. Ambraseys. An engineering seismology study of the Skopje earthquake of July 26, 1963. – In: The Skopje Earthquake. Paris, UNESCO, 1968.

21. N.N. Ambraseys, J.S. Tchalenko. The Gediz (Turkey) earthquake of March 28, 1970. - "Nature", 1970, 227, N 5258.
22. В.П. Солоненко, В.С. Храмовских. Мощное землетрясение Большого Кавказа. - "Природа", 1974, № 6.
23. В.П. Солоненко. Шрамы на лике Земли. - "Природа", 1970, № 8.
24. В.П. Солоненко. Сейсмогенное разрушение горных склонов. - Международный геофиз. конгр. XXIV сессия. Доклады сов. геологов. М., "Наука", 1972.
25. В.П. Солоненко. Живая тектоника в плейстоценовой области Муйского землетрясения. - "Изв. АН СССР, Сер. геол.", 1965, № 4.
26. Живая тектоника, вулканы и сейсмичность Станового нагорья. Под ред. В.П. Солоненко. М., "Наука", 1966.
27. Гоби-Алтайское землетрясение. Под ред. Н.А. Флоренсова, В.П. Солоненко. М., Изд-во АН СССР, 1963.
28. В.С. Храмовских. Сейсмология южного Прибайкалья. М., "Наука", 1965.
29. Н.Н. Верзилин. Многообразие следов древних землетрясений в нижнемеловых отложениях Северо-Восточной Ферганы. - "Вестн. ЛГУ", 1961, № 24.
30. С.Г. Нецаев, А.Ф. Ильин. Осингенетичных деформаций слоев в синийских отложениях р.Ман в связи с проявлением сейсмических толчков. - "Труды ВНИГРИ", 1959, вып. 130.
31. М.Г. Гросвальд. О происхождении так называемых "Зияющих тектонических трещин" в Саянах и Прибайкалье. - "Бюл. МОИП. Отд. геол.", 1961, 36, № 2.
32. Д.В. Наливкин. Учение о фациях, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1955.
33. Л.Б. Рухин. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1962.
34. Н.М. Страхов. Основы теории литогенеза. Т. II. М., Изд-во АН СССР, 1960.
35. Р.Шрах. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950.
36. Н.И. Николаев. О связи сейсмичности Балтийского щита и норвежских каледонид с неотектоникой. - "Вестн. МГУ", № 3, 1966.
37. N.I. Nikolaev, V.I. Babak, A.I. Medyantsev. Some neotectonic problems of the Baltic Shield and the Norwegian caledonides. - In: Baltica, 3, Vilnius, 1967.
38. Н.И. Николаев. Палеосейсмогеология. - В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М., "Наука", 1973.
39. А.Б. Островский. Палеосеймотектонические дислокации на Черноморском побережье северо-западного Кавказа с оценкой современной сейсмичности этой территории. - В кн.: Комплексные исследования Черноморской впадины. М., "Наука", 1970.
40. В.П. Солоненко. Землетрясения и рельеф. - "Геоморфология", 1973, № 4.
41. Б.Л. Соловьев. Землетрясение 1963 г. в Абхазии и его геоморфологическое проявление. - "Изв. Всесоюз. геогр. о-ва", 1965, 97, вып. 1.
42. А.Полумб. Очерк Крымских землетрясений. Симферополь, Крымск. кн. изд-во, 1933.
43. Геология СССР. Крым, т. VIII, ч.1. Геологическое описание. М., "Недра", 1969.
44. М.В. Муратов. О миоценовой и плиоценовой истории развития Крымского полуострова. - "Бюл. МОИП, Отд. геол.", 1954, 29, № 1.
45. В.П. Солоненко. Динамические явления, связанные с неотектоникой Восточной Сибири. - ДАН СССР, 1950, 22, № 1.
46. Г.С. Леонтьев. - "Изв. Всесоюз. геогр. о-ва", 1947, 79, № 5.
47. Д.И. Филалков. Роль платформенного чехла в неотектонике Западно-Сибирской низменности. - В кн.: Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., "Недра", 1967.
48. В.П. Трифонов. Тектоника голоцена и современные тектонические движения на Урале. - В кн.: Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья, вып. 2, Уфа, Башк. ФАН СССР, 1968.
49. З.А. Сваричевская. О некоторых вопросах геоморфологии Среднего и Южного Урала. - В кн.: Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья, вып. 2, Уфа, Башк. ФАН СССР, 1968.
50. Р.Н. Ибрагимов, Д.Х. Якубов, М.А. Ахмеджанов. Новейшие структуры Центральных Кызылкумов и их сеймотектонические особенности. Ташкент, "Фан", 1973.
51. А.Кизлинггер. Современные движения в восточной части Венского бассейна. - В кн.: Живая тектоника, М., ИЛ, 1957.

52. Н.И. Николаев. Импульсные тектонические движения. - "Геоморфология", 1975, № 3.
53. К.К. Орвику. О литостратиграфии волховского и кундаского горизонтов Эстонии. - Труды Ин-та геологии АН ЭССР", 1960, 5.
54. Ю.Хейнслау. Классические дайки и эпохи развития трещиноватости и кастры в северной Прибалтике. - "Изв. АН ЭССР", 1971, 20, № 3.

55. Р.Г. Гарецкий. Кластические дайки. - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1956, № 3.
56. Н.И. Николаев. Проблема природы тектонических движений. - "Вестн. МГУ. Сер. геол.", 1965, № 6.
57. В.В. Белоусов. Взаимоотношение между корой и верхней мантией Земли. - В кн.: Земная кора и верхняя мантия. - М., "Мир", 1972.

СОДЕРЖАНИЕ

Н.И. Николаев. Вводные замечания по проблеме возбужденной сейсмичности	5
Н.И. Николаев. О состоянии изучения проблемы возбужденных землетрясений, связанных с инженерной деятельностью	8
Н.И. Николаев. Итоги деятельности Рабочей группы ЮНЕСКО по сейсмическим явлениям, связанным с крупными водохранилищами	22
В.И. Уломов, Е.М. Безродный. Комплексные инструментальные исследования геодинамических условий в районе Чарвакского водохранилища	29
Р.А. Левкович, Ш.Г. Идармачев. Сейсмичность района Чиркейского водохранилища в период его заполнения	35
О.И. Силаева. Геофизические наблюдения в районах ГЭС	38
В.М. Лятхер, А.Д. Капчаи, А.Р. Макаров, А.И. Савич, Л.Е. Липская, М.Н. Ильин, М.Г. Езерский, С.С. Сардаров, Д.Г. Осика, А.Ш. Исмаилов, Ш. Дуйшеналиев, Л.М. Плотникова, В.И. Уломов. Об изменениях геофизических полей и свойств горных пород под влиянием водохранилищ в сейсмоактивных районах	47
А.М. Бабаев, В.К. Кулагин, А.М. Лысков, Ю.Мамадалиев, К.М. Мирзоев, О.В. Соболева, В.М. Старков, Г.П. Шклир, Ф.Хакимов. Возбужденная сейсмичность вблизи Нурекского водохранилища	69
И.Г. Киссин. Динамика уровней подземных вод при создании крупных водохранилищ как индикатор возбужденных землетрясений	95
Н.И. Николаев, П.Н. Николаев. Методические аспекты прогноза возбужденной сейсмичности, связанной с заполнением крупных водохранилищ	99
П.Н. Николаев. О применении корреляционного метода в сейсмо- тектонике и прогноз землетрясений максимальной силы	113
М.Н. Смирнова. Возбужденные землетрясения в связи с разработкой нефтяных месторождений (на примере Старогрозненского землетрясения)	128
И.П. Пасечник. Землетрясения, инициированные подземными ядерными взрывами	142
Н.И. Николаев, П.Н. Николаев. Новые принципы вероятностного сейсмического районирования	153
Н.И. Николаев. О применении исторического, археологического и палеосейсмогеологического методов при изучении истории проявления землетрясений	165

ВЛИЯНИЕ ИНЖЕНЕРНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ НА СЕЙСМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

*Утверждено к печати Межведомственным советом
по сейсмологии и сейсмостойкому строительству
при Президиуме АН СССР*

Редактор А.Г. Зацарная
Художественный редактор С.А. Литвак
Технический редактор Н.Н. Копнина

Подписано к печати 29/XI-77 г. Т - 17887
Усл. печ. л. 16,8 + 0,1 вкл. Уч.-изд. л. 17,8
Формат 70 x 108 ¹/₁₆. Бумага офс. № 1
Тираж 1100 экз. Тип. зак. 700.
Цена 1 р. 80 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 117485,
Москва, В-485, Профсоюзная ул., 94^а
1-я типография издательства "Наука",
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12