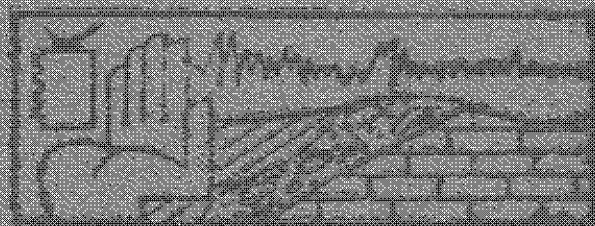


С. М. КАСЬМОВ



ИНЖЕНЕРНО- ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА ДЕТАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И МИКРО- РАЙОНИРОВАНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК УЗБЕКСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ СЕЙСМОЛОГИИ

С. М. КАСЫМОВ

ИНЖЕНЕРНО-
ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА
ДЕТАЛЬНОГО
СЕЙСМИЧЕСКОГО
РАЙОНИРОВАНИЯ
И МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ
(НА ПРИМЕРЕ УЗБЕКИСТАНА)

*Дорогому
Михаилу Викторовичу
на добрую память
его авторе
Спасибо —
21.09.82 г.*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «ФАН» УЗБЕКСКОЙ ССР
ТАШКЕНТ — 1979

УДК 624.131.1:550.343.4(575.1)

Инженерно-геологическая основа детального сейсмического районирования и микрорайонирования. К а с ы м о в С. М. Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979.

В монографии рассматриваются сейсмическое районирование и микрорайонирование как основа прогноза сейсмической опасности осваиваемых территорий. Детально анализируются факторы, влияющие на изменение сейсмической интенсивности. Дается корреляционная зависимость между отдельными факторами и сейсмической интенсивностью. Большое внимание уделено особенностям сейсмического микрорайонирования ряда территории промышленного и гидротехнического освоения в Узбекистане. Подробно рассматриваются геолого-геофизические, сейсмологические, лабораторно-экспериментальные и теоретические методы сейсмического микрорайонирования. Приводятся результаты микрорайонирования некоторых городов и гидросооружений Узбекистана.

Описываются закономерности формирования инженерно-сейсмогеологических условий территории Узбекистана. Даются принципы учета комплекса грунтовых условий при детальном сейсмическом районировании отдельных регионов.

Для инженеров-геологов, проектировщиков, строителей и сейсмологов, занимающихся районированием.

Лит. 274 назв., ил. 70, табл. 18.

Ответственный редактор
акад. АН УзССР Г. А. Мавлянов

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.	3
Глава I. Понятие об инженерно-геологической основе детального сейсмического районирования и микрорайонирования.	7
Глава II. Методика проведения комплексных геолого-геофизических и инженерно-сейсмогеологических исследований.	14
Глава III. Факторы, влияющие на изменение сейсмической интенсивности.	37
Глава IV. Закономерности формирования инженерно-сейсмогеологических условий территории Узбекистана.	69
Глава V. Особенности сейсмического микрорайонирования ряда территорий промышленного и гидротехнического освоения в Узбекистане.	156
Глава VI. Инженерно-сейсмологическое районирование.	208
Заключение.	213
Литература.	215

К 20806—1083
М 355 (04)—79 61—79 3202000000 Ташкент, Изд-во «Фан» УзССР, 1979 г.

ВВЕДЕНИЕ

Одна из проблем инженерной сейсмологии — определение роли грунтовых условий в изменении сейсмического эффекта на поверхности земли. Этот вопрос актуален не только для инженеров-геологов, сейсмологов, но и для проектировщиков и строителей, поскольку определяется грандиозным строительством промышленных, гражданских зданий, а также гидротехнических и ирригационных сооружений.

Совет Министров СССР рассмотрел вопрос об упорядочении строительства в сейсмических районах страны и необходимости срочного проведения сейсмического микрорайонирования для территории крупных городов и развивающихся промышленных комплексов в районах с сейсмичностью 8–9 баллов.

Затраты на капитальное строительство в сейсмических районах страны составили в 1973 г. 6 млрд. рублей, а по прогнозу будут равны около 20 млрд. Величина удорожания строительства зданий, возводимых в сейсмических районах, за счет антисейсмических усиления составляет от 3 (при сейсмичности 7 баллов) до 10%, а иногда и более (при сейсмичности 9 баллов). В ближайшем будущем затраты на антисейсмическое усиление зданий достигнут 1 млрд. рублей, так как в настоящее время сейсмоактивная зона занимает около 20% территории страны, на которых расположены столицы девяти союзных республик (Алма-Ата, Ашхабад, Душанбе, Ташкент, Тбилиси, Фрунзе, Кишинев и др.) с населением более 50 млн. человек.

Землетрясение — одна из форм современных движений земной коры, на поверхности земли проявляющихся в виде сейсмических волн, проходящих через различные геолого-литологические, тектонические и инженерно-геологические среды. Поэтому одна из задач работы — изучение геологической среды, закономерностей прохождения сейсмических волн через нее, так как данный эффект находится в прямой зависимости от строения, мощности, залегания составляющих ее геолого-литологических разностей пород и их плотности. Кроме этого, автор ставит перед собой цель выявить зависимость между строением, залеганием, мощностью, литологической разностью, слоистостью, плотностью, влажностью пород, уровнем грунтовых вод, глубиной очага землетрясения, углом подхода сейсмических лучей, зоной разломов и сейсмической интенсивностью на поверхности земли. В работе определены также принципы и методика подготовки инженерно-геологической основы сейсморайонирования, микрорайонирования на примере некоторых регионов, городов и объектов Узбекистана.

Для достижения цели автор считает необходимым решение следующих задач.

1. Выбор наиболее эффективных методов исследования.
2. Определение факторов изменяющейся сейсмической интенсивности в разных точках, участках, площадях и районах республики.
3. Конкретное определение роли каждого из этих факторов в изменении сейсмической интенсивности:
 - а) теоретическими методами;
 - б) полевыми экспериментально-натурными исследованиями;
 - в) натурно-экспериментальными комплексными инженерно-сейсмологическими опытными методами.

4. Определение приемлемости решения указанных вопросов для сейсмического районирования отдельных регионов и микрорайонирования территории городов, промышленных зон и гидротехнических сооружений.

Настоящая работа была начата в Институте гидрогеологии и инженерной геологии МГ УзССР, а с 1966 г. продолжена в Институте сейсмологии АН УзССР. Она основана на материалах по инженерно-геологическим исследованиям автора в бассейнах рек Зарафшана (1957—1963 гг.), Кашкадарьи (1964—1965 гг.), низовьях Амударьи (1965—1966 гг.), Центральных Кызылкумах (1966—1967 гг.), Приташкентском районе (1967—1968 гг.), Ферганской впадине (1966—1975 гг.). Использованы также общие и специальные инженерно-геологические карты для территории Узбекистана и отдельных регионов (1961—1975 гг.) и материалы, полученные в результате сейсмического микрорайонирования территорий Ташкента (1967—1968 гг.), Чирчика (1972—1975 гг.), Ангрена (1972—1975 гг.), Андижана (1972—1976 гг.), Зарафшана, Учкудука и промзоны Мурунтау (1974—1977 гг.), Намангана, Ферганы, Алмалыка (1975—1978 гг.), Чадакского (1968—1972 гг.), Чартакского (1969—1973 гг.) гидротехнических сооружений в Ферганской впадине и Гиссарского (1970—1976 гг.) в Кашкадарьинской депрессии. В работу вошли результаты изучения инженерно-сейсмогеологических условий Восточной Ферганы (1974—1976 гг.), закономерностей формирования процесса трещинообразования в Центральных Кызылкумах, изменения эффекта интенсивности Газлийских (1976—1977 гг.), Исфара-Баткенского (1977 г.) и других землетрясений в зависимости от грунтовых условий и эпицентрального расстояния.

Составленные нами за последнее десятилетие инженерно-геологические карты и карты по сейсмическому микрорайонированию отдельных объектов, городов, регионов и в целом по Узбекистану используются проектными организациями системы министерств геологии, мелиорации и водного хозяйства, строительства, энергетики и электрификации и Госстроя республики. Внедрение в производство дает более 50 млн. рублей прибыли.

Значительная часть территории Узбекистана расположена в зонах, где возможны землетрясения силой 7, 8 и 9 баллов. Карта сейсмического районирования, используемая в настоящее время при расчетах возводимых сооружений на прочность, является осредненной и по ней нельзя дать оценку возможным сотрясениям в конкретных условиях.

Высокий темп строительства в сейсмоактивных районах Узбекистана требует от инженеров-геологов и сейсмологов надежных сведений о сейсмоопасности микрорайонов и отдельных строительных площадок. В связи с этим в настоящее время в Узбекистане проводится широ-

кий комплекс инженерно-сейсмологических исследований, включающих и исследования по сейсмическому микрорайонированию.

Большие возможности для развития инженерная сейсмогеология получила с созданием в Академии наук Узбекской ССР в 1966 г. Института сейсмологии, который призван объединить и направить в одно русло все сейсмогеологические исследования в республике. С этого момента начинается широкое развитие исследований по сейсмическому микрорайонированию территории городов, промышленных зон и гидротехнических сооружений в Узбекистане.

После Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. возникла необходимость дополнить и детализировать составленную ранее карту сейсмического микрорайонирования города. Для этого использовался большой фактический материал по геологии, геоморфологии, гидрогеологии и инженерной геологии, сейсмичности района, связанный с изучением природы и последствий Ташкентского землетрясения. Проводились в широком объеме комплексные инструментальные исследования, результаты которых позволили точнее определить сейсмический эффект землетрясений на отдельных участках в зависимости от грунтовых условий и расположения сейсмических очагов непосредственно под городом. На карте сейсмического микрорайонирования г. Ташкента в его перспективных границах, составленной в 1968 г., на этот раз выделены 8- и 9-балльные зоны. Кроме этого, составлено еще несколько карт: мощностей лессовых пород, глубины залегания грунтовых вод, инженерно-геологическая, приращения сейсмической балльности по инженерно-геологическим данным, инженерно-геологического районирования.

На продолжение работ по сейсмическому микрорайонированию на территории республики в 1972 г. были выделены дополнительные ассигнования. С учетом перспективного развития градостроительства в республике определены очередность и сроки выпуска карт сейсмомикрорайонирования Чирчика, Андижана, Ангрена, Алмалыка, Намангана, Ферганы, Самарканда, Джизака.

К настоящему времени закончен комплекс исследований по сейсмическому микрорайонированию Ташкента, Чирчика, Ангрена, Алмалыка в Ташкентском геодинамическом полигоне, Андижана, Намангана, Ферганы — в Ферганском и Зарафшане, Учкудука, райцентра Тамды — в Центрально-Кызылкумском.

Кроме этого, на договорных началах с ММ и ВХ УзССР выполнено сейсмическое микрорайонирование площадок строительства трех гидротехнических сооружений — Чартака и Чадака в Наманганской области, Гиссарака — в Кашкадарьинской и др. Эти работы осуществлялись комплексными методами, карты сейсмомикрорайонирования составлены на основе изучения характера колебаний и сейсмических свойств грунтов с учетом инженерно-геологических и тектонических условий. Для решения задач сейсмического микрорайонирования планировалось изучить количественные характеристики движения почвы при сильных землетрясениях в различных грунтовых условиях Узбекистана. Этот процесс требует длительного времени. Поэтому широко используется комплекс методов, основанных на записи слабых землетрясений, изучении упругих свойств грунтов, наблюдений за фоном микросейсм и др.

Рациональный выбор методов зависит от сейсмологических особенностей района, оснащенности учреждения соответствующей аппаратурой, эффективности и надежности каждого метода.

Жилищно-гражданское и промышленное строительство в республиках Средней Азии из года в год растет. Достаточно сказать, что к 1980 г. объем жилищного строительства возрастет в два раза по сравнению с 1975 г., а в перспективе учитывая возможные изменения демографии, рост населения и планируемое увеличение норм обеспечения жилой площадью. — примерно в пять раз. Опыт ликвидации последствий землетрясения в г. Ташкенте показал, что восстановление устоявших несейсмостойких зданий обходится в десять раз дороже, чем восстановление зданий, построенных с соблюдением норм сейсмостойкости, поэтому необходим дифференцированный подход к оценке инженерной сейсмичности, а решение комплексных вопросов возможно после длительного сейсморайонирования, все затраченные средства, безусловно, окупятся и будет обеспечена научная основа сейсмической устойчивости зданий и сооружений, а также правильное планирование перспективы развития городов и населенных пунктов.

В процессе выполнения работы автор пользовался консультациями Е. М. Сергеева, С. М. Медведева, В. В. Попова, Г. А. Голоцковской, Н. П. Костенко, Я. У. Саатова и В. И. Уломова.

Большую помощь в проведении комплекса исследований оказали также сотрудники лабораторий сейсмического микрорайонирования Института сейсмологии и ее экспедиции. Всем им автор приносит благодарность.

ПОНЯТИЕ ОБ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ ДЕТАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ

Для типизации изучаемой территории на различные зоны и для выбора пунктов, в которых необходимо осуществлять инструментальные сейсмические исследования, производится анализ геологических, геоморфологических, сейсмотектонических, инженерно-геологических, гидрогеологических и других условий.

Правильное проведение исследований и составление карты детального сейсмического районирования и сейсмического микрорайонирования (ДСР и СМР¹⁾ во многом зависят от уровня и полноты материалов, подготовленных на инженерно-геологической основе. Поэтому в первую очередь необходимо определить, как понимать инженерно-геологическую основу ДСР и СМР в настоящее время.

Под инженерно-геологической основой СР, ДСР и СМР в настоящее время можно понимать совокупность комплексных природных факторов, определяющих как инженерно-геологические, так и сейсмогеологические условия территории под какого-либо вида строительство. СР, ДСР и СР отличаются только своей масштабностью и требуемыми ею условиями, а принципы их выделения одинаковы.

Таковыми факторами могут быть:

- 1) геоструктурно-тектоническое строение (положение),
- 2) литолого-петрографическое строение,
- 3) характер рельефа территорий,
- 4) инженерно-геологическая и сейсмическая характеристика грунтов,
- 5) характер интенсивности физико- и инженерно-геологических процессов и явлений,
- 6) глубина залегания уровня грунтовых вод.

Рассмотрим эти факторы в отдельности.

Геоструктурно-тектоническое строение или сейсмотектоническое положение, т. е. положение территории относительно таких геоструктурных элементов, которые генерируют землетрясения различной силы. Примером этого может служить то, что большую роль для эффекта землетрясений на территории Ташкента играют северо-восточные и южные геоструктуры (тектонические разломы, складки, швы).

Территория Чартакского водохранилища окружена сейсмогенными разломами — Северо-Ферганским, Таласо-Ферганским, которые генерируют землетрясение.

¹ Дальше принята сокращенная форма — ДСР и СМР.

Кроме этого, эффект землетрясений при удалении от очага резко уменьшается вкrest структур по сравнению с простиранием.

Литолого-петрографическое строение — это литологический состав, характер чередования различных литологических разностей, мощность, выдержанность и закономерность изменения литологического строения в разрезе и по площади.

Подтверждается это тем, что в зависимости от литологического состава может изменяться эффект землетрясений от -1 (граниты) до $+1$ (рыхлые нарушенные грунты), а иногда и более баллов.

Увеличение мощности лессовых пород до 30—50 м приводит к увеличению эффекта землетрясений до $+1,0$ балла (например, территория г. Ташкента).

Характер рельефа территорий (степень расчлененности, разрезанность поверхности) определяет эффект землетрясения, его формы и размеры. Чем выше отметки основания, тем больше эффект и возможно увеличение силы землетрясения до 1—2 баллов по сравнению с низшей отметкой (Пучков, 1973). Кроме того, чем больше крутизна склонов поверхности, тем больше значение эффекта землетрясений (Вахтанова, 1977).

Вышеуказанные факторы обычно изучаются комплексными сейсмо-тектоническими, геолого-геоморфологическими исследованиями (съемки, картирование).

Инженерно-геологическая и сейсмическая характеристика грунтов. Инженерно-геологические основы и сейсмические свойства грунтов изучаются как в полевых, натурных, так и в лабораторных условиях. В полевых условиях исследуется их распространение, залегание, мощность, выдержанность и некоторые физико-механические свойства, т. е. выполняется инженерно-геологическая съемка.

Сейсмические свойства, в отличие от инженерно-геологических, характеризуются показателями, которые дают возможность судить о степени эффекта землетрясений. К сейсмическим параметрам грунтов относятся скорость прохождения упругих объемных и поверхностных волн, коэффициент Пуассона, модуль Юнга, акустическая жесткость, спектрально-частотные показатели грунтов и др.

Указанные сейсмические параметры особенно достоверны, когда определяются в полевых, натурных условиях с помощью сейсмоаппаратуры. После выбора нужного количества информации обрабатываются и рассчитываются сеймопараметры грунтов.

Плотное основание — граниты, гранодиориты, эффузивы, известняки и другие, которые имеют большую объемную массу, предел прочности и меньше значения пористости, уменьшают эффект землетрясений до 1 балла.

Связные грунты — лессовые. В зависимости от степени плотности могут изменять сейсмическую силу от 0 до $+1$ балла.

В этих грунтах высокая пористость, небольшое значение объемного веса и предела прочности.

Характер интенсивности физико-геологических и инженерно-геологических процессов и явлений. Здесь имеются в виду те процессы и явления, которые ухудшают сейсмические условия территории. Примером могут служить все процессы, связанные с обводнением территории, просадочные явления, заболачивание, трещинообразование, нарушение сплошности первичной

структуры, рыхление грунтов и места потенциально опасных процессов и явлений:

а) на территории Чартакского водохранилища после строительства поднимается уровень грунтовых вод и исходный балл увеличивается на 1 единицу, эта зона занимает в местах развития лессовых грунтов побережье водохранилища;

б) на территории г. Ташкента и некоторых городов Узбекистана развиты лессовые грунты мощностью до 30—50 м и сильно просадочные (просадка до 1 м), что вызывает потенциальную опасность увеличения исходного балла, а также деформационную опасность;

в) на территории Гиссаракского водохранилища развиты оползневые процессы, оползнеопасные места, которые существенно увеличивают исходную сейсмичность балла.

Эффект землетрясений будет тем больше, чем интенсивнее процессы и явления. По мере уменьшения интенсивности развития процессов и явлений или после их стабилизации эффект землетрясения уменьшается.

Геодинамические процессы и явления изучаются в процессе инженерно-геологической съемки.

Глубина залегания уровня грунтовых вод и их циркуляция — один из основных факторов, определяющих изменение исходного балла, изучаются гидрогеологической съемкой с проходкой горных выработок.

Следует отметить, что в лессовых породах при глубине залегания уровня воды от 0 до 6 м эффект землетрясений увеличивается до 1 балла, а в скальных породах этот фактор существенного значения не имеет. Например, на территории Чартакского водохранилища и в г. Зарафшане выделены зоны с приращением сейсмической балльности +1 балл.

Одним из главных методов, используемых при составлении карты сейсмического микрорайонирования, является метод инженерно-геологических аналогий.

Исследования по инженерной геологии для сейсмического микрорайонирования направлены на выявление критериев инженерно-геологических условий, сравнение хорошо изученного участка с менее изученным, и на оценку приращения интенсивности землетрясений.

Основа инженерно-геологического метода аналогий — определение влияния на интенсивность землетрясений таких инженерно-геологических факторов, как рельеф местности, глубина залегания уровня грунтовых вод, мощность толщи, прочностные свойства грунтов, инженерно-геологические процессы и явления, обусловленные различными свойствами грунтов.

Сейсмические и инженерно-геологические свойства грунтов взаимосвязаны. Грунты низкой прочности способны деформироваться особенно сильно, в связи с чем нарушается устойчивость склонов, которая при сейсмических движениях выражается сейсмической устойчивостью — (Цшохер, 1949; Орнатский, 1956; Вахтанова, 1971).

$$K_{cr} = \frac{\sin(I - \beta)}{\cos(I - \beta - \gamma)},$$

где β — угол склона,

I — угол внутреннего трения грунтов,

γ — угол (положение) относительно эпицентральной зоны.

Эта формула применима только для рыхлых грунтов, в чем заключается ее недостаток.

На интенсивность землетрясений существенно влияет глубина залегания уровня грунтовых вод (Пучков, 1959; Медведев, 1962; Мирзаев, 1966; Эсенев, 1969; Вахтанова, 1971; Касымов и др., 1974 и др.).

В. И. Солоненко и др. (1962, 1964) разработали критерии сейсмодислокаций для оценки интенсивности землетрясений, необходимой для сейсмического микрорайонирования территории при возникновении землетрясения вне населенных пунктов в сейсмоактивных районах.

Все исследования по инженерной геологии для сейсмического микрорайонирования направлены преимущественно на сопоставление критериев инженерно-геологических условий хорошо изученного района, при наличии определенной связи между инженерно-геологическими и сейсмическими параметрами грунтов, с аналогичными, но менее изученными местами или отдельными точками. Без инженерно-геологической основы нельзя проводить сейсмическое микрорайонирование даже очень высокоразвитыми инструментальными методами, так как все они дают только точечные или линейные данные. Наблюдения на площади требуют значительных сметных расходов.

В настоящее время по мере накопления материала увеличивается возможность применения инженерно-геологического метода.

Из изложенного следует, что при подготовке инженерно-геологической основы какого-либо района необходимо учитывать конкретные условия местности и выбирать комплекс методов в оптимальном их сочетании и последовательном применении. Однако все они нуждаются в теоретическом обосновании и экспериментальных доработках.

Крупные города Узбекистана, расположенные в межгорных и предгорных впадинах, характеризуются сложными инженерно-геологическими условиями. Здесь активно развиты современные тектонические движения с проявлением высокой сейсмичности (9—7 баллов).

В течение ряда лет (с 1963 г. по настоящее время) на территории этих городов проводится комплекс инженерно-геологических работ для составления инженерно-геологической основы сейсмического микрорайонирования, в который включено изучение вышеуказанных факторов. Для выполнения этих исследований нами проводились крупномасштабные специализированные инженерно-геологические съемки.

Инженерно-геологическая основа территории гидроузлов имеет специфические особенности: 1) гидротехнические сооружения служат больший срок, чем промышленные и гражданские; 2) после строительства гидроузла резко изменяются природные условия среды; 3) достоверные данные о повреждениях и разрушениях гидросооружений во время землетрясений отсутствуют, в связи с чем в качестве критерия балльности приходится использовать степень повреждения обычных зданий и сооружений.

Задачи инженерно-геологических исследований — установление возможной величины интенсивности землетрясений по заданной площади в зависимости от комплекса всех природных условий, влияющих на интенсивность землетрясения и сейсмостойкость инженерных сооружений.

Главное внимание при инженерно-геологических исследованиях необходимо уделять тем факторам, которые могут способствовать изменению интенсивности землетрясения: 1) положение района в общем структурно-тектоническом плане сейсмической зоны, наличие актив-

ных разломов; 2) геолого-литологическое строение, характер и чередование различных литологических разностей, мощность, выдержанность и закономерность прослоев различных пород, изменение литологического строения в разрезе и по площади; 3) гидрогеологические условия, особенно глубина залегания уровня грунтовых вод, их режим, а также мощность капиллярно-водонасыщенной зоны; 4) геоморфологическое строение района (тип и характер рельефа, расчлененность, крутизна склонов); 5) современные физико-геологические процессы и явления.

На основании этих материалов составляются геоморфологическая карта (с показом крутизны склонов и, если возможно, коренных пород), инженерно-геологическая карта, карта трещиноватости и тектонических нарушений, карта мощности поверхностных рыхлых отложений, карта глубины залегания уровня грунтовых вод (1-го горизонта от поверхности земли) и инженерно-геологические профили.

Грунты изучаются для их классификации и суждения о возможных осложнениях сейсмических проявлений в результате резкого изменения состава и свойств с целью получения для всех литологических разностей таких параметров, как объемный вес, пористость, просадочность, сопротивление сдвигу, влажность. Данные о составе и свойствах грунтов используются при определении расчетных и средних показателей. В итоге составляется карта приращения сейсмической интенсивности, которая является прогнозной, так как, выделив на ней площади с различной сейсмической балльностью, можно представить возможность проявления здесь в будущем землетрясений разной силы.

Землетрясение — одно из самых грозных проявлений стихийных сил природы. С древнейших времен человечеству наносят огромный ущерб последствия разрушительных землетрясений. Поэтому люди давно стремятся найти способы защиты от этого стихийного бедствия.

В настоящее время еще не существует методов точного предсказания времени и места возникновения будущего землетрясения. Изучение сейсмической опасности связывается с понятием о сейсмическом климате данной территории. Защита от землетрясений состоит в том, чтобы здания и сооружения, возводимые на данной территории, могли противостоять всем землетрясениям, возможным в данном районе.

Сейсмическое районирование территории СССР дает определение сейсмической балльности для целого района. Однако при выявлении последствий многих сильных и разрушительных землетрясений обнаружено, что на сравнительно небольшой площади одно и то же землетрясение может проявиться с различной силой. В пределах крупного района с одинаковой балльностью геологические и гидрогеологические характеристики покровных отложений отдельных участков и площадок весьма разнообразны, чем и объясняется различная интенсивность проявления землетрясения в одной зоне сейсмического районирования.

Основной задачей сейсмического микрорайонирования является оценка влияния грунтовых условий на сейсмичность участка, т. е. определение величины поправки к балльности за счет грунтов.

Сейсмическое микрорайонирование позволяет уточнить величину сейсмических воздействий на сооружения от ожидаемых землетрясений, классифицируя интенсивность этих воздействий для разных зон.

Влияние состава горных пород на интенсивность сейсмических воздействий интересует исследователей уже давно. Еще И. В. Мушкетов при обследовании Верненского землетрясения 1887 г. обращает

внимание на связь сейсмического эффекта со строением верхней части разреза.

На основании материалов макросейсмических обследований, примеры которых описаны в многочисленной литературе, установлены основные сейсмические категории грунтов: граниты, известняки, полускальные, крупнообломочные, песчаные, глинистые, насыпные.

Наиболее успешное развитие методы сейсмического микрорайонирования получили после того, как стали широко использоваться инструментальные методы прогноза землетрясений.

Последние два десятилетия вопросам сейсмического микрорайонирования посвящено немало работ: С. В. Медведева (1952—1962), В. П. Солоненко (1959—1972), А. П. Сафарьян (1957), А. З. Кац (1959—1976), В. В. Попова (1959—1970), С. В. Пучкова (1955—1974), А. Н. Вахтановой (1964, 1974, 1976), О. В. Павлова и др. (1970—1977), В. М. Мирзасева (1966—1969) и Э. М. Антоненко (1961, 1967, 1968, 1976), С. М. Касимова (1968—1978), М. А. Ершова (1965, 1969, 1974), В. С. Саянова и др. (1974—1977), Э. М. Эсенова и др. (1969—1977) и Е. М. Василенко (1967, 1976) и др. Проведение исследований для сейсмического микрорайонирования зависит от некоторых конкретных условий участка или площади исследований. Причем различные организации, проводящие подобные исследования, в силу сложившихся традиций и местных условий пользуются специфическими методами микрорайонирования. Однако в целом в нашей стране уже установлена общая схема проведения сейсмического микрорайонирования.

На исследуемом участке определяется исходная балльность, выясняются его инженерно-геологические условия, инструментальными методами выявляются количественные характеристики сейсмических свойств грунтов.

В зависимости от условий эта программа может выполняться в полном или частичном объеме. При проведении сейсмического микрорайонирования городов и крупных промышленных объектов необходимо уточнять данные о тектонике, общей сейсмичности сильных землетрясений прошлых лет и другие сведения, обуславливающие интенсивность ожидаемых землетрясений в изучаемом районе. Учитываются размеры очагов сильных землетрясений, а также уменьшение балльности с удалением от очага, в среднем область исследований ограничивается в 100 км от объекта. Однако бывают исключения. Так, для территории г. Чирчика Ташкентской области опасны землетрясения с эпицентральной зоной 150—200 км.

Для обобщения сведений о сотрясениях 6—9-балльной интенсивности обычно используются данные сейсмического районирования СССР, а также данные, полученные непосредственно во время землетрясения, производится их совместный анализ, для получения дополнительных сведений о сейсмичности района используются инструментальные данные о землетрясениях, составляются карты эпицентров местных землетрясений. Собираются новые материалы о разрушительных землетрясениях, строятся карты изосейст. Макросейсмические данные сопоставляются с инструментальными для выделения региональных связей между интенсивностью I , магнитудой M , энергетическим классом K и глубиной очага H .

На основе выделенных связей строится график повторяемости землетрясений

$$\lg N = f(K),$$

где N — число землетрясений определенного класса за определенный интервал времени,

K — класс землетрясений.

Могут строиться также карты активности, карты плотности эпицентров.

В качестве уточняющего сейсмичность материала могут служить карты сейсмической сотрясаемости, т. е. долговременной средней частоты повторений в данном пункте сотрясения заданной балльности, а также средний период этих повторений.

Ввиду того, что землетрясения — следствие тектонических движений земной коры, то необходимо по возможности изучить особенности сейсмогенных зон, характеризующихся значительной степенью контрастности тектонических движений, так как именно к этим зонам приурочены обычно сейсмоактивные зоны. В качестве тектонического показателя интенсивности движений можно принять градиент скоростей относительных движений земной коры, т. е. изменение скорости на единицу горизонтального расстояния в направлении, поперечном к границе, разделяющей участки,двигающиеся относительно друг друга.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО- СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Геоморфологические методы. При сейсмическом микрорайонировании территории городов Узбекистана (Ташкент, Чирчик, Ангрен, Алмалык, Наманган, Фергана, Андижан) и гидротехнических сооружений (Чартак, Чадак, Гиссарак и др.) С. М. Касымов и др. (1971, 1974) применили метод геоморфологического анализа и картирования, предложенный Ю. А. Скворцовым еще в 1940 г. Сущность этого метода заключается в выявлении и прослеживании существующих террасовых долин и связанного с ними генезиса покровных отложений.

Главная задача метода — установление количества разновозрастных геоморфологических уровней, определение их относительного геологического возраста, генезиса, литологии и площади распространения для выявления основных позднекайнозойских процессов развития рельефа за четвертичный период. В результате устанавливаются крупные генетические группы рельефа: аккумулятивные, эрозийные, денудационные. Внутри каждой группы рельефа с помощью геолого-геоморфологического метода выделяются генетические разновидности — делювиальные, пролювиальные, гравитационные и выделяются самостоятельно вырабатанные склоны.

Геоморфологические элементы описываются в инженерно-геологическом аспекте. Морфология рельефа изучается в тесной связи с геолого-литологическими свойствами отложений, условиями залегания, составом и свойствами пород. Изучаются рельефообразующие процессы, указывающие на динамику, активность и характер новейших и современных тектонических движений.

Кроме того, качественно и количественно определяются отрицательные и положительные формы рельефа, его расчлененность (степень и густота) микроформы рельефа, влияющие на приращение сейсмической балльности, условия строительства и освоения территорий.

Геологические методы. Сущность этих методов заключается в детальном расчленении стратиграфо-литологических, генетических типов, в основном четвертичных отложений, уточнении условий их залегания и распространения. Решаются эти задачи на основе результатов геолого-геоморфологических наблюдений, описания естественных и искусственных обнажений, заложения шурфов, изучения литологического разреза скважин. При полевом исследовании описанные породы группируются по возрастным и генетическим типам. Внутри каждого типа выделяются петрографические виды и инженерно-геологические разновидности пород, являющиеся основными классификационными подразделениями.

Охарактеризовывается цвет, структура, текстура, включения, степень уплотненности и однородности, состояние (с указанием наличия пустот макропор, гнезд землероев и корней растений, а также моцность). Кроме того, для группы лесовых пород описывается пористость, влажность, содержание воднорастворимых солей, а для грубообломочных — окатанность и отсортированность, направление сноса материалов, состав и состояние цемента, петрографический состав. Описание каждой выработки сопровождается составлением литологического разреза.

Тектонические методы. При инженерно-сейсмологических исследованиях в области промышленно-гражданского и гидротехнического строительства особое внимание необходимо уделять обеспечению устойчивости и долговечности этих объектов. Поэтому выявление характера направленности и интенсивности тектонических движений и деформаций имеет существенное значение при оценке инженерно-сейсмологических условий. Этот фактор является одним из главных для городов и гидротехнических сооружений Узбекистана в районах с высокой тектонической активностью.

Основная методика работ заключается в том, что в результате полевых маршрутных исследований на карту наносятся структуры разрывных нарушений. При этом особое внимание необходимо уделять следующему:

- выявлению живущих и мертвых разломов;
- установлению последовательности осадкоаккумуляции и характера перерыва;
- установлению условий возникновения нарушений, амплитуды перемещений и их последующих периодов обновления;
- установлению характера строения структур;
- морфологии разломов.

Кроме этого, необходимо также учитывать условия залегания пластов, формы тектонических нарушений и их амплитуду, степень и характер трещиноватости, дислоцированность пород, ширину и длину их зон дробления, а также связь тектонических структур и движений с морфологическими и современными геологическими явлениями, особенно с сейсмичностью.

Методы исследования по изучению новейших и современных тектонических движений земной коры. Изучение новейших и современных тектонических движений земной коры — одна из актуальных проблем при изучении инженерно-сейсмологических условий территории, включающая несколько методов: геолого-геоморфологический, геофизический, геодезический. Первый дает качественную характеристику движений, а два последних — количественную.

При исследовании ряда городов и гидротехнических сооружений Узбекистана был применен метод геоморфологического анализа, являющийся одним из основных методов неотектонических исследований.

Геоморфологический метод исследования как составную часть включает в себя структурно-фациальный анализ неогеновых и четвертичных отложений, корреляцию разновозрастных этажей рельефа горной страны, полевое изучение рельефа, морфологии и деформации поверхностей выравнивания речных террас и русел рек, разрывных нарушений и т. д.

В результате составляются возрастные геоморфологические карты и комплексные профили.

Основоположниками этого метода в Средней Азии являются Ю. А. Скворцов, С. С. Шульц, Г. А. Мавлянов, Н. П. Васильковский, Б. А. Личков, Н. П. Костенко, Г. Ф. Тетюхин и др.

В основу геоморфологического анализа положен историко-генетический принцип (Скворцов, 1941), сущность которого заключается в установлении генезиса типов и форм рельефа, а также времени их формирования. Этот метод усовершенствован Н. П. Костенко (1962).

Всестороннее изучение рельефа дает полную качественную характеристику определенных структурных форм и их взаимосвязи, кроме того, выделяются разновозрастные уровни рельефа, по которым можно качественно оценить амплитуды врезов, амплитуды и скорости суммарных поэтапных тектонических движений — поднятий или опусканий.

В наших исследованиях по городским территориям и гидротехническим сооружениям главной задачей было выявление морфологии основных структурных форм, степени и дифференцированности относительных амплитуд и скоростей новейших тектонических движений территории.

Для решения этих задач важное значение имело определение относительного возраста выделяемых подразделений рельефа. В основы изучения входили полевые маршрутные наблюдения, картирование рельефа, анализ геолого-геоморфологических профилей и дешифрирование фотоснимков. При картировании в намеченных сечениях составлялись поперечные и продольные профили с расчетом охвата по возможности всех геоморфологических уровней. Профили составлялись с применением геодезических измерений.

Возраст эрозионно-денудационных врезов определяется путем их корреляции с одновозрастными комплексами отложений.

Основными критериями, позволяющими установить относительный возраст и этажи рельефа, служили следующие признаки:

гипсометрическое положение, абсолютная высота выделенных этажей рельефа и их соотношение;

морфологические особенности разновозрастных этажей рельефа, относительная ширина днища эрозионно-денудационного вреза, характер и глубина расчленения, уклоны его поверхности и др.;

глубина вреза в предшествующие поверхности выравнивания или днища врезом.

Геодезический метод. Основной количественный метод изучения современных движений земной коры — геодезические измерения.

При использовании данных повторного высокоточного нивелирования для изучения современных вертикальных движений земной коры необходимо иметь качественную оценку закрепления на местности и устойчивости нивелирных знаков. Решается этот вопрос в результате геолого-геоморфологических обследований трасс повторного нивелирования.

Геолого-геоморфологические методы исследования дают представление о тектонических движениях лишь в виде осредненных (или суммарных) показателей за длительный промежуток времени.

Данные о современных тектонических движениях, полученные в результате повторных нивелировок за 25—50 лет, не указывают на то, что в течение столетий и тысячелетий сохраняются те закономерности, которые получены для небольшого отрезка времени. Анализ результатов двух методов исследования — геодезический и геолого-геоморфологический позволил выявить характер современных текто-

нических движений, т. е. основную направленность плейстоценовых и голоценовых вертикальных тектонических движений и сохранность их в современную эпоху.

Методика изучения современных движений земной коры методом повторного нивелирования в разных странах неодинакова. Это связано с использованием данных однократного повторного нивелирования по отдельным разрозненным линиям. Однако эти данные не вполне надежны, так как контроль и оценка точности измерений в этом случае осуществляются по расхождениям между превышенными, полученными прямым и обратным ходом.

Эти расхождения не позволяют выявить ошибки в определении, превышении из-за влияния на процесс нивелирования, систематических ошибок большого периода действия. Поэтому для изучения современных вертикальных движений следует привлекать не отдельные разрозненные линии, а группы линий, образующих замкнутые полигоны. Этот метод использован А. П. Райзманом (1970) при исследованиях в г. Ташкенте, Н. А. Корешковым (1970) и нами (1970—1977 гг.) при исследовании ряда городов и гидротехнических сооружений в пределах Узбекистана.

В результате изучения современных движений по данным нивелирных сетей составляется карта скоростей современных тектонических движений. Скорости современных тектонических движений вычисляются по формуле:

$$V = \frac{h_2 - h_1}{t},$$

где h_2 — данные повторных нивелировок.

h_1 — данные первоначальных нивелировок.

t — время между первичной и повторной нивелировками.

Один из основных методов при изучении новейших и современных движений — геофизический, кроме него в нашей работе широко применялись радиометрический и эманионный методы.

Сейсмологические методы

Основные направления количественных исследований сейсмичности, развитие их в СССР. В сейсмологии, как и в других науках о природных явлениях, в начальный период для установления взаимосвязи сейсмичности с геологическим строением и другими факторами, преобладали описательные (качественные) методы.

История развития количественных критериев сейсмичности и основные литературные источники до 1960 г. даются в работах Ю. В. Ризниченко и И. Л. Нерсесова (1960 а, б), Ю. В. Ризниченко (1969).

В конце XIX — начале XX века Ballor (1900) впервые сделал попытки количественного выражения сейсмичности и установил величину:

$$i = \sqrt{Ft},$$

где i — средняя годовая повторяемость землетрясений.

F — площадь изучаемой области.

Различные исследователи для установления степени сейсмичности предлагают пользоваться различными показателями сейсмичности, такими как общая энергия, выделяющаяся на единице площади в еди-

нцу времени (Bath, 1953), магнитуда (Köping, 1952), величина сейсмической энергии землетрясений (Sponhefer, 1953) и т. д.

Расчет карты удельной сейсмической энергии E_m (или мощности потока энергии λ_m), под которой понимается энергия, выделяющаяся в 1 см³ вещества земной коры или мантии за 1 сек., предложена Г. А. Шенкаревой и Г. П. Горшковым (1967), т. е.

$$E_m = \frac{\sum E_i}{VT},$$

где E_i — суммарное количество энергии (в эргах) всех землетрясений, очаги которых заключены в избранном объеме коры или мантии,

T — время наблюдений, сек.

Г. П. Горшков и Г. А. Шенкарева (1970) при составлении карты удельной сейсмической энергии для территории СССР объем (V) вычисляли как объем цилиндра радиусом 50 км, высотой H , равной мощности земной коры, и для очаговых зон в мантии — с учетом глубины очагов землетрясений. Значение E_m колеблется от 0 до 10^{-4} эрг/см³ сек.

Способ расчета карт сейсмической энергии с предварительным выделением зон равной плотности разработан И. А. Соколовой (1969, 1971). Строится график зависимости линейных размеров очага от величины K соответствующих землетрясений. При этом для каждого K выбирается зона осреднения энергии S_k , радиус которой R_k равен

$$R_k = r_k + a_1$$

где r_k — линейные размеры очага,

a_1 — точность определения эпицентра при уровне вероятности 0,9.

Энергия каждого землетрясения E_i преобразуется в плотность $E_k = \frac{E_i}{S_k}$, которая нормируется во времени, причем для каждого K выбирается период повторяемости T_k в соответствии с графиком повторяемости землетрясений. Для исследуемого района плотность энергии в любой точке карты вычисляется по формуле:

$$E = \sum_{k=10}^{15} E_k, \quad \text{где} \quad E_k = \frac{10^{k-(0,4000)}}{S_k T_k}.$$

Для выделения зоны равной плотности энергии E_k используются методы статистики. Построенная карта наряду с картами сейсмической активности и интенсивности современных тектонических движений используется для сейсмораионирования.

Ю. В. Ризниченко (1958) в связи с понятием о сейсмическом режиме введены количественные характеристики сейсмичности и в результате анализа материалов инструментальных наблюдений ТКСЭ разработаны методы исследования параметров сейсмического режима.

И. Л. Персесов, Ю. В. Ризниченко (1959); Ю. В. Ризниченко, И. Л. Персесов (1960); Ю. В. Ризниченко (1960); В. Н. Гайский (1970) отмечают, что лишь в ТКСЭ зависимость между повторяемостью землетрясений разной энергии последовательно использована для характеристики и сравнения сейсмического режима различных участков сейсмоактивной области. Этому в большой степени способствовала введенная Т. Г. Раутиан (1960, 1964) методика классификации землетря-

сейсмичности по величине M (магнитуда) и K (энергетический класс). Она основана на использовании инструментальных данных — записей землетрясений, по которым оцениваются потоки энергии, проходящие через сферу определенного радиуса, так называемую референц-сферу. Автор этой классификации также разработал палетку, по которой легко определяются значения энергетических классов землетрясений. Кроме этого, используются формулы Т. Г. Раутман (1960) для перехода от энергии землетрясений $K = \lg E$ (дж) к магнитуде M для Средней Азии. $K = 3,9 + 1,87 MK$ при $K = 15$, $K = 8,1 + 1,16 M$ при $K \geq 15$. Зависимость между балльностью в эпицентре I_0 и магнитудой M более сложная. Балльность в эпицентре сильно зависит от глубины очага, которая для сильных землетрясений Средней Азии определена только в отдельных случаях.

Общая зависимость между балльностью, магнитудой и глубиной очага $I_0 = 1,5 M - 3,5 \lg h + 3,0$ дается в работе Н. В. Шебалина (1957) при $0 < \lg h < H_y$ (H_y — глубина астеносферы).

В изучении сейсмичности картирование сейсмической активности — необходимый этап количественной оценки сейсмичности любой территории. Первые карты сейсмической активности построены Ю. В. Ризниченко и И. Л. Нерсесовым в 1958—1960 гг. В настоящее время сейсмологи применяют несколько способов расчета сейсмической активности. Наиболее распространенный — суммирование землетрясений в зоне осреднения (Ризниченко, 1964). В некоторых сейсмоактивных зонах чаще употребляется способ поклассового распределения землетрясений (Бутовская и др., 1966). Карты сейсмической активности строятся в зависимости от конкретных задач изучения тех или иных особенностей сейсмичности с постоянной деятельностью или постоянной точностью способом распределения или суммирования (Ризниченко, Горбунова, 1968).

Со времени построения первых карт сейсмической активности с помощью этого важнейшего параметра сейсмического режима оценена сейсмичность всех сейсмоопасных регионов СССР.

Карты сейсмической активности A сопоставлялись с картами вертикальных градиентов скорости тектонических движений (уточнены границы зон разной балльности) и были успешно использованы при сейсморайонировании территории УзССР в 1961—1962 гг. В настоящее время расчет A необходим для составления карт возможных максимальных землетрясений и сейсмической сотрясаемости. При исследовании сейсмичности активных зон территории Советского Союза была замечена тенденция приуроченности эпицентров сильных землетрясений к зонам повышенной сейсмической активности (Ризниченко, 1962, 1964) и определена корреляционная зависимость (Ризниченко, 1966, 1967) между величиной наблюдавшихся сильных землетрясений и значением активности, рассчитанной в окрестностях их эпицентров. В результате получена возможность судить о величине максимального землетрясения $K_{\max}$ в любой точке исследуемой территории по уровню сейсмичности независимо от того, возникали здесь ранее сильные землетрясения или нет.

Величина $K_{\max}$ по территории распределяется максимальными возможными землетрясениями для Восточных Саян и Джунгарии (Ризниченко, 1966) по зависимости $A = 2,84 + 0,21 (K_{\max} - 15)$, где A — средняя сейсмическая активность. Эта методика расчета $K_{\max}$ использована при построении карты $K_{\max}$ для территории Восточного Узбе-

кистана (Захарова, Сейдузова, 1969), Южной Ферганы (Фленова, 1971), Юго-Западного Узбекистана (Яковлева, 1972) и для других сейсмических регионов Советского Союза.

В 1967 г. (А. И. Захарова) появились первые карты сотрясаемости для Восточного Узбекистана, рассчитанные на ЭВМ. Интенсивность при этом выражалась в плотностях потока энергии.

Карта сейсмической сотрясаемости дает возможность количественно оценить сейсмическую опасность, дающую интенсивности сотрясений в исследуемой зоне и частоту их повторения.

Во многих странах мира, расположенных в сейсмоактивных районах, сейсмичность отдельных областей, а часто и всей изучаемой территории, картируется на основе сейсмической активности A . Повторяемость землетрясений исследуется как в пространстве, так и во времени.

Согласно разработанной Комиссией сейсмической опасности при Президиуме АН СССР (КСО МСССР) программе подготовка сейсмологической основы для получения системы оценки сейсмической опасности по сотрясаемости должна вестись в два этапа. Первый — программа минимум — рассчитана на выражение интенсивности в макросейсмических баллах, второй — программа максимум — на выражении интенсивности в физических, инженерных, спектрально-временных показателях колебаний грунта. Для расчета сотрясаемости исходными являются инструментальные и неинструментальные данные наблюдений сейсмичности. На их основании составляются графики повторяемости землетрясений — распределение их $N(K)$ по величине $K = \lg(E)$ сейсмической энергии E (дж); карты сейсмической активности A ; карты максимально возможных землетрясений $K_{\max}$. Для решения задач $K_{\max}$ могут дополнительно использоваться также геологические и другие данные.

В последующем используются функции затухания интенсивности с удалением на первом этапе по балльности, на втором — по частотным спектрам колебаний грунта (ускорение, плотность потока энергии и др.).

С ростом исходных и информационных данных возникла необходимость применения в сейсмологии электроно-вычислительных машин. Для этого создаются и успешно внедряются многочисленные программы определения координат эпицентров и гипоцентров землетрясений, анализа записей сейсмических волн и получения их спектральных и частотных характеристик. Успешно применяются в настоящем методы машинного определения механизма очагов землетрясений, расчета количественных характеристик сейсмичности и картирования (составление карт сейсмического микрорайонирования) этих величин по площади.

Понятие сейсмического режима, определение его параметров. Сейсмический режим характеризует пространственно-временную совокупность землетрясений данной области.

Главнейшими параметрами сейсмического режима являются:

1) частота повторяемости землетрясений в пространстве, т. е. закон повторяемости землетрясений по энергии E ;

2) уровень сейсмической активности A ;

3) величина максимально возможного землетрясения в изучаемом районе — $K_{\max}$ и мера рассеяния повторяемости землетрясений во времени (Ризниченко, 1962, 1964, 1965, 1968, 1969).

Зависимость между числом землетрясений N и их сейсмической энергией E , т. е. $N(E)$ дает закон повторяемости, являющийся основой исследования сейсмического режима. Закон повторяемости в двойном логарифмическом масштабе выражается в линейном виде в первом приближении и называется графиком повторяемости.

Аналитическая линейная зависимость $N(E)$ выражается в виде:

$$\lg N = \lg N_0 + \gamma(K - K_0). \quad (1)$$

Здесь $K = \lg E$ — класс энергии землетрясений; $\lg N_0$ и γ — коэффициенты графика: его уровень и наклон соответственно; $(K - K_0)$ — аргумент функции $\lg N$, его текущая координата; K_0 — постоянная часть аргумента, представляющая собой фиксированный класс энергии.

Обычно линейная зависимость между $\lg N$ и $\lg E$ дает иногда график повторяемости в виде излома (Луки, 1969), откуда возникло предположение о нелинейной зависимости $N = N(E)$, например, параболической (Токарев, 1969). Так или иначе, график повторяемости вследствие относительной стабильности постоянно используется в качестве характеристики сейсмического режима и сравнения различных участков сейсмоактивных областей.

Сейсмическая активность. Для построения карт активности разработаны различные способы: наиболее простой метод — построение с прямоугольной зоной осреднения (Ризниченко и др., 1965, 1968). Активность определяется в узлах сетки, построенной на планшете, обычно 0,1 географического градуса. На планшет наносятся все землетрясения, представленные для данного района за определенный срок наблюдения, выбирают зону осреднения и их площадь. Далее подсчитывают активность, среднюю для всей зоны осреднения, отнесенную, как всегда, к сроку 1 год и площади 1000 км². Эта активность приписывается узлу сетки, являющемуся центром данной зоны.

В отдельных случаях расчеты активности удобно делать не при помощи графиков, а при помощи элементарных аналитических расчетов по формуле:

$$A_{10} = \frac{\frac{n_{k_1} C_{k_1}^{10}}{T_{k_1} S} + \frac{n_{k_2} C_{k_2}^{10}}{T_{k_2} S} + \dots + \frac{n_{k_m} C_{k_m}^{10}}{T_{k_m} S}}{m} \cdot 1000.$$

Здесь n_{k_i} — число землетрясений энергетического класса K_i за период наблюдения T_{k_i} на площади S км²;

$C_{k_i}^{10}$ — коэффициент перехода от активности класса K_i к активности 10-го энергетического класса.

Коэффициент эквивалентности $C_{k_i}^{10}$ находится из формулы:

$$\lg C_{k_i}^{10} = \gamma(k_i - 10).$$

Для определения $C_{k_i}^{10}$ по формуле можно воспользоваться стандартными значениями $\gamma = 0,42$ — $0,45$ или специфическим значением γ , найденным по графику повторяемости изучаемого района. После того как в каждый узел сетки выписана активность, найденная для соответствующей зоны осреднения, на карте проводятся изолинии равного значения активности A .

На основе статистической обработки значений активности А. И. Захаровой (1963) предложена более трудоемкая, но и более строгая методика картирования сейсмичности, основанная на разделении определенной части территории на участки с различной активностью.

И. В. Горбунова (1964) предложила метод постоянной точности. По ее способу выбирается фиксированное число землетрясений N_z , соответствующее точности определения значений сейсмической активности на элементарных площадках карты; например, величине $N_z = 3$ соответствует 40%-ная точность сейсмической активности.

Величину зоны осреднения рассчитывали по формуле Ю. В. Ризниченко (1958):

$$S = \frac{(1000 \cdot N_z \cdot 10^{(R-10)})}{17.5}.$$

Выбранный N_z для различных значений A рассчитывается через определенные радиусы R зоны осреднения. При этом радиус зоны осреднения увеличивается для районов с пониженной величиной активности, но точность в каждой вычисленной точке карты остается постоянной.

По способу И. В. Горбуновой (1964) рекомендуется рассчитывать карты сейсмической активности по каждому энергетическому классу в отдельности при разных T , или для всех K при одинаковых T .

Картирование сейсмической активности A . Основные характеристики сейсмического пространственного распределения показывают карты сейсмической активности.

Первые карты сейсмической активности построены Ю. В. Ризниченко и И. Л. Нерсесовым в 1958—1960 гг. За прошедшие годы с помощью этого важнейшего параметра сейсмического режима оценена сейсмичность всех сейсмоопасных регионов СССР.

При сейсморайонировании территории Узбекистана в 1961—1962 гг. карты сейсмической активности A сопоставлялись с картами вертикальных градиентов скорости тектонических движений и использовались для уточнения границ зон разной балльности (под ред. С. В. Медведова, 1968). В настоящее время расчет A необходим для составления карт возможных максимальных землетрясений и сейсмической сотрясаемости.

Для построения карты сейсмической активности вокруг каждой заранее заданной сетки разбивается зона осреднения, где число эпицентров землетрясений суммируется, а затем приводится к единице площадки и времени. Полученное значение активности A относится при этом к узлам сетки карты. Зона осреднения активности определяется шагом счета a , т. е. расстоянием между двумя соседними узлами заранее заданной сетки, которое обычно предусматривается в долях географического градуса, например, $a = 0^\circ, 1$ или $0^\circ, 2$. Зона осреднения имеет прямоугольную, вернее трапециевидальную форму, площадь ее $S = 2a \times 2a$ км².

Используя формулу Ю. В. Ризниченко (1964а), методом суммирования определяется величина A на 1000 км² и за 1 год она имеет вид:

$$A = N_z \frac{1 - 10^{-7}}{10^{-7}(k_{\max} - k_0)} \cdot \frac{1000}{ST}$$

где N_z — число эпицентров землетрясений в зоне осреднения площадью S км², приведенное к периоду T представительности землетрясений класса энергии K_{min} ;

K_{min} — наименьший из представительных класс энергии землетрясений в районе;

K_0 — класс энергии, по которому определяется сейсмическая активность;

γ — наклон графика повторяемости.

Картирование максимальных возможных землетрясений — K_{max} . Величину K_{max} и ее распределение по территории можно определить с помощью карт максимальных возможных землетрясений. Первая такая карта была построена для территории Восточных Саян и Джунгарии (Ризияченко, 1966) по зависимости:

$$\lg \bar{A} = \alpha + \beta (K_{max} - K_0),$$

где $\bar{A}$ — средняя сейсмическая активность;

$K_0 = 15$;

α и β — числовые коэффициенты, причем $\alpha = 2.84$, $\beta = 0.21$.

Величина A в формуле (7) рассчитывалась на некоторой площади как главный параметр на подготовку соответствующего сильного землетрясения. Ее размеры выбирались в зависимости от величины энергии K_{max} , выделившейся в очаге и пропорциональной объему области его подготовки.

$$E_{max} = 10^6 \frac{C}{r} = C r^3,$$

где r — радиус этой области,

C — коэффициент пропорциональности, равный $3 \cdot 10^{19}$ дж/км³.

Радиус зон подготовки землетрясений, рассчитанный по формуле (8) для Восточного Узбекистана (Захарова, Сейдузова, 1970) несколько велик и захватывает области, различные в тектоническом отношении. Поэтому для Восточного Узбекистана он рассчитывается по зависимости, полученной Т. Уиси, А. А. Секи (1964):

$$\lg S = M + 6.5,$$

где S — площадь области афтершоков;

M — магнитуда основного толчка.

При этом зона осреднения отождествлялась с проекцией объема очага землетрясения на земную поверхность.

Картирование сейсмической сотрясаемости — B_z . Такая карта для определенной территории является количественной основой оценки ее сейсмической опасности. Она рассчитывается в допущении линейности графика повторяемости землетрясений и круговой формы изосейст. Применяя формулу для сотрясаемости B_z в виде (3), рассчитываем ее значение в узлах сетки с выбранной зоной осреднения. Исходными материалами для расчетов служат: карта сейсмической активности A , средняя глубина очагов землетрясений, наклон графика повторяемости γ , карта максимальных возможных землетрясений K_{max} , закон затухания сейсмической интенсивности с расстоянием.

Ю. В. Ризияченко и др. (1967) составлена программа расчета сотрясаемости для ЭВМ М-20 и впервые рассчитаны карты сейсмической

сотрясаемости B_z — средней частоты повторения сотрясений заданной интенсивности в точках земной поверхности. Расчеты проводились для территории Восточного Узбекистана на основе карт сейсмической активности K_{max} и также зависимости сейсмической интенсивности I от эпицентрального расстояния, построенных вручную. Несколько позже А. И. Захарова и С. С. Сейдузова (1971) рассчитали карты сейсмической сотрясаемости для интенсивности, заданной стандартными баллами, и построили карты сотрясаемости для территории Восточного Узбекистана ($I=6, 7, 8$ и 9 баллов). С расчетом карт сотрясаемости и интенсивности сотрясений исключается основной недостаток существующего метода сейсмического районирования, отмеченный С. В. Медведевым (1960), — отсутствие фактора времени и оценка вероятности землетрясения заданной силы для каждого пункта.

МЕТОДИКА СОСТАВЛЕНИЯ КАРТЫ СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Графическое изображение распространения землетрясений в нашей стране начали в 90-х годах прошлого столетия П. В. Мушкетов и А. И. Орлов (1893). Однако на этих картах фактически отсутствовали геологические данные и элемент прогноза. Первая публикация карт сейсмического районирования сделана в 1933 г. Д. И. Мушкетовым, Г. И. Горниковым (1933), Н. И. Богвинкиным (1933).

В дальнейшем сейсмическим районированием для отдельных регионов по республикам и в стране занимались Г. П. Попов (по Средней Азии), Н. П. Васильковский и М. П. Ренников (по Ташкентскому сейсмическому району, 1940), П. Е. Губин (по Таджикистану, 1950, 1960), Е. М. Бутовская, А. И. Захарова и др. (по Узбекистану, 1964), коллектив авторов (гл. ред. С. В. Медведев, 1968) — по Советскому Союзу в целом и многие авторы по отдельным регионам страны.

Е. М. Бутовская, А. И. Захарова и др. (1964) по своим наблюдениям слабых землетрясений по Узбекистану построили серию карт сейсмической активности A разными способами. На картах активности взят ряд точек, где фактически произошли сильные землетрясения и было известно значение максимальной интенсивности I_{max} . Эти значения сопоставлены со значениями активности A в тех же точках. В результате построили график корреляционной зависимости I от A . Тогда, зная A в любой точке, можно найти для этой точки и предполагаемые значения I_{max} , даже если сильного землетрясения там еще не наблюдалось. Ниже приводим найденное соотношение $I_{max}(A)$, которое и послужило основным средством выделения областей различной возможной максимальной балльности I_{max} по сейсмологическим данным при сейсморайонировании в Узбекистане в 1962 г.

Сейсмическая активность A, A_{10} в год на 1000 км ²	График скорости вертикальных движений в год, I	Баллы I_{max}
1	$100 \cdot 10^{-10}$	9
0,5—1,0	$10 \cdot 10^{-10}—30 \cdot 10^{-10}$	8
0,2—0,5	$1 \cdot 10^{-10}—3 \cdot 10^{-10}$	7
0,2		6

Разработанная методика Ю. В. Ризниченко (1964, 1967), основанная на корреляционной сейсмической активности A с величиной K_{max}

землетрясений в очаге позволила А. И. Захаровой, С. С. Сейдузовой (1969) установить возможность возникновения в районе Ташкента 8-балльного местного землетрясения. Причем расчет был сделан за 2-3 месяца до возникновения землетрясения в апреле 1966 г.

При сейсморайонировании территории Узбекистана использованы не только сейсмологические данные, но и геологические, куда относятся сведения о градиентах средних скоростей вертикальных смещений поверхности выравнивания за десятки миллионов лет.

Геофизические методы. Геофизические методы (электроразведка, сейсморазведка, радиометрия, эманометрия) при исследовании по сейсмическому микрорайонированию применяются для уточнения или детализации инженерно-геологических условий, определения глубины и строения коренных пород, изучения физико-механических и сейсмических свойств грунтов и на основе полученных данных вычисления приращения сейсмической активности. Каждый из этих методов имеет свои специфические особенности.

Электроразведочный метод. При подготовке инженерно-геологической основы сейсмического микрорайонирования первоочередное значение имеет изучение самых верхних частей разреза. При электроразведочном методе определяющим фактором расчленения вертикальных разрезов и прослеживания литологических границ является различная электропроводность пород.

При изучении поверхностных отложений обычно используются легкие и портативные установки. При несложном разрезе они позволяют с минимальной затратой средств и времени получить необходимые данные. Иногда, например в условиях больших пород, из-за высокого уровня сейсмических помех, которые не позволяют провести сейсморазведку в полном объеме, используют электроразведочные данные.

Кроме того, очень часто отложения с большими скоростями (плотные, крепкие породы) перекрывают отложения с меньшими (рыхлые). В этом случае сейсморазведка дает неточные результаты, так как породы с меньшими скоростями из разреза выпадают. Тогда целесообразно проводить наблюдения по электроразведочным методам, которые в таких условиях имеют большой эффект.

Это явление (последний случай) четко проявилось в результатах электроразведочных исследований при сейсмическом микрорайонировании территории г. Андижана.

Примером рационального использования электроразведочного метода являются работы, выполненные при исследованиях по сейсмическому микрорайонированию территории г. Ташкента в его перспективных границах.

При этом необходимо было решить следующие задачи.

1. Литологическое расчленение пород поверхностных отложений и определение глубины залегания опорного горизонта каменного лесса.
2. Оконтуривание зоны распространения галечников и установление границ между галечниками и лессовыми породами.
3. Уточнение границ между II и III надпойменными террасами рек.

Для решения поставленных задач была применена аппаратура ЭСК-1. Исследования проводились методами вертикального электрического зондирования и симметричного электропрофилирования.

В результате количественной и качественной интерпретации данных вертикального электрического зондирования установлено, что в пределах изучаемой территории выделяются две группы участков,

различающихся между собой по своим электрическим свойствам, что указывает на изменение геолого-геоморфологических условий.

1. Участки, сложенные с поверхности лессовым покровом, подстилающиеся каменным лессом и галечником.

2. Участки, сложенные с поверхности небольшим лессовым покровом порядка 8—10 м и подстилающиеся мощной толщей галечниковых отложений.

На профилях, заданных в северо-западном и юго-восточном направлениях, лессовые отложения, представленные суглинками, супесями с водосодержащими линзами галечников и песчаников, имеют удельное сопротивление 10—100 ом·м. Глубина опорного горизонта ($N_2 + Q$) составляет 20—60 м.

Предпосылкой для уточнения границ между II и III надпойменными террасами р. Чирчик в пределах г. Ташкента и его окрестностей методом симметричного электропрофилирования послужило различие в удельных электрических сопротивлениях пород, принимающих участие в строении этих террас. Так, удельное сопротивление валуно-галечниковых отложений II надпойменной террасы колеблется от 100 до 2000—3000 ом·м, тогда как лессовые отложения III надпойменной террасы имеют более низкое удельное электрическое сопротивление (порядка 20—80 ом·м).

Таким образом, в результате обработки материалов электроразведки установлены изменения удельных электрических сопротивлений поверхностных отложений в зависимости от геологических, геоморфологических и гидрогеологических условий.

Электроразведочный метод был применен нами при инженерно-геологических изысканиях в Кызылкумах, на отдельных объектах для сейсмического микрорайонирования. При этом проводились электроразведочные работы методом ВЭЗ с разносами АВ=500 м, которым и уточнялись геологические и тектонические особенности изучаемых объектов.

Как известно, в ряде объектов Кызылкумов широко развиты процессы трещинообразования, причиняющие серьезные повреждения зданиям и сооружениям. Процесс трещинообразования на земной поверхности в Кызылкумах, по-видимому, связан как с глубинной тектоникой, так и с приповерхностным горизонтом сильно набухающих (воздействие обводнения) бентонитовых глин.

В связи с этим задачи электроразведочного исследования заключались в следующем:

- 1) литологическое расчленение пород поверхностных отложений;
- 2) установление площади распространения набухающих бентонитовых глин и их мощности;
- 3) выявление и прослеживание зоны разломов.

Для решения поставленных задач исследуемая территория была покрыта профилями ВЭЗ. Расстояние между профилями 250—500 м, а между точками — 250 м. Направление профилей было задано вкрест предполагаемых разломов, с которыми связано проявление неотектоники. Разносы питающей и приемной линий располагались строго вдоль профилей, что обусловлено необходимостью решения задачи определения местоположения разломов в разрезах.

На геолого-геофизических разрезах выделены геоэлектрические горизонты. Первый горизонт с сопротивлением 3000—5000 ом·м пред-

ставлен суглинком, супесью, песчанниками мощностью до 5 м, второй с сопротивлением 12—200 ом·м сложен древесно-щебнистым грунтом с песчаным и супесчаным заполнителем.

В результате анализа выделенных геоэлектрических горизонтов выявлены предполагаемые зоны тектонических нарушений по всей площади исследования.

Сейсморазведочный метод. Как мы указывали, кроме инженерно-геологических задач, при помощи сейсморазведочных методов определяются сейсмические свойства грунтов, что является основой для оценки сейсмической опасности тех или иных участков исследуемого района.

Изучение последствий разрушительных землетрясений показывает, что упругие свойства пород, лежащих в основании сооружений, в значительной мере определяют их поведение при землетрясении. Наибольшие разрушения обычно наблюдаются на рыхлых, часто обводненных грунтах. Скорости упругих волн (продольные и поперечные) в таких грунтах значительно меньше, чем в крепких, плотных породах, и это легло в основу метода сейсмических жесткостей, который используется при сейсмическом микрорайонировании. Метод сейсмических жесткостей основан на сравнении сейсмических жесткостей, т. е. произведения скорости сейсмических волн грунта и его плотности, получаемых из наблюдений сейсморазведочного типа с учетом уровня грунтовых вод и резонансных свойств грунтов исследуемой толщине. Этот метод — один из основных видов инструментальных наблюдений при сейсмическом микрорайонировании, обладает достаточной точностью и надежностью, весьма оперативен и позволяет в короткий срок исследовать большие территории. Поэтому он применяется очень широко (Медведев и др., 1962; Еришов и др., 1965; Мпирзаев и др., 1969).

Метод сейсмических жесткостей успешно применен при сейсмическом микрорайонировании территории городов Ташкента в его перспективных границах в период 1967—1968 гг., Чирчика (1977), Ангрен (1975), Адамалыка (1978), Андижака (1977), Ферганы (1978), Намангана (1978), Зарафшана (1977) и гидротехнических сооружений — Чадакского и Чартакского водохранилищ в Наманганской области, Гиссаракского в Сурхайдарьинской и др. (1974), где получены интересные результаты. При этом ставилась задача определения сейсмических характеристик грунтов и на основе полученных результатов вычисления приращения сейсмической балльности на исследуемой территории с использованием результатов других исследований.

На начальной стадии были проведены наблюдения с помощью 24-канальной полевой сейсморазведочной станции СС-24-П. Во всех опытах поочередно регистрировались продольные, а затем поперечные волны. Для возбуждения продольных волн использовалась разборная металлическая вышка высотой 7 м, в качестве груза — шар весом 50 кг, который поднимался лебедкой и с верха вышки автоматически сбрасывался. При этом он падал на контактные пластины, лежащие на земле и подсоединенные к гальванометру отметки момента удара.

В результате анализа фона микросейсм выбрана фильтрация сейсмического канала 65—90 гц. Сейсмоприемники устанавливались в земле вертикально через каждые 2 м по профилю.

Для возбуждения поперечных сейсмических волн применялась «вертушка», представляющая собой две стальные пластины размером 50×50 см, расположенные перпендикулярно друг к другу. Это «оперение» приварено к металлической трубке Г-образной формы. Установка

до верхней изогнутой части трубки (рукоятка) закапывалась в землю. Удары наносились по концу рукоятки. Момент удара отмечался контактными пластинами, расположенными на ней. При регистрации поперечных волн применялась фильтрация 39 гц. Сейсмоприемники устанавливались горизонтально по профилю через 1 м на грунте перпендикулярно к профилю и засыпались землей.

В результате получены качественные, поддающиеся непрерывной корреляции, записи. Ударные воздействия довольно стабильны: наблюдается хорошая повторяемость записи от удара к удару. Наблюдения с аппаратурой СС-2-П проведены в следующих пунктах: Куйлюк-I—надпойменная терраса р. Чирчик, Аэропорт-II, район расположения Центральной сейсмической станции «Ташкент»—III терраса р. Чирчик, ТашГРЭС (с-в. Ташкент)—IV терраса р. Чирчик.

После Ташкентского землетрясения работы продолжались с помощью одноканального осциллографа визуального наблюдения ОСУ-1, более простого, легкого и экономичного, чем СС-24-II.

Точность измерения времени прихода первых ветвлений $\pm 0,005$ сек; волна пропускается вертикальным усилителем на уровне 0,7—250 гц. Продолжительные колебания в грунтах вызывались ударом кувалды о землю, а сигналы принимались вертикально установленным сейсмоприемником СПЭД-62.

Поперечные волны вызывались ударами по концу бревна, закопанного горизонтально в яму перпендикулярно к профилю. Сигнал принимался сейсмоприемником, установленным горизонтально, перпендикулярно к профилю.

Расстояние между сейсмоприемниками изменялось по мере удаления от источника возбуждения колебаний от 1,5 до 19 м. Длина голографа составляла 150 м. Скорости распространения сейсмических волн с ОСУ-1 измерялись в 180 пунктах.

Построены прямые и встречные голографы прямых и преломленных волн, по которым вычислены скорости распространения сейсмических волн, а также глубины исследуемых границ.

В результате наблюдений с ОСУ-1 получены следующие данные. Поверхностные слои — суглинки и супеси — имеют наименьшую скорость $V_p=300-350$ м/сек, $V_s=150-170$ м/сек, где V_p и V_s — соответственно скорости продольных и поперечных волн. Большое влияние на скорость распространения упругих волн оказывает уровень стояния грунтовых вод. Обводненность значительно увеличивает скорость распространения волн.

Лессы при естественной влажности имеют скорости $V_p=500-900$ м/сек и $V_s=200-300$ м/сек. Эти же породы при обводненном состоянии имеют скорости соответственно $V_p=1200-1600$ м/сек, $V_s=300-400$ м/сек. Отсюда видно, что в обводненных лессах скорость продольных волн значительно возрастает. В то же время скорость поперечных волн изменяется незначительно. Скорости в галечниках, находящихся выше и ниже уровня грунтовых вод, резко отличаются друг от друга: выше УГВ $V_p=1000$ м/сек, $V_s=3000$ м/сек, ниже УГВ $V_p=2300-2700$ м/сек, $V_s=500-800$ м/сек.

Приращения сейсмической балльности рассчитывались по формуле:

$$\Delta I = K \lg \frac{f_{\text{ср}} V_{\text{ср}}}{s_l V_l},$$

где: k — коэффициент пропорциональности;
 $\rho_{\text{ср}}$ и ρ_1 — плотности изучаемого и эталонного грунта соответственно;
 $V_{\text{ср}}$ и V_1 — скорости сейсмических волн изучаемого и эталонного грунтов.

На рис. 1 пунктирными линиями показаны M , рассчитанные по сейсмическим жесткостям мощностью $H=10$ м, как рекомендует инструкция; $H=30$, как слоя, характеризующего средние грунтовые условия города; $H=60$, как слоя, охватывающего всю толщину неоднородностей, лежащих на более однородном основании.

Для совмещения указанных кривых с кривой M , полученной по инструментальным данным (сплошная линия), рассчитаны новые коэффициенты для $H=10$ м — $K=1,3$; $H=30$ м — $K=2,0$; $H=60$ м — $K=3,0$.

Кривая M , построенная по сейсмическим жесткостям, совпадает с инструментальными данными, когда учитывается вся

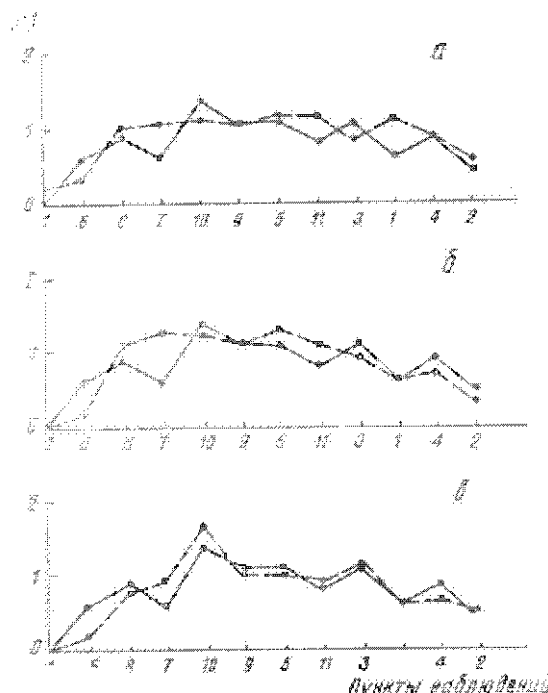


Рис. 1. Сравнение приращения бальности по инструментальным данным (сплошная линия) и искусственным (пунктирные) жесткостям для 10 м (а), 30 м (б), 60 м (в).

мощность лессового слоя, равного 60 м. При этом подчеркивается также пропорциональность величины приращения бальности мощности лессовых отложений.

При сейсмическом микрорайонировании применена также 12-канальная сейморазведочная станция типа АСМ-1-12. Эта станция использована для получения сейсмических материалов в сложных геологических условиях (с. Анджам и район Восточной Ферганы).

Угругие колебания в грунтах возбуждались при помощи удара кувалдой весом 8 кг непосредственно с землю. Путем анализа фона микросейсм была выбрана фильтрация сейсмического канала 70—70 гц. Длина профиля составляла 60 м. При исследованиях в качестве сейсмоприемников использованы приборы СВМ-30 «Светлячок» (собственная частота 20 гц). Эти сейсмоприемники устанавливались вертикально. Расстояние между сейсмоприемниками изменялось по мере удаления от источника колебаний и составляло соответственно от 2 до 10 м. Увеличение канала устанавливалось в зависимости от расстояния между сейсмоприемниками и источниками колебания, а также глубины залегания преломляющих границ.

Полученные сейсмограммы обработаны в следующем порядке. По сейсмограмме прослеживались первые вступления продольных преломленных волн. По прокоррелированным записям строились прямые и встречные топографы. После соответствующих вычислений были со-

ставлены сейсмогеологические разрезы. Скорость в слое определялась по наклону прямолинейной ветви годографа по формуле:

$$V = \frac{\Delta x}{\Delta t},$$

где Δx — расстояние между сейсмоприемниками,

Δt — разность времени для фиксированной ветви годографа.

Глубина до преломляющих границ подсчитывалась по формуле:

$$h = \frac{V_{cp} t_0}{2 \cos i},$$

где V_{cp} — средняя скорость,

t_0 — время, отсекаемое продолжением годографа по оси ординат.

$$V = \frac{V_{cp}}{V_{gr}},$$

где V_{gr} — граничная скорость.

В результате обработки материалов получены следующие данные. Самый верхний слой почвенный, обладает наименьшей скоростью 250—400 м/сек. Обводненность значительно увеличивает скорость распространения продольных сейсмических волн. Лессовидные породы естественной влажности имеют скорость 500—900 м/сек. Эти же породы при сильно увлажненном состоянии имеют скорость 1000—1650 м/сек.

Наибольшей скоростью распространения волн обладают крупнозерновые, плотно упакованные галечники, скорость в которых изменяется в пределах 2000—2500 м/сек. А приращение сейсмической балльности для различных грунтов определялось по формуле С. В. Медведева (1962).

$$\Delta I = 1,671g \frac{\rho_1 V_{p1}}{\rho_2 V_{p2}} + e^{-0,01h^2},$$

где ΔI — искомое приращение балльности в сравниваемых грунтах,

ρV_p — акустические жесткости грунтов,

h — глубина залегания уровня грунтовых вод.

Получаемые с помощью сейсморазведки сведения об упругих параметрах грунтов являются исходными для расчетов сейсмического воздействия на сооружения и позволяют оценивать некоторые важные инженерно-геологические характеристики оснований сооружений.

С помощью малоглубинной сейсморазведки представляется возможность решить следующие задачи:

1) определение формы и размера верхних слоев геологического разреза с выделением кровли коренных пород под рыхлыми отложениями;

2) расчленение толщи слоев по величине скоростей упругих волн с оценкой мощностей выделяемых слоев и установление характеристики их литологии с прослеживанием границ, на которых возрастают скорости упругих волн;

3) определение глубины уровня грунтовых вод в рыхлых отложениях и оконтуривания области распространения водоносной толщи;

4) определение положения границы раздела между выветренными и неразрушенными скальными породами;

5) оценка динамических модулей упругости и других физико-механических характеристик грунтов;

6) изучение сейсмогеологического строения местности с определением скоростных характеристик грунтов для сейсмического микрорайонирования.

Комплексное применение малоглубинной сейморазведки с другими геофизическими методами, в частности, с электроразведочными, позволяет значительно расширить ее возможности для оценки скоростей распространения упругих волн в геологических толщах на более значительных площадях и глубинах.

Радиометрический метод съемки. Для сейсмического районирования территории регионов и микрорайонирования городов и объектов важно выявить ослабленные зоны, т. е. зоны тектонических нарушений как факторы, влияющие на сейсмический эффект от землетрясений.

Выявление разрывных нарушений на закрытых площадях геологическими методами очень затруднительно и требует больших затрат. Поэтому в последние годы на подобных участках все чаще применяются геофизические методы исследований, в частности, радиометрическая съемка. Высокочувствительная радиометрическая съемка обеспечивает наиболее точное выявление различных тектонических нарушений. Картирование зон тектонических нарушений и зон дробления радиометрическим методом основано на повышенной эманулирующей способности трещинных вод. Зоны дробления, как правило, являются водонесной артерией, в которую поступают воды из более мелких секущих трещин. Эти трещинные воды могут быть значительно обогащены радоном.

В зонах дробления создаются более благоприятные условия для доступа излучений из нижележащих пород, имеющих более высокие концентрации радиоактивных элементов, которые, в свою очередь, способствуют повышению радиоактивности над зонами тектонических нарушений. Радиометрическими профилями отмечаются аномальные или часто повышенные значения γ -активности.

Автогамма-съемка проводится на площадях, доступных для прохождения автомашин. Для съемки использован радиометр РА-69, установленный на автомашине УАЗ-469. Скорость движения автомобиля при съемке 12—15 км/час, а при детализации аномальных участков — 4 км/час. Гамма-поле на ленте записывается в постоянной времени 3 сек в масштабе 1 : 10 000. Масштаб съемки зависит от геологического строения территории, а также от возможности проведения автомобильных заездов.

Лента записи общего γ -излучения обрабатывается палеткой, разбитой через 1 мкр/час. За нулевое значение принимается линия, соответствующая фоновому излучению.

Регистрируемая радиометром интенсивность γ -излучения в любой точке земной поверхности состоит из интенсивности γ -излучения окружающих пород и интенсивности космического излучения, а также излучения, создаваемого радиоэлементами, находящимися в материале, из которого изготовлен детектор, т. е.

$$I_{\gamma} = I_{\text{окр.}} + I_k + I_D.$$

Последние две называются естественным фоном. Чтобы узнать интенсивность γ -излучения окружающих пород, необходимо из показаний прибора в данной точке вычесть фоновое излучение:

$$I_{\text{о.р.}} = I_{\gamma} - I_{\text{ф.}}$$

где $I_{\text{ф.}} = I_{\alpha} + I_{\beta}$.

Фоновое излучение в полевых условиях можно определить над водоемом с достаточным слоем воды (2 м) и отсутствием выходов скальных пород.

После получения истинного значения γ -излучения окружающих пород необходимо выделить аномальное значение. Для этого из общего поля следует убрать нормальное, а так как содержание в породах радиоактивных элементов может быть самым различным, то и нормальный радиационный фон будет различным. Даже в пределах одной и той же петрографической разновидности пород величина нормального γ -фона на разных участках неодинакова, что объясняется весьма неравномерным распределением радиоактивных элементов и радиоактивных изотопов других элементов в горных породах.

Поэтому интерпретация, т. е. определение нормальной радиоактивности горных пород исследуемого района опирается на законы распределения случайных величин, которые можно представить в виде вариационных кривых. Вариационные кривые представляют собой графики распределения числа случаев в различных интервалах изменения исследуемого параметра. Они строятся в арифметическом или логарифмическом масштабах.

Для построения вариационных кривых в арифметическом масштабе данные массовых измерений параметра x заносятся в таблицу распределения по интервалам, пределы которых подчиняются арифметической прогрессии:

$$X_0 + k\Delta X.$$

Интервал ΔX выбирается в зависимости от погрешности измерений, количества определений, характера распределения и диапазона измерений параметра X .

Эманионный метод. При сейсмическом микрорайонировании территорийпромзон в комплексе с другими геофизическими методами для выявления и планового прослеживания зон тектонических нарушений активных геодинамических зон нами проведена эманионная съемка, которая хорошо описана М. В. Горбушиной и др. (1973, 1974, 1975).

Эманионная съемка приурочена в ряде мест Кызылкумов, когда наблюдается процесс трещинообразования, причиняющий серьезные повреждения зданиям и сооружениям, связанным с глубиной тектоникой и с наличием поверхностного горизонта сильно набухающих (воздействие обводнения) бентонитовых глин.

Эманионная съемка основана на изучении распределения радиоактивных эманиций в горных породах и почвах путем отбора проб почвенного воздуха. Съемка проводилась по профилям, заранее проложенным вкосте простирания искомых зон с шагом 5—10 м. Съемка проводилась в следующем порядке: в точке наблюдений при помощи стального ломика пробивали бурки глубиной 50—80 см и вставляли в нее пробоотборник, после чего устанавливали прибор и подключали шланг.

В камеру закачивали почвенный воздух. Отсчет производили по шкале прибора с интервалом 30 сек 4 раза. В пределах аномальных зон в нескольких точках повторяли замеры, что позволяло более точно

установить соотношение между концентрациями радона и торона. Ежедневно перед началом и в конце рабочего дня проверяли стабильность работы прибора на контрольной точке, результаты оформляли в виде графиков, по которым оценивали состояние прибора. Для проведения эманацонной съемки мы использовали эманометр ЭМ-2.

Сейсмометрический метод. Основной и неотъемлемой частью инструментальных исследований сейсмического микрорайонирования является метод сейсмометрических наблюдений слабых (интенсивность 3 и менее баллов) землетрясений. Данный метод позволяет при определенном количестве сведений полно прогнозировать сейсмическую реакцию различных грунтов при возможном сильном землетрясении. К достоинствам метода можно отнести его сравнительную дешевизну и надежность получаемых данных. Главный недостаток заключается в том, что в основу положено предположение о подобии сейсмических воздействий при сильных и слабых землетрясениях. Это неверно хотя бы уже потому, что при сильном землетрясении меняется спектр излучения, появляется направленность, возможны нелинейные деформации в грунтах. Однако многие важные закономерности слабых землетрясений сохраняются и для сильных. Поэтому среди многочисленных методов сейсмического микрорайонирования в РСМ-71 (Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию) сейсмометрический метод занимает особое место в силу своей простоты и представительности, основанной на сравнении амплитуд колебаний разных грунтов при слабых землетрясениях.

Интенсивность землетрясений измеряется различными приемами: путем непосредственного сравнения амплитуды смещения почвы (скорости, ускорение и длительность колебаний) от землетрясений, распределением интенсивности по частотам колебаний на различных точках поверхности, путем непосредственного измерения приведенных ускорений, сравнением спектральных характеристик и др. При оценке приращенности балльности принято, что увеличение амплитуд колебаний вдвое соответствует приращению балльности в один балл. При этом допускается, что отношение амплитуд колебаний на поверхности сравниваемых грунтов не зависит от силы землетрясения.

Местоположения сейсмостанций для определения изменения эффекта землетрясений от грунтовых условий выбираются так, чтобы наименьшим количеством сейсмостанций охватить все типы грунтовых условий территорий и с учетом того, что чем ближе располагают пункты сейсмических наблюдений, тем меньше будет влияние эпицентральных расстояний.

Максимальное расстояние между наиболее удаленными пунктами наблюдений составляло от 3—8 (для территории гидросооружений) до 15—17 км (для территории городов), что позволяло с достаточной степенью надежности определить дифференцированный сейсмический эффект, отнести его изменения за счет инженерно-геологических условий, не учитывая поправку на разность эпицентральных расстояний при близких землетрясениях. С этой точки зрения представляет интерес анализ макросейсмических данных на территории г. Ташкента двух землетрясений, происшедших 14 и 17 марта 1965 г. на эпицентральных расстояниях от г. Ташкента соответственно 590 и 50 км. Эти землетрясения имели примерно один и тот же азимут на эпицентры и проявились в Ташкенте на одних и тех же грунтах с одинаковой интенсивностью, в то же время землетрясение 17 марта 1965 г. с эпицентральным

расстоянием 50 км в некоторых районах с теми же грунтовыми условиями ощущалось несколько сильнее, чем землетрясение 14 марта. Можно полагать, что эпицентральное расстояние 50 км — нижний предел для территории г. Ташкента и аналогичных ему территорий. В связи с этим при обработке записи выбирались землетрясения с эпицентральными расстояниями 0—50 км — местные; близкие более 50—100 км и дальние более 100 км из обработки исключались.

В результате обработки сейсмограмм строились графики спектров смещения. Учитывая, что сейсмические воздействия на сооружения зависят не только от интенсивности колебаний, но и от длительности процесса, были построены графики повторяемости периодов колебаний грунтов при землетрясениях.

Регистрировались землетрясения несколькими сейсмостанциями, пункты наблюдения установлены на грунтах.

На каждом пункте устанавливалась временная передвижная сейсмическая станция, оборудованная соответствующей аппаратурой. В качестве сейсмоприемников использовались ВЭГПК с периодом собственных колебаний $T=2,0$ с и затухания $D=0,55$, в качестве регистрирующего устройства — осциллографы ОСБ-УМ и НО-41 с гальванометрами ГВ-III и ГВ-IV. Период собственных колебаний гальванометров $T_2=0,2$ с, затухания $D_2=5,0$.

Частотная характеристика столбобразца в частотном диапазоне 0,1—1 сек представляет наибольший интерес для инженерной сейсмологии, так как большинство зданий имеют периоды собственных колебаний в тех же пределах.

Записи производились по трем каналам ($N-S$, $E-W$, Z) при увеличении 1000—1600. Разброс частотных характеристик и увеличений по станциям не превышал 3—5%. Для получения хорошо читаемой записи высокочастотных колебаний скорость развертки осциллографа принята 180—240 мм/мин.

Осциллографы ОСБ-УМ включались автоматически при помощи фотоэлектронного устройства, а осциллографы НО-41 — с помощью пускового устройства ПУ-1.

Включение автоматической сейсмостанции не было мгновенным из-за нечеткости первого вступления сейсмических волн, а также инерционности реле и мотора лентопротяжного механизма. Установлено, что величина задержки в большинстве случаев не превышает 1 сек.

Такая регистрация землетрясений при помощи передвижных сейсмических станций с автозапуском во время землетрясений очень экономична и удобна (отсутствие постоянного рабочего персонала при сейсмостанциях, экономия фотоосциллографической бумаги и химикатов, простота).

Аппаратура всех сейсмостанций перед установкой их на исследуемые участки проверена на идентичность записи. На сейсмограммах выделялись близкие землетрясения, поддающиеся обработке. Точная дата и время возникновения землетрясения устанавливались по сейсмограммам сейсмических станций непрерывной записи.

При сейсмическом микрорайонировании на территории г. Чирчика в его перспективных границах для инструментальных измерений было выбрано одиннадцать пунктов наблюдений. Один из пунктов (I), расположенный в пос. Троицкое, находится на участке, сложенном лессовидными отложениями Ташкентского комплекса (мощность 3—10 м), которые подстилаются плотными галечниками и конгломерата-

ми. Уровень грунтовых вод глубже 15 м. Этот пункт был взят за опорный, так как находился в благоприятных в техническом отношении условиях с низким уровнем помех. Здесь установлена сейсмическая станция регионального типа РС-2М, работающая в режиме постоянной регистрации.

На остальных 10 пунктах наблюдений устанавливались временные сейсмические станции, работающие в ждущем режиме. Землетрясения регистрировались одновременно на 3—6 пунктах наблюдений. По мере

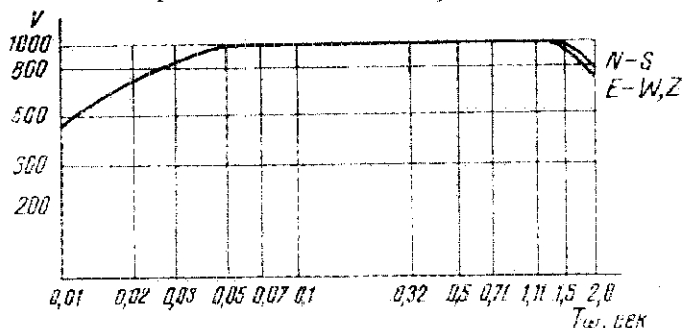


Рис. 2. График частотной характеристики сеймостанции № 11 (ОСБ—VI + ВЭГИК).

получения необходимого количества записей временные станции переносились в другие пункты наблюдений.

В зоне развития сухих мощных лессовых отложений были установлены пункты 2 и 7, а на участках, сложенных галечниками — пункты 5 и 11.

Пункты 1, 3, 8, 9, 10 установлены на участках, сложенных с поверхности маломощным (3—5 м) чехлом лессовидных пород и подстилаемых галечниками. Пункт 4 расположен на рыхлых делювиальных отложениях предгорного склона.

Временная передвижная сейсмическая станция оборудована следующей аппаратурой: в качестве датчиков использовались вибрографы ВЭГИК с периодом собственных колебаний $T_1 = 2,0$ сек и затуханием $D_1 = 0,55$; в качестве регистрирующего устройства применялись осциллографы ОСБ-У1-М с гальванометрами ГВ-III. Период собственных колебаний гальванометров $T_2 = 0,2$ сек; затухание $D_2 = 5,0$. Частотная характеристика (рис. 2) колоколообразная в диапазоне частот, представляющих наибольший интерес для инженерной сейсмологии (0,1—1,1 сек). Смещения грунта записывались тремя каналами (С—Ю, В—З, Z) при увеличении 1000. Разброс частотных характеристик и увеличений по всем станциям не превышал 3—4%.

При изучении поведения грунтов во время землетрясений наибольший интерес представляют максимальные смещения, приходящиеся на поперечную волну, поэтому потеря первого наступления продольных волн практически не отражается на качестве записи и количественных оценках сейсмического эффекта.

Аппаратура всех сеймостанций перед установкой их на исследуемые участки проверена на идентичность записи на опорной станции 1. Сейсмограммы опорной станции 1, работающей в непрерывном режиме, служили индикатором происходящих землетрясений и позволяли оценивать величину начального отрезка сейсмограмм городских автоматических станций, уключающую при срабатывании автомата.

Поскольку станции автоматически включались только во время землетрясений, кассету с сейсмограммой меняли примерно один раз в 2—3 дня. Для контроля работы аппарата все сейсмические станции проверяли раз в день, на искусственно запущенных сейсмограммах отмечали момент пуска и остановки.

На сейсмограммах выделялись землетрясения, поддающиеся обработке. Точная дата и время возникновения землетрясения устанавливались по сейсмограммам опорной сейсмической станции РС-2 М.

Чтобы учесть возможные искажения записи смещения грунта вследствие неоднотипности аппаратуры на опорном пункте I, часть записей землетрясений продублирована при помощи временной сейсмической станции, идентичной тем, которые устанавливались на других пунктах наблюдения. Сравнение записей, полученных при помощи региональной и временной сейсмических станций на опорном пункте, показало, что влиянием аппаратуры в пределах исследуемого диапазона периодов (0,1—1,1 сек.) можно пренебречь.

Таким образом, выше мы рассмотрели методику геолого-геофизических сейсмологических инженерно-геологических работ, по которым выполнены исследования по подготовке инженерно-геологической основы детального сейсмического районирования регионов, сейсмическое микрорайонирование территории городов, гидротехнических сооружений на примере объектов изучения.

**ФАКТОРЫ, ВЛИЯЮЩИЕ НА ИЗМЕНЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ
ИНТЕНСИВНОСТИ****ВЛИЯНИЕ РАЗЛОМОВ
НА СЕЙСМИЧЕСКИЙ ЭФФЕКТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

Учитывая, что рассматриваемое нами землетрясение является следствием тектонических деформаций и вызывается разрывом касательных напряжений, которые приводят к повторным смещениям по ранее образовавшимся разрывам или к образованию новых тектонических разломов, при детальном сейсмо- и микрорайонировании необходимо уделять внимание зонам тектонических нарушений.

Участки строительства, расположенные в зоне разломов и вблизи них неблагоприятны в сейсмическом отношении. Ряд авторов (Буртман и др., 1963; Леонов, 1970) приводят примеры, характеризующие явления вблизи разломов и по разломам в момент возникновения сильных землетрясений.

Обычно разломы рассматриваются как место возможного возникновения очага землетрясений. Мы зону разломов рассматриваем как зону затухания на пути сейсмических волн для установления степени изменения силы сотрясения грунта за разломом. Такого рода работы проведены многими исследователями, изучавшими последствия различных землетрясений. Основой исследований служат макросейсмические и инструментальные исследования последствий землетрясений.

Макросейсмические исследования включают изучение характера и степени разрушения зданий и сооружений различных конструкций, а также трещин в почве, оползней и других физико-геологических и инженерно-геологических процессов и явлений.

В результате макросейсмического обследования, применяя методику и шкалу балльности С. В. Медведева и Н. В. Шебалина, на разных участках устанавливается сейсмический эффект и оценивается макросейсмическая балльность. В результате составляются карты изосейст.

По конфигурации изосейст, при наличии разломов в исследуемом районе, можно судить о влиянии этих разломов на изменение сейсмической интенсивности.

В работе Н. П. Леонова (1970) по расположению изосейст Чаткальского землетрясения предполагается, что сейсмическая энергия, выделившаяся при землетрясении, распространялась беспрепятственно вдоль и с большими потерями вкrest простирания структур. При этом особенно большие потери энергии возникают при пересечении зон глубинных разломов. Этим и объясняется резкое сближение высокобалльных изосейст на севере в зоне Таласо-Ферганского разлома, а на востоке — с поперечной Нарынской зоной глубинного разлома.

Сравнение расположения высокобалльных изосейст Чаткальского и других сильных землетрясений (Хантское) показывает, что резкое затухание волн при пересечении ими зон глубинных разломов, по-видимому, является закономерным (Леонов, 1970). При этом Н. Н. Леонов отмечает, что чем крупнее зона глубинного разлома, тем меньше сейсмической энергии она пропускает и тем ближе расположены высокобалльные изосейсты.

По результатам обследования Сарыкамышского землетрясения 5 июня 1970 г. построена схема изосейст (Джанузаков, Ильясов, 1973). На данной схеме в районе поселков Ново-Вознесенского, Безучук и Мехоза резко сближаются 7- и 8- и 7-балльные изосейсты. Это сближение К. Джанузаков и Б. Ильясов объясняют наличием Безугунского разлома северо-западного простирания. Аналогичная картина наблюдается на севере Тасишинского разлома (Джанузаков, Ильясов, 1973).

Известно также, что при пересечении сейсмическими волнами разломов на расстояниях, достаточно близких к очагу землетрясений, сейсмический эффект уменьшается на 1—2 балла (Грин и др., 1971).

Однако в некоторых случаях отмечено изменение балльности не за счет разломов, а за счет геологических структур рассматриваемых районов. Например, при обследовании Кулябского землетрясения 21 мая 1969 г. А. А. Коньков (1973) отмечает, что большое затухание балльности в южном секторе происходило в результате значительного поглощения сейсмической энергии в широко развитых здесь соляных диапирах, причем к северу значительно медленнее, так как оно шло в сторону пологопадающих пластов.

Н. А. Введенская (1961) указывает на зависимость характера распространения землетрясения от строения относительно более поверхностных и менее устойчивых горизонтов, подчеркивая при этом, что особенно большое влияние на распространение сотрясения оказывают глубинные разломы.

Карты изосейст Усть-Муйского землетрясения показывают субмеридиональную вытянутость изосейст 3 и 4 баллов, примерно совпадающих с направлением Сусулайского хребта (Соловьев и др., 1967). Это же явление характерно для Владимирского землетрясения 1960 г. и ряда других на юго-востоке Сахалина (Соловьев и др., 1960).

При обследовании Зангезурского землетрясения 1968 г. отмечено, что в населенных пунктах Гярд, Кейпашиц, Агати, Гехти интенсивность была несколько слабее, чем в Каджаране, что объясняется различными грунтовыми условиями и сложным характером рельефа (Баграмян, Каранетян, 1972).

Таким образом, при изучении влияния разломов необходимо также учитывать структурные особенности района.

Интересные явления отмечены при макросейсмическом обследовании последствий некоторых сильных землетрясений — усиление сейсмического эффекта разрывными нарушениями. Например, Усть-Муйское землетрясение 31 августа 1968 г. в ближайшей к эпицентру зоне ощущалось сильнее, чем вдоль нее.

Изосейсты оказались заметно растянутыми по направлению среднего течения р. Витима и сужались вдоль основных геотектонических структур.

Во время Муяканского землетрясения 11 ноября 1962 г. ощутимые сейсмические колебания поперек мезозойских структур также рас-

пространялись на значительно большие расстояния, чем их простираение.

Намечающаяся закономерность существенно отличается от сложившихся представлений о затухании сейсмических колебаний при распространении их вкост геологических структур. Таким образом, наблюдаются две противоположные реакции при прохождении сейсмических волн через разломы.

Изучение влияния разрывных нарушений на прохождение сейсмических волн макросейсмическими исследованиями связано со значи-

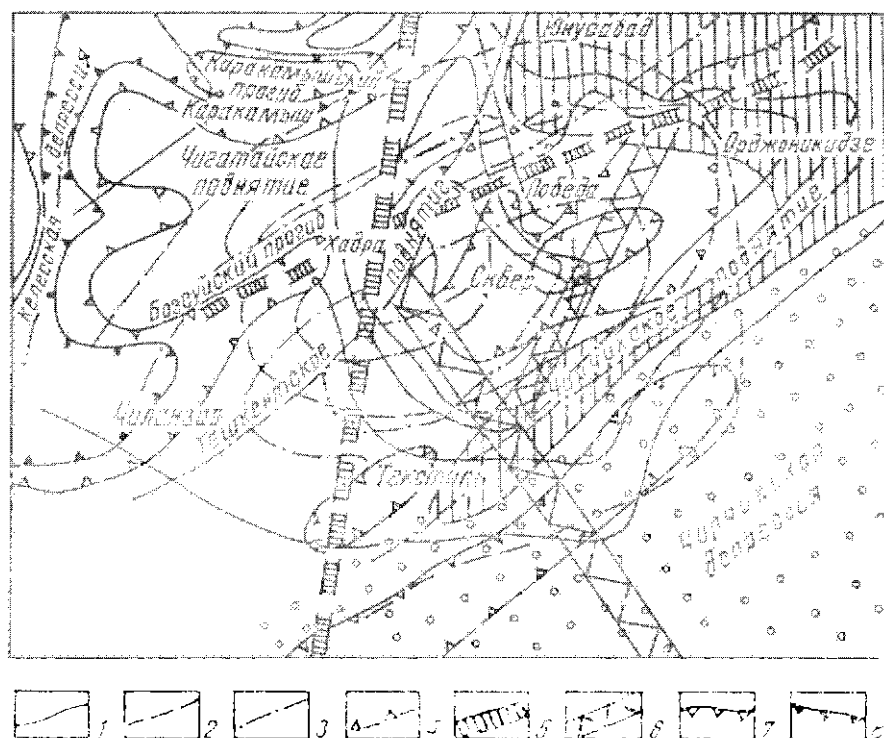


Рис. 3. Схема новейшей тектоники Ташкентской сейсмической зоны и изосейсты основного и сильных повторных толчков Ташкентского землетрясения.

1 - изосейсты Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г., 2 - изосейсты повторных толчков 15 мая 1967 г., 3 - изосейсты повторных толчков 24 марта 1967 г., 4 - изосейсты повторных толчков 29 февраля 1968 г., 5 - предполагаемые разрывные дислокации в досреднечетвертичных отложениях, 6 - предполагаемые зоны дислокаций в фундаменте, 7 - зоны прогибов в верхнечетвертичное время, 8 - зоны прогибов в голоценовое время.

тельными трудностями, которые вызваны недостатком сильных землетрясений в определенном месте и отсутствием достаточно полной макросейсмической информации. Результаты работы инструментальных исследований Ананьина И. В., Кулиева Ф. Т. (1970), Альбова С. В. (1974) подтверждают выводы, полученные при анализе макросейсмических данных. В работе В. П. Грина и др. (1971) для оценки влияния тектонических разломов на динамические особенности сейсмических волн использованы записи далеких землетрясений. Оценивалась амплитуда смещений, углы выхода сейсмической радиации и декременты затухания. Как правило, наибольшие амплитуды наблюдались при распространении сейсмических колебаний вдоль структур, а наименьшие — при пересечении крупных разрывных нарушений.

При изучении изосейст сильных землетрясений, эпицентры которых находятся в различных частях Восточного Кавказа (Ананьин, 1970) наблюдалось систематическое отклонение их в одних и тех же

местах. Это позволило предположить, что на Восточном Кавказе имеются районы с повышенными коэффициентами затухания интенсивности землетрясения (зоны разломов).

Анализируя данные сейсмического районирования территории южной части Крыма, С. В. Альбов (1974) отмечает, что сейсмическая энергия затухает в зонах субширотных глубинных разломов, где сейсмические волны уменьшают свою силу с 8 до 7 баллов.

Анализ карты изосейст Касумкентского землетрясения 20 апреля 1966 года (Ананьин, Кулиев, 1970) показывает спад балльности в северо-западном направлении с коэффициентом $S=2\div3$. В юго-восточ-

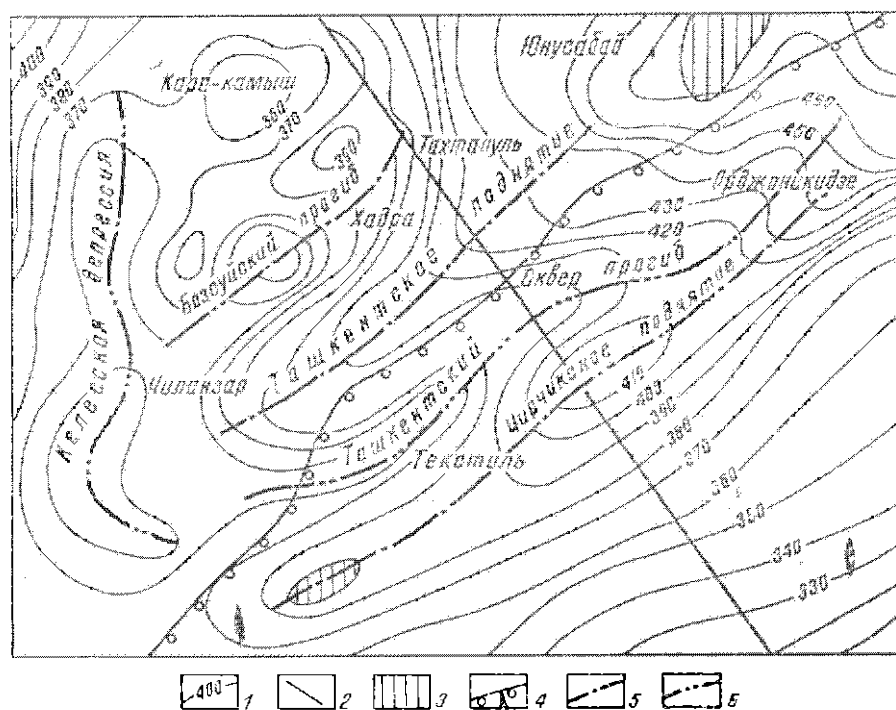


Рис. 4. Структурная карта подошвы среднечетвертичных сложенных (по В. А. Захаревичу, А. И. Гончаренко и др., 1967 г.).

1—изогипсы подошвы, 2—линии профиля, 3—выходы третичных отложений в ядрах молодых поднятий, 4—границы распространения аллювиальных галечников; оси складов: 5—антиклинальных, 6—синклинальных.

ном направлении затухание происходит аномально быстро $S=4\div5$. Это объясняется наличием поперечной зоны глубинных разломов в нижнем течении р. Самур.

Карта изосейст Анапского землетрясения 12 мая 1966 г. (Ананьин, Зыбина, 1970) показывает резкий спад балльности в северо-западном направлении и незначительный в северо-восточном. Подобное расположение изосейст авторы работы (Ананьин, Зыбина, 1970) объясняют действием зоны поглощения, связанной с «живучей зоной разломов».

Для выявления возможного влияния тектонических разломов на изменение сейсмической энергии волн мы собрали и проанализировали данные, характеризующие сеймотектоническую обстановку, инженерно-геологические условия, а также поставили сейморазведочные исследования и сейсмометрические наблюдения на территории некоторых городов и гидротехнических сооружений.

Например, территория г. Ташкента, расположенная в пределах Ташкентской сейсмической зоны, представленной в виде пучка складок, на западе и северо-западе складки образуют Келесскую депрессию, Каракамышский прогиб, Чигатайское поднятие и Бозсуйский прогиб. Центральная структура — Ташкентское поднятие, к югу от него расположены ташкентский прогиб и Чирчикское поднятие (рис. 3).

Многократное расчленение рассматриваемой сейсмической зоны структурами осложняет тектоническую обстановку и, возможно, усили-

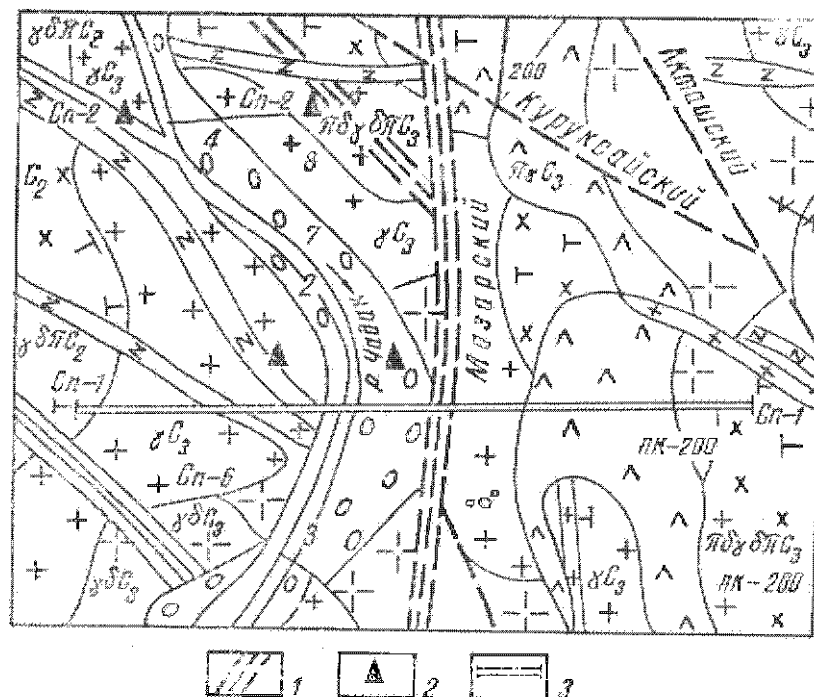


Рис. 5. Карта участка строительства плотин Чадакского водохранилища.

1—зона дробления, 2—сейсмостанция, 3—створ плотины.

вает сейсмическую активность. Для всех перечисленных структур характерно северо-восточное простирание. По ориентировке основных структурных элементов на данной территории можно выделить две системы разломов: продольные, совпадающие с зонами поднятий и опусканий, и поперечные, связанные с основными интрузивными телами и дайками. По данным В. М. Мирзаева и др. (1969), эти разломы находятся на глубине 2000—3000 м.

Рассматривая изосейсты Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г., построенные с интервалом в 0,5 балла, наблюдаем их вытянутость в северо-восточном и северном направлении, что обусловлено характером подвижки в очаговой зоне.

Из сравнения изосейст повторных толчков, происшедших 24 марта, 15 мая 1967 г. и 29 февраля 1968 г. с основным толчком, видно, что эпицентры этих землетрясений находятся юго-западнее плейстосейстовой области основного толчка.

Вытянутость рассматриваемых изосейст в северо-восточном направлении согласуются с направлением тектонических структур и объясняется, кроме того, неблагоприятными грунтовыми условиями.

Глубинные разломы, находящиеся в исследуемой зоне, судя по конфигурации изосейст, не влияют на изменение их формы.

Таким образом, в этом случае форма изосейст зависит от структуры среднечетвертичных отложений и расположения тектонических структур и не зависит от глубинных разломов (рис. 4).

Для выяснения сейсмической опасности в районе Чадакского водохранилища были проведены комплексные геолого-геофизические и сейсмологические исследования (Касымов и др., 1974).

Территория разбита многочисленными разломами различного порядка на блоки разной величины. Самые большие — Ахматбулакский, Актанский, сравнительно небольшие — Курсайский и Мазарский

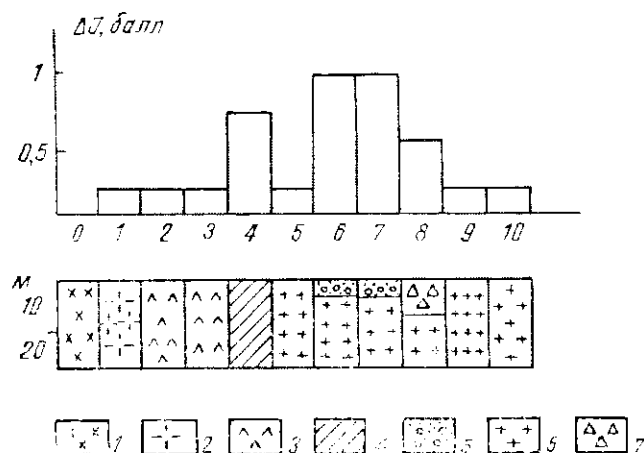


Рис. 6. График приращения сейсмической балльности, построенный по методу сейсмической жесткости по линии створа плотины СП-1.

1 — гранодиорит-порфиры, 2 — гранит-порфиры, 3 — андезитовые порфиры, 4 — зона дробления, 5 — глыбово-валунные современные аллювиальные отложения, 6 — гранит, 7 — глыбово-щебенчатые делювиальные отложения.

(рис. 5). Чадакское водохранилище целиком располагается на крупном тектоническом блоке первого порядка. В створе плотины проходит Мазарский блок субпараллельной зоны дробления. Ниже рассмотрим влияние этого разлома на проявление сейсмической интенсивности на территории Чадака.

Горные породы на участке основного створа в литологическом отношении характеризуются гранитоидным, порфиритовым и валунно-галечниковым комплексами. Гранитоидный комплекс представлен очень плотными скальными породами — гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами и др. Порфиритовый комплекс входит в состав эффузивной формации скальных пород, представленных андезитовыми и дацитовыми порфиритами. Валунно-галечниковый комплекс развит по долине р. Чадак. Мощность отложения от 1 до 20 м.

Ниже приводим водно-физические параметры порфиритового и гранитоидного комплекса.

Показатель	Гранитоидный комплекс	Порфиритовый комплекс
Объемный вес, г/см ³	2,54 — 2,75	2,58 — 2,57
Удельный вес, г/см ³	2,61 — 2,92	2,70 — 2,75
Пористость, %	0,0 — 12,0	0,2 — 0,25
Водопоглощение, %	0,112 — 0,93	0,5 — 0,57

Сейсморазведочные исследования проводились по сейсмическому профилю СП-1 с запада на восток вкост простирания Мазарского разлома. Данные о скорости распространения сейсмических волн получены при помощи сейсморазведочной лаборатории ПСЛ-2.

Профиль разбит на 11 пунктов наблюдений (рис. 6), для каждого из которых проводился расчет приращения балльности по акустическим жесткостям по формуле С. В. Медведева (1962).

Средние скорости $V_{ср}$ и плотности $\rho_{ср}$ вычислялись согласно стратиграфическому разрезу под пунктами наблюдений (рис. 6). По полученным данным построен график приращения балльности для пунктов

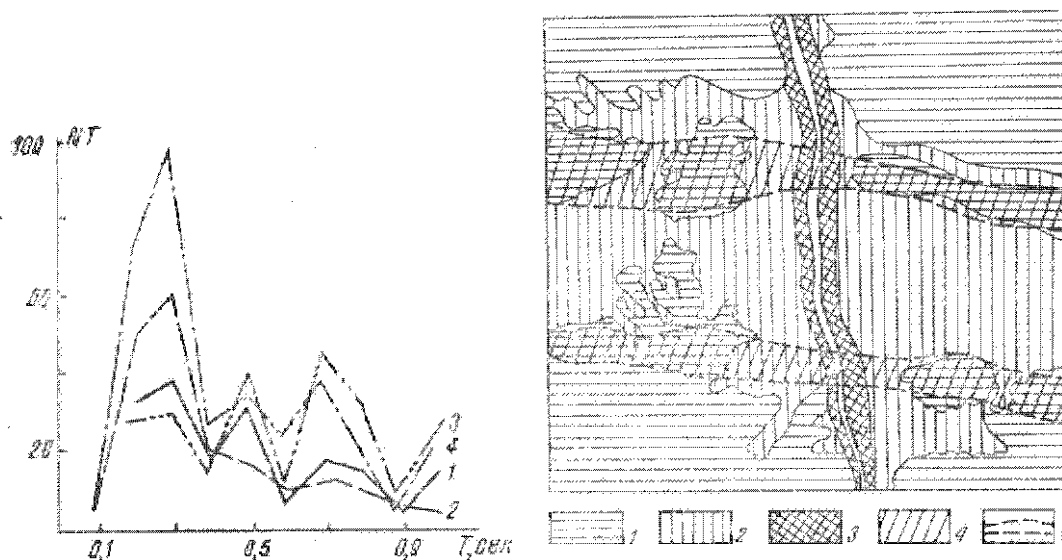


Рис. 7. График повторяемости периодов землетрясений по точкам наблюдения на створе плотины (1—правый берег, 2—левый) и на створе плотины (3—правый берег, 4—левый).

Рис. 8. Схема микрорайонирования площадки строительства плотины Сохского водохранилища (по Бутовской и др., 1975).

1—зона 8 баллов, 2—9, 3—10, 4—зона, непригодная к застройке, 5—зона разломов.

наблюдений, который показывает, что наибольшее приращение в 1 балл соответствует пунктам 6 и 7, где отложения представлены аллювиальными образованиями поймы реки, подстилаемыми среднекристаллическими гранитами. Приращение, близкое к 1 баллу, отмечено в пункте 4, где сейсморазведочный профиль проходит над зоной дробления.

Обработка записей землетрясений, полученных в створе плотины в 1968—1970 гг., показала, что для левого борта преобладающий период колебаний равен 0,2—0,3 С, тогда как для правого берега нет резко выраженного максимума. По-видимому, это объясняется наличием на левом берегу сравнительно более трещиноватых пород и зоны разлома, чем на правом (рис. 7).

Рассматривая результаты сейсмомикрорайонирования Сохского и Кампырватского водохранилищ, можно отметить, что на исследуемых территориях интенсивность землетрясений увеличивается в тех точках наблюдений, где находятся зоны дробления и трещиноватые породы (рис. 8).

Из анализа имеющегося материала можно сделать следующие выводы.

Нередко разломы являются экраном для сейсмических волн.

На изменение балльности влияют зоны дробления, а на интенсивность не разломы, а структуры поверхностных осадочных толщ.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ИЗМЕНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

Изменение интенсивности сейсмических колебаний на поверхности Земли в значительной мере обусловлено гидрогеологическими условиями, в частности, глубиной залегания грунтовых вод, степенью влажности самих грунтов и мощностью водонасыщенной толщи.

Опыт исследований, проведенных в некоторых городах страны (Медведев, 1962), показывает, что заметное повышение интенсивности сейсмических колебаний происходит при уровне УГВ менее 10 м.

В Безменне (Туркменская ССР) после землетрясения 6 октября 1948 г. было установлено, что на участке, сложенном сравнительно однородными суглинками, изменение балльности зависело от глубины залегания грунтовых вод. В этом же районе участки, сложенные галечниками, имели балльность, меньшую на единицу, чем участки, сложенные суглинками при глубине грунтовых вод 4—5 м.

При исследовании распределения интенсивности сейсмических воздействий в г. Ашхабаде оказалось, что изменение интенсивности землетрясения 6 октября 1948 г. в общем согласуется с изменением глубины залегания уровня грунтовых вод. Причем в делювиально-пролювиальных суглинках изменение УГВ на глубине больше 10 м на величине сейсмического эффекта практически не сказывалось. При повышении УГВ от 10 до 4 м интенсивность сотрясений возрастала на полбалла.

При Чаткальском землетрясении 2 ноября 1946 г. в г. Намагане различие в интенсивности сотрясений на участках, сложенных гравийно-галечниковыми и лессовыми грунтами, достигало одного балла. При этом повышение уровня грунтовых вод от 10 м до поверхности в гравийно-галечниковых отложениях приводило к увеличению сейсмического эффекта на полбалла.

В результате изучения последствий землетрясений в одном из районов Кавказа установлены грунты с последовательно улучшающейся сейсмической характеристикой. Худшими являлись грунты пойменной террасы, представленные крупнообломочными фракциями сланца и песчаников, в которых грунтовые воды залегают на глубине около 2 м, а также современные морские и аллювиальные песчано-галечниковые отложения. Сейсмическая балльность для худших и лучших грунтов отличалась двумя баллами.

При обследовании землетрясения 2 июня 1947 г. обнаружено, что повышение грунтовых вод от глубоких отметок до 10—12 м не сказывается на сейсмическом эффекте на поверхности земли. То же отмечалось в другом районе при землетрясении 10 июля 1949 г. На участках с рыхлыми, болотистыми грунтами сейсмическая балльность повышалась на один—два балла по сравнению с соседними участками, сложенными плотными мелкоземами.

При обследовании результатов Андижанского землетрясения 1902 г. установлено, что в основном здания повреждены по долине р. Карадарьи, где развиты рыхлые болотные грунты (Бронников, 1910).

При изучении землетрясений 10 ноября 1940 г. в Кишиневе С. В. Медведев установил (1962 г.), что отдельные участки города, сложенные менее сейсмоустойчивыми рыхлыми грунтами, с уровнем грунтовых вод до 3,5 м имели повышенную (в пределах одного балла) интенсивность сотрясения.

Весьма ценный материал получен при изучении последствий землетрясения 11 сентября 1927 г. в Алуште (Крым). Худшими оказались насыпные грунты, примыкающие к первой пойменной террасе, где глубина грунтовых вод 2—3 м, а также современные воднасыщенные морские аллювиальные песчано-галечниковые отложения.

Различие по степени повреждения зданий, расположенных на худших и лучших грунтах, составляет три балла.

В Японии проведены наблюдения в провинции Тотоми (Ooba, S., 1957), наиболее пострадавшей от Тонанкайского землетрясения 7 декабря 1944 г., расположенной на расстоянии 150—220 км от эпицентра. Значительные разрушения наблюдались в долинах, где глинистые заболоченные отложения тянутся вдоль нижнего течения рек. В среднем повреждение зданий для различных грунтов составляет: для водонесущих глинистых 26%, для гравия 1,4, для песчаных дюн 3,5 и для скальных 0,2%.

При Файзабадском землетрясении 12 января 1943 г. Мусаян А. А. (1975) отмечал увеличение сейсмического эффекта в пунктах, расположенных на значительно увлажненных глинистых грунтах.

При Душанбинском землетрясении 27 февраля 1952 г. наблюдалось снижение сейсмического эффекта в центральной части города (мощная толща отложений галечников при глубине стояния грунтовых вод более 15 м) и усиление сейсмического эффекта на участках, сложенных мощной толщей лессовых пород в условиях близкого залегания уровня грунтовых вод.

Джуримское (Афганское) землетрясение 14 марта 1965 г. по данным Н. Н. Леонова (1970) в правобережной части города Ленибада (валуно-галечниковые отложения) проявилось силой в 4 балла, в левобережной части (лессы с близкими залеганиями грунтовых вод) — в 5—6 баллов.

При Чимтепинском землетрясении 2 января 1966 г. в центре Гиссарской долины отмечались (Т. А. Киянина, 1970) выделенные в общей четырехбалльной зоне участки с сейсмическим эффектом 5 и 6 баллов, что объясняется наличием в суглинистых породах мощностью до 9 м участков с высоким уровнем грунтовых вод на глубине 0,5 м. Г. О. Орипов (1973) приводит зависимость приращения балльности от инженерно-геологических условий на территории г. Душанбе, установленную в результате макросейсмического обследования Гиссарского землетрясения (21 апреля 1968 г.), эпицентр которого располагался в 26 км к юго-западу от г. Душанбе. Минимальный сейсмический эффект (4—5 баллов) отмечается на гравийно-галечниковых отложениях с уровнем грунтовых вод >15 м, увеличение интенсивности на 1 балл наблюдалось при уменьшении глубины залегания уровня грунтовых вод.

Влияние глубины залегания УГВ на сейсмическую интенсивность нами выявлено при обследовании Ташкентского, Газлийского и Исфара-Баткенского землетрясений (Касымов и др., 1968, 1977, 1978).

При Ташкентском землетрясении 1966 г. наибольший сейсмический эффект проявился на территории набережной канала Анхор, Джанго-

ба, Чаули, где грунтовые воды залегают не глубже 6 м. На территории, где грунтовые воды залегают глубже 10 м, сейсмический эффект проявился слабее.

В результате изучения Газлийских землетрясений 1976 г. выяснилось, что на территории г. Газли сейсмический эффект проявился на 1,5 балла больше на песчано-глинистых грунтах с более близким залеганием (до 2 м) уровня грунтовых вод по сравнению с безводными глинистыми грунтами палеогена и неогена (Касымов и др., 1978).

Аналогичный результат получен нами при обследовании Исфара-Баткенского землетрясения 1977 г. (Касымов и др., 1977).

Инструментальный метод. О влиянии глубины залегания уровня грунтовых вод на сейсмический эффект землетрясения на поверхности Земли подтверждается также и инструментальными методами. В работе И. А. Ершова, С. В. Медведева (1965) при сейсмическом микрорайонировании применены инструментальные исследования. Анализ полученных данных показывает, что амплитуда колебаний на обводненных грунтах в 3,5—4 раза превышала амплитуду колебаний на скальных, что соответствовало приращению в 1,5—2 балла.

И. М. Органова (1960) провела сейсмическое микрорайонирование полуострова Трудного. Здесь выделены худшие участки, отнесенные к первой морской аккумулятивной террасе, представляющие собой заболоченную местность, сложенную песками и илами.

Инструментальные исследования, проведенные при сейсмическом микрорайонировании городов Алма-Ата, Фрунзе, Ашхабад, Джамбул, Душанбе, Петропавловск-на-Камчатке, Махачкала и курортных зон побережья Черного моря показывают, что худшие в сейсмическом отношении суглинисто-супесчаные и песчаные отложения с близким залеганием грунтовых вод.

В то же время интенсивность увеличивается на один балл для песчаных и супесчано-суглинистых отложений при глубине залегания грунтовых вод на 6 м от поверхности. По данным С. В. Медведева (1962), эта величина равна 2 м; для г. Махачкалы — 3 м, Ашхабада — 4 м (Вахтанова, 1971). Причина подобного расхождения в оценках влияния УГВ, по мнению А. Н. Вахтановой (1971), в недоучете влияния на сейсмические свойства грунтов мощности капиллярно-водонасыщенного слоя, располагающегося выше зеркала грунтовых вод.

Инструментальные исследования, проведенные на территории Гяурской равнины Туркменской ССР (Вахтанова и др., 1974) показали, что верхняя преломляющая граница проходит всюду на 2—3 м выше зеркала грунтовых вод. Эти значения равны величине капиллярного поднятия в супесчано-суглинистых отложениях, слагающих изученный район.

В 1975 г. сотрудники ПНИИИСа (Алешин, Кожевников, Васильев, 1976) проводили экспериментальные исследования на площадке близ г. Буденовска, Ставропольского края. Грунты участка исследований представлены однородной толщей лессовидных супесей мощностью 30 м. Грунтовые воды находились на уровне 0,0 до 14 м. Скорость продольных волн изменялась от 330 до 370 м/с выше уровня грунтовых вод и от 1600 до 1800 м/с ниже его. Здесь записаны землетрясения и взрывы. За опорные принимались грунты с низким залеганием уровня грунтовых вод.

С уменьшением глубины залегания грунтовых вод установлено увеличение приращения балльности. Разница между лучшим ($h = 14$ м) и худшим ($h = 0$) грунтом составила 1,6 балла.

На интенсивность прохождения сейсмических волн кроме глубины залегания уровня грунтовых вод влияет также и влажность пород.

В работе А. Н. Вахтановой (1973) отмечается, что с увеличением влажности наблюдается закономерное увеличение средних значений скорости упругих волн. В пределах изменения влажности от 0 до 12—14% нет заметного изменения скоростей распространения продольных сейсмических волн. Скорость возрастает с ростом влажности. При влажности более 25—28% наблюдается резкое увеличение скорости до 1300 м/с (Вахтанова, 1973).

Такие же результаты получены в работе В. И. Джурика (1977) для мерзлых грунтов. С увеличением коэффициента водонасыщения скорость продольных волн при одной температуре также увеличивается.

ВЛИЯНИЕ РЕЛЬЕФА МЕСТНОСТИ НА ИНТЕНСИВНОСТЬ КОЛЕБАНИЙ

В связи с проблемой строительства крупных сооружений в горных сейсмоактивных районах особое внимание уделяется изучению влияния рельефа местности на интенсивность колебаний (Назаров, 1959; Медведев, 1962; Пучков, 1965).

Наряду с такими факторами как грунтовые условия, уровень грунтовых вод, на спектральный состав сейсмических колебаний существенно влияет также рельеф местности. Роль рельефа наглядно продемонстрирована при обследовании эффекта сильных землетрясений на местностях, расположенных на разных высотах (Пучков, 1965; Ананьин, Кулиев, 1966).

Вследствие сильных землетрясений на склонах часто возникают обвалы, оползни, трещины, происходит оседание насыпей и другие явления. В результате этого разрушаются земляные плотины, дамбы, насыпи железных дорог и другие сооружения (I. R. Murphysa, 1971).

Повреждения склонов при землетрясениях в зависимости от формы отложений классифицированы Ambraseys (1960), Duke (1960).

Первые попытки объяснения механизма разрушения склонов при сильных землетрясениях сделаны путем изучения связи между возникающими деформациями склонов и параметрами сейсмических колебаний [Seed, 1960; Seed, Goodman, 1964; Neymark, 1965; Hodayashi, 1969]. Сейсмическая устойчивость откосов изучена виброиспытаниями в работе В. Г. Мельника (1969).

Анализ записей сейсмических колебаний, полученных на разных уровнях склона, показал увеличение интенсивности колебаний от основания к вершине склона [Пучков, 1965; Нерсесов и др., 1969 и др.]. Помимо этого обнаружены изменения амплитуд колебаний в зависимости от локальных условий склона. Интенсивность колебаний горизонтальных составляющих линейно растет по мере увеличения локальной крутизны склона в области коротких периодов (Лямзина, Иванова, 1973). Характер колебания при землетрясениях зависит от погруженности склона. Его интенсивность на горизонтальных составляющих, лежащих в плоскости борта, оказывается меньше, чем на составляющих, перпендикулярных плоскости борта, т. е. на свободной поверхности склона колебания интенсивнее, чем у его погруженной части (Лямзина, 1979).

Вверх по склону спектры землетрясения суживаются и сдвигаются в область низких частот, что, по мнению Е. Г. Бугаева (1973), пропе-

ходит за счет избирательности каньона, а увеличение интенсивности сейсмических колебаний является следствием концентрации энергии землетрясения в верхней части каньона.

Большая работа, выполненная С. В. Пучковым (1965, 1971, 1973), показала различное влияние формы рельефа местности на интенсивность сейсмических колебаний. Он отмечает также возрастание интенсивности сейсмических колебаний как для поперечных, так и для продольных волн.

Из вышесказанного следует, что рельеф местности в определенной мере влияет на изменение спектрального состава сейсмических колебаний. Поэтому необходимо дополнительно исследовать рельеф местности при сейсмическом микрорайонировании.

ЛИТОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ЕГО РОЛЬ В ИЗМЕНЕНИИ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ

Материалы макросейсмического исследования многих крупных землетрясений показали, что одиотипные здания и сооружения, воздвигнутые на различных грунтах в пределах одного населенного пункта, испытывают различное действие землетрясений. Одним из основных причин неравномерного воздействия землетрясения на сооружения — грунтовые, гидрогеологические, структурно-тектонические условия и форма рельефа. Этот сложный вопрос изучался еще в прошлое столетие, но в настоящее время еще далек от своего полного решения.

Вопрос о влиянии состава горных пород на интенсивность сейсмических воздействий затрагивается во многих работах (Садовский, 1946; Цшохар, 1949; Штейнб, Ругге, Моран, 1957; Медведев, 1962). Им интересовался Н. В. Мушкетов при обследовании Верненского землетрясения 1887 г., его касается В. Вебер в связи с Шемякинским землетрясением 1902 г., сведения о влиянии грунтов на балльность землетрясения приводятся в работах К. И. Богдановича, Г. П. Горшкова, Д. И. Мушкетова, В. О. Цшохера, И. А. Гзелишвили, С. В. Медведева, А. Г. Назарова, А. К. Сафаряна, Е. И. Бюса, В. В. Попова и др.

Ниже излагаются результаты исследований в этом направлении, проведенных в последнее время в Средней Азии, в частности, в Узбекистане. М. М. Бронников (1908) при обследовании Каратагского землетрясения 1907 г. отмечал, что сооружения на коренных породах пострадали значительно меньше, чем на галечниках.

При изучении Н. Н. Леоновым Чаткальского землетрясения 1946 г. обнаружено усиление разрушительного эффекта в Центральной Фергане в Язьяване и других поселках, где сила сотрясения достигла 7 баллов. Появление этого эффекта в 6-балльной зоне объясняется крайне неблагоприятными грунтовыми условиями.

При Хантагском землетрясении 10 июня 1949 г. выявлено повышение интенсивности сотрясения на 1 балл на плотных коренных породах, покрытых рыхлыми наносами песков и супесей мощностью 2—4 м в отличие от рыхлых грунтов, имеющих большую (10 м) мощность.

В одном из районов сел. Артик на участке, сложенном песчано-гравийными отложениями, интенсивность землетрясения 2 ноября 1946 г. была на один балл больше, чем на участке, имеющем плотные известняки мелового возраста.

Интенсивность Чаткальского землетрясения 2 ноября 1946 г. на участке, сложенном молодыми аллювиальными супесчано-суглинистыми

ми отложениями речной террасы, была на один балл больше, чем на участке, сложенном плотными глинами. В этом же районе участки, сложенные плотными скальными породами, имели балльность на единицу меньшую.

Из материалов обследования последствий Шемахинского землетрясения 1902 г. (В. В. Вебер) следует, что нижняя часть города Шемахи, расположенная на наносах речной террасы, была разрушена сильнее, чем верхняя, стоящая на плотных глинах.

При обследовании результатов Андиганского землетрясения 1902 г., установлено, что здания, основанные на выходах коренных адыров, разрушились меньше, чем здания, построенные на надпойменной террасе р. Карадарьи (Чернышев и др., 1910).

Во время изучения последствий Верненского землетрясения 1911 г. было показано, что наиболее опасны в сейсмических районах места с рыхлой, болотистой и, особенно, с насыпной почвой, а твердые скалистые грунты среди рыхлых отложений являются сейсмическими островами с уменьшенной интенсивностью.

При изучении разрушительных последствий Зангезурского землетрясения 27 апреля 1931 г. отмечено много «островов» повышенной и пониженной сейсмической балльности.

Большие разрушения в сел. Ахлатиана обусловлены тем, что оно расположено на рыхлых неогеновых отложениях и современном аллювии. Гибель сел. Хурста связана с его расположением на крутых делювиальных склонах с развитыми оползневыми явлениями. Селения Бист и Ачкенд повреждены значительно меньше, чем окружающие их села благодаря тому, что последние основаны на скальных грунтах.

Аналогичные результаты получены при обследовании последствий сильных землетрясений 11 сентября 1927 г. в Алуште и Ялте, 28 июля 1957 г. в Мексике, 7 декабря 1944 г. в Японии и др.

По данным С. А. Шагиняна (1960), переход от плотных известняков к гравийно-галечниковым отложениям большой мощности при глубине залегания грунтовых вод более 15 м приводит к изменению сейсмичности на один балл. При равной глубине залегания грунтовых вод (более 15 м) сейсмичность лессовых грунтов по сравнению с галечниковыми повышается на один балл. С. В. Медведев (1962) доказывает, что интенсивность землетрясения увеличивается на два балла при переходе сейсмической волны от безводных коренных пород к поровым суглинкам, в которых воды залегают на глубине 3—4 м.

При Чимтенинском землетрясении 2 января 1966 г. в центре Гиссарской долины отмечалось (Киняпина, 1970) выделение в общей 4-балльной зоне участков с сейсмическим эффектом в 5—6 баллов, что объясняется наличием в суглинистых породах мощностью до 9 м грунтовых вод на глубине 0,5 м.

Приращение балльности из-за грунтовых условий на территории г. Душанбе установлено в результате макросейсмического обследования Гиссарского землетрясения (Мирзобаев, Исмаилов, 1975), эпицентр которого располагается в 26 км к юго-западу от г. Душанбе. Минимальный сейсмический эффект (4—5 баллов) имел место на гравийно-галечниковых отложениях с уровнем залегания грунтовых вод 15 м, увеличение интенсивности на один балл наблюдалось при уменьшении глубины залегания уровня грунтовых вод от поверхности.

В результате макросейсмического обследования Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. и сопоставления полученных данных

с инженерно-геологическими условиями территории города выявлено, в частности, возрастание сейсмического эффекта с увеличением толщи лессовых пород (рис. 9).

После изучения последствий Газлийского землетрясения 8 апреля и 17 мая 1976 г. мы установили, что здания и сооружения в г. Газли, построенные на песчано-глинистых породах с высоким положением уровня грунтовых вод сильнее разрушились, чем на участках, сложенных глинами. Разности между участками составили 1,0—1,5 балла.

Результаты макросейсмических обследований Исфара-Баткенского землетрясения 31 января 1977 г. показывают, что на участках, расположенных на аллювиально-пролювиальных супесчано-суглинистых отложениях интенсивность на один балл больше, чем на участках, состоящих из плотных коренных пород (Касымов и др., 1977).

Интенсивность этого землетрясения в г. Ташкенте, Чирчике, Ангрене, Намангане, Андижане, Самарканде и других городах Узбекистана ощущалась в пределах одного балла между участками с аллювиальными, гравийно-галечниковыми и аллювиально-пролювиальными лессовидными грунтами.

Влияние литологического состава пород на интенсивность сотрясения также установлено инструментальными исследованиями, проведенными при сейсмическом микрорайонировании территории крупных городов и площади гидротехнических сооружений.

При сейсмическом микрорайонировании г. Фрунзе в зависимости от литологического состава выделены две основные зоны — северная и южная. Южная сложена преимущественно галечниками с включениями песка, гравия и валунного материала. Мощность отложений 80—100 м. Грунтовые воды залегают глубоко (Медведев, 1962).

Северная зона сложена суглинками, супесями и глинами с тонкими прослойками песка и гравия. Мощность толщи увеличивается с юга на север до 80 м. Значительная часть северной зоны городской территории заболочена. Уровень грунтовых вод приближается к поверхности земли и местами выклинивается в виде родников.

В результате инструментальных исследований северная часть города отнесена к 9-, а южная — к 8-балльной зоне.

Инструментальными исследованиями в пределах города Алма-Аты также выделены две зоны: 9- и 10-балльная.

К первой относится южная часть города, сложенная преимущественно галечниковыми отложениями. Ко второй отнесена северная часть города, где галечниковые отложения перекрыты суглинками и супесями мощностью 2—4 м с высоким положением уровня грунтовых вод.

После катастрофического землетрясения в октябре 1948 г. в г. Ашхабаде макросейсмическими обследованиями установлено, что на территории города здания повреждались неравномерно, в зависимости от грунтовых условий. Наиболее разрушенные здания расположены главным образом в северной части города, менее разрушенные — в южном и западном районах.

С. В. Медведев и др. (1962) произвели сейсмическое микрорайонирование территории г. Ашхабада по записям землетрясений, в котором выделены три сейсмических района. Позже на территории города и его перспективных участках проведены комплексные инструментальные исследования (Пучков, 1959; Буракова, Вахтанова, Ликова, 1964; Непесов, Эсенов, Гарагозов, 1964; Непесов, Вахтанова, 1966). Ими в пределах территории установлены 8-, 9-, 10-балльные зоны.

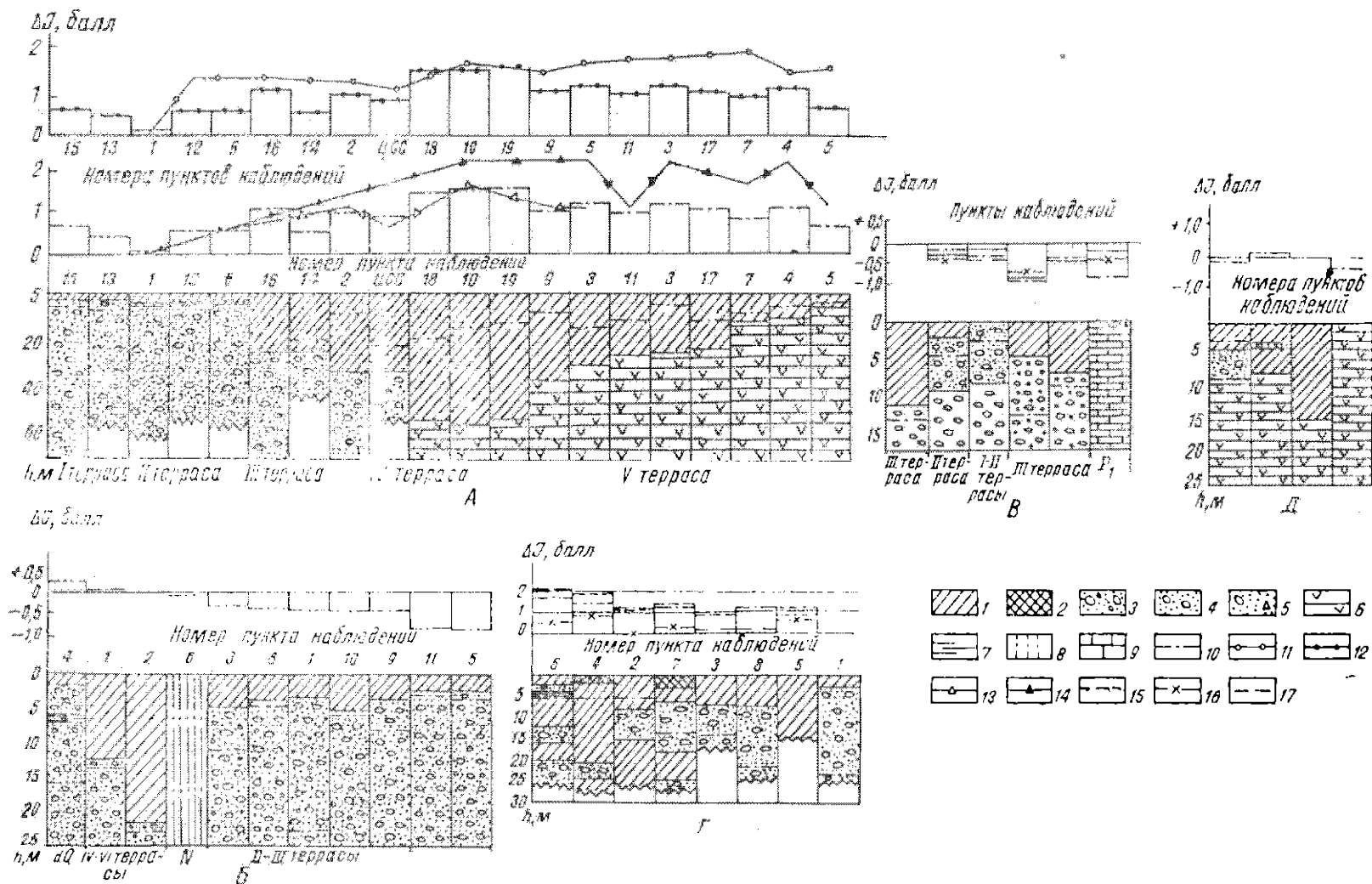


Рис. 9. График изменения приращений сейсмической балльности от грунтовых условий.

А - г. Ташкент, Б - г. Чирчик, В - г. Ангрен, Г - г. Андижана, Д - водохр. Чиртак. 1 - лессовидные породы, 2 - антропогенные отложения, 3 - галечники, 4 - гравийно-галечниковые отложения, 5 - делювиальные отложения, 6 - каменный лес, 7 - глина, 8 - алеолиты с прослоями песчанников, 9 - известняки, 10 - уровень залегания грунтовых вод, приращение балльности, 11 - по записям землетрясения $\Delta \Delta > 50$ км, 12 - то же $\Delta \Delta > 50$ км, 13 - макросейсмические данные 1946 г., 14 - то же, 1965 г., 15 - инструментальные данные (по записям землетрясений), 16 - по данным сейсмических жесткостей, 17 - по теоретическому расчету.

К 8-балльной зоне отнесены участки коренных пород, развитые в южной части города, к 9-балльной — центр, сложенный конгломератами, галечниками и глинами, а к 10-балльной — северная часть, представленная лессовидными породами и песками с высоким положением глубины залегания грунтовых вод.

Аналогичные результаты получены при микрорайонировании территории других городов Туркмении инструментальными методами (Вахтанова, 1971; Эсенов, 1973 и др.).

Влияние литологического состава пород на интенсивность землетрясения инструментальными методами (по записям землетрясений и акустическим жесткостям) выявлены при сейсмическом микрорайонировании г. Махачкалы (Лямзина, 1962; Попов, Назаров, 1970 и др.), городов Южного Казахстана (Антоненко, Процунина, 1964, 1965, 1967) для полуострова Трудного (Оганова, 1960), территории Петропавловска-на-Камчатке (Ершов, Медведев и др., 1965), г. Душанбе (Нечаев, 1955 а, 1959 б), г. Ташкента (Мирзаев, 1966; Касымов и др., 1968), для городов Чирчика и Ангрена, Андижана, Зарафшана (Касымов и др., 1970, 1972, 1974, 1977; Орипов и др. 1975) и других.

На основании интерпретации многочисленных материалов по сейсмическому микрорайонированию С. В. Медведев (1962) разработал таблицу приращения сейсмической балльности в зависимости от литологического состава грунтов. Интенсивность землетрясений по этой таблице увеличивается на 4 балла при переходе сейсмической волны от безводных скальных гранитов к обводненным насыпным и почвенным грунтам.

Эта таблица приращения сейсмической балльности в зависимости от типа грунтов уточняется и дополняется СНиПом П-А-12-69 (1971) и Рекомендацией по сейсмическому микрорайонированию РСМ-73.

К настоящему времени нами проведено сейсмическое микрорайонирование территории крупных городов: Ташкента, Чирчика, Ангрена, Андижана, Алмалыка, Намангана, Ферганы, Зарафшана, Учкудука и гидротехнических сооружений Чадак, Чартак, Гиссарак и др.

Территория г. Ташкента расположена в средней части долины р. Чирчик в районе высокой сейсмичности. С поверхности территория города и его окрестности сложены пролювиальными лессовидными породами ташкентского комплекса (среднечетвертичный возраст) и аллювиальными галечниками, покрытыми маломощными от 2—3 (сырдарьинский комплекс) до 20—30 м (голодностепский) суглинисто-супесчаными чехлами.

Исследования по сейсмическому микрорайонированию территории Ташкента выполнены в два этапа. В 1966 г. под руководством В. И. Уломова составлена карта сейсмического микрорайонирования города (Мирзаев и др., 1969). После Ташкентского землетрясения 26 апреля 1966 г. возникла необходимость дополнить ее и детализировать. Был привлечен большой фактический материал по геологии, геоморфологии, сейсмичности, гидрогеологии и инженерной геологии района, проводились в широком объеме комплексные инструментальные исследования. Это позволило уточнить карту сейсмомикрорайонирования города с охватом пригородной зоны (Касымов и др., 1972).

Сейсмическое микрорайонирование города основывалось на оценке интенсивности сейсмических колебаний на разных грунтах по записям землетрясений, акустическим жесткостям, макросейсмическими и

инженерно-геологическими данными с привлечением литологических и гидрогеологических сведений.

В результате можно сделать следующие основные выводы.

1. Интенсивность проявления землетрясения повышается с увеличением мощности лессового покрова. Так, мощность лесса до 5 м соответствует 8-балльной сейсмической зоне, мощность от 5 до 60 м — 9-балльной.

2. Приращение балльности +1 наблюдается в зависимости от мощности лессового слоя при залегании уровня грунтовых вод выше 6 м.

3. На сейсмический эффект не влияет обводнение хорошо уплотненного галечника.

Таким образом, территория г. Ташкента относится к 8-балльной зоне по сейсмическому районированию СССР, но в пределах нее нами выделены 9-балльные зоны.

Подобные работы проведены на территории г. Чирчика (Касымов и др., 1977). На основании комплексного сейсмического микрорайонирования в зависимости от литологического состава и других факторов выделены две категории грунтов, на поверхности которых интенсивность сотрясений может достигать 7 и 8 баллов.

К первой категории — благоприятные в сейсмическом отношении грунты — отнесены аллювиальные галечники сырдарьинского комплекса — плотные, средней окатанности, выходящие на поверхность, местами покрытые слоем лессовидных пород мощностью 0,5—1,5 м с уровнем залегания грунтовых вод 1,0—2,0 м (рис. 9).

Ко второй категории — средние в сейсмическом отношении грунты (8 баллов с исходным 0) — относятся лессы и лессовидные породы мощностью более 10 м, залегающие на конгломератах и галечниках. Уровень грунтовых вод глубже 10 м. Эти грунты слагают IV и V надпойменные террасы. К 8-балльной зоне также отнесены грунты, где лессовидные суглинки переслаиваются с супесью, песками и имеют мощность от 3 до 10 м. Местами в них встречаются линзы слоистого гравия, песка. Подстилающий слой представлен галечниками, иногда конгломератами сырдарьинского и голодноостепского комплексов. В эту зону входят и делювиальные отложения предгорного шлейфа, залегающие на галечниках и конгломератах.

При сейсмическом микрорайонировании инструментальными методами территории г. Ангрена получены аналогичные результаты. За средние грунты здесь приняты лессовидные суглинки голодноостепского комплекса мощностью более 10 м и глубиной залегания уровня грунтовых вод более 10 м.

В результате инструментальных исследований нами установлено, что аллювиальные галечники сырдарьинского комплекса и полускальные известняки палеогена более благоприятны по сравнению с лессовидными грунтами в сейсмическом отношении $\Delta I = -1$ (Касымов и др., 1976).

Влияние литологического состава пород также нами выявлено при сейсмическом микрорайонировании площадей гидротехнических сооружений (Касымов и др., 1974).

Например, на территории Чадакского водохранилища грунты в основном представлены скальными гранитами, гранодиоритами, диоритами, порфирами и порфиритами. При инструментальных исследованиях обнаружено, что в приращении балльности между этими поро-

дами разницы нет. На территории Гиссарского водохранилища к средним отнесены супесчано-суглинистые грунты, подстилающиеся галечниками. Здесь конгломераты по сравнению со средними грунтами имеют приращение 0,5 балла.

ИЗМЕНЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКОЙ ИНТЕНСИВНОСТИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ МОЩНОСТИ ТОЛЩИ

При макросейсмическом обследовании Хаитского землетрясения 10 июля 1949 г. С. В. Медведев (1962) установил, что рыхлые наносные пески и супеси (мощностью около 2—4 м), покрывающие плотные коренные скальные известковые породы, по сравнению с наносными грунтами, имеющими большую (более 10 м) мощность, обладали приращением балльности +1.

В одном из районов сел. Аркит на участках, расположенных на коренных выходах «адыров», представляющих собой сцементированные древние аллювиальные отложения и перекрытых тонким слоем покровных мелкоземов, сейсмическая интенсивность землетрясения 2 ноября 1946 г. повышалась с увеличением мощности слоя покровных отложений.

При обследовании результатов Андиканского землетрясения 1902 г. установлены (Бронников, 1910) следующие факторы, характеризующие влияние грунтов на степень повреждения здания. Здания, основанные на коренных выходах адыров, представляющие собой сцементированные древние речные наносы, разрушались мало. Интенсивность землетрясения постепенно увеличивалась с удалением от адыров.

Повреждение кишлаков, расположенных у подножий адыров, возрастало с увеличением толщи слоя покровных мелкоземов, отрицательное влияние тонкого слоя не наблюдалось. Мощный слой мелкозема не уменьшает сейсмические воздействия на здания, а наоборот, увеличивает.

В результате макросейсмического обследования последствий Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая (Касымов, Джураев, 1978) установлено закономерное изменение сейсмического эффекта на территории г. Газли в зависимости от мощности песчано-глинистых отложений. Интенсивность сотрясения изменялась до 1,5 баллов. Такие же результаты получены при обследовании Ленинабадского (Касымов и др., 1972) и Исфара-Баткенского (Касымов и др., 1977) землетрясений.

При сейсмическом микрорайонировании территории городов инструментальными методами выявлено влияние мощности рыхлых отложений на интенсивность землетрясений, определены спектральные особенности колебания грунтов, сопоставлены амплитуды колебаний по записям сейсмических станций, проанализированы сейсмическая жесткость грунтов для расчета приращений сейсмической балльности, интенсивность высокочастотных микросейсм, а также выявлены спектры приведенных сейсмических ускорений. В результате в 1968 г. Институтом сейсмологии АН УзССР (Касымов и др., 1972) составлена карта сейсмического микрорайонирования, в которую входит территория г. Ташкента в его перспективных границах.

Как известно, мощность лессового слоя в значительной степени определяет величину приращения сейсмической балльности, поэтому

дальнейшие исследования были направлены на отыскание зависимости приращения балльности от мощных рыхлых отложений.

Величины приращения балльности при увеличении мощности лесового слоя, полученные ранее по инструментальным, акустическим и

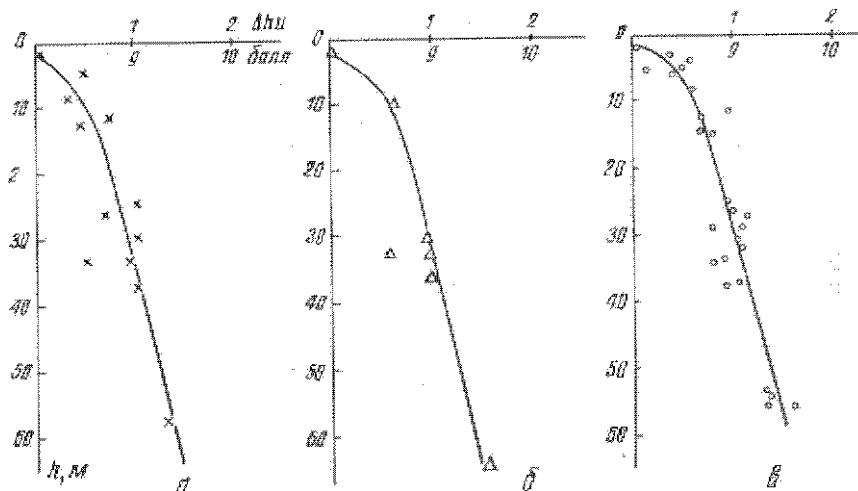


Рис. 10. График изменения интенсивности в зависимости от мощности лессовых пород (г. Ташкент), полученный по инструментальным (а), акустическим (б) и макросейсмическим (в) данным.

макросейсмическим данным, можно осреднить сплошной кривой линией (рис. 10).

Аналогичные данные получены нами при сейсмическом микрорайонировании городов Чирчика, Ангрена, Андижана и гидротехнических сооружений (Касымов и др., 1974, 1975, 1977, рис. 9).

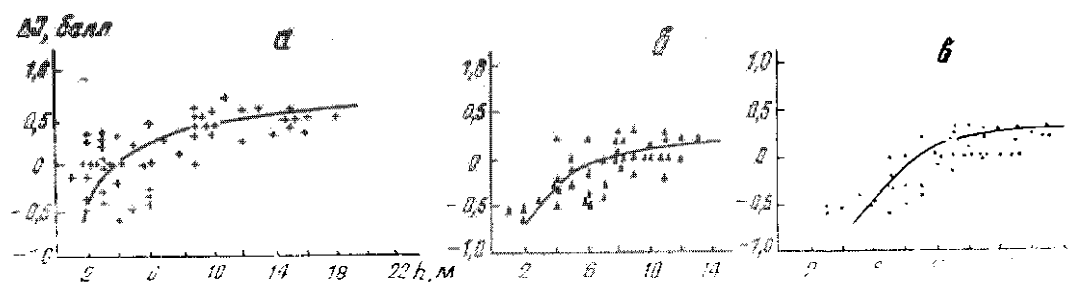


Рис. 11. График изменения интенсивности от мощности суглинков (а), галечников (б) и от общей мощности (в) по гидротехническим сооружениям.

При сейсмическом микрорайонировании территории г. Чирчика приращения балльности определены по записям слабых землетрясений и акустическим жесткостям; г. Чирчик, согласно сейсмическому районированию территории СССР, отнесен к 8-балльной зоне и средним грунтам соответствуют мощные (более 15 м) однородные лессовидные породы с уровнем грунтовых вод глубже 20 м.

В результате проведенных работ (рис. 11) видно, что с уменьшением мощности лессовидных пород приращение сейсмической интенсивности также уменьшается. Например, если в пункте 2 приращение балльности равно нулю, то в пунктах 3, 8, 1, 10, 9, где мощность лессовидных пород от 3 до 5 м, приращение балльности составляет минус

0,3—0,4, а в пунктах 11 и 5 с мощностью суглинков до 2,0—2,5 м приращение минус 0,8—0,9 по сравнению со средним грунтом.

На территории г. Ангрена к средним грунтам отнесены аллювиальные лессовидные суглинки голодностепского комплекса, мощность которых и глубина залегания грунтовых вод более 10 м. На участках, где рыхлые отложения представлены лессовидными суглинками мощностью 5 м, подстилающимися галечниками р. Ангрен, по записям землетрясений и взрывов, а также акустическим жесткостям приращение сейсмической интенсивности составляло минус 0,6—0,9 баллов (рис. 9в).

Таким образом, на основании интерпретации имеющихся фондовых и литературных материалов, а также обобщения материалов личных исследований, установлено, что с увеличением мощности рыхлых отложений (лессовидные породы) приращение сейсмической интенсивности закономерно увеличивается на один балл и больше (рис. 11).

РОЛЬ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ В ИЗМЕНЕНИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ЭФФЕКТА ПРИ ГАЗЛИЙСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ 8 АПРЕЛЯ И 17 МАЯ 1976 г.

Изменение поверхностного эффекта в зависимости от грунтовых условий замечено при исследовании многих землетрясений. Данному вопросу посвящены труды И. В. Мушкетова (1890), К. И. Богдановича (1914), В. Вебера (1903), С. В. Мушкетова (1952) и других исследователей.

Подобные изменения зафиксированы нами при изучении нескольких сильных землетрясений, происшедших на территории Узбекистана и соседних республик за последние годы. Наиболее наглядные примеры изменения балльности в зависимости от грунтовых условий проявились при Газлийских землетрясениях 8 апреля и 17 мая 1976 г. Макросейсмические исследования этих землетрясений, проведенные нами в эпицентральной области и прилегающих к ней районов, показали, что интенсивность сотрясений в пос. Газли, расположенном на эпицентральной расстоянии 36 км (8. IV) и 27 км (17. V) при наличии средних грунтовых условий едва должна была достичь по шкале и системе измерения сейсмической интенсивности 7 баллов (1975) при первом (8. IV) землетрясении и 8 при втором (17. V). Однако в первом случае интенсивность сотрясений почвы в пределах пос. Газли равнялась 8 баллам, а во втором достигла 9 баллов. И в том, и в другом случаях увеличение интенсивности сотрясений в пос. Газли на один балл обусловлена местными неблагоприятными в сейсмическом отношении грунтовыми условиями, характеризующимися неглубоким (0,5—2,0) залеганием грунтовых вод от земной поверхности. Территория пос. Газли на глубину 10—15 м сложена толщей песков, алевролитов и глин. Пески золотые, представлены мелкозернистыми и пылеватыми разностями, сыпучими, в водонасыщенном состоянии обладающими плавучими свойствами.

Мощность песков колеблется от 0,5 до 4,2 м. Песчаники слабосцементированные, рыхлые, при насыщении водой теряют цементационные связи и приобретают свойства плывунов. Мощность их варьирует в пределах 0,5—5 и более метров.

Алевролиты серого и светло-коричневого цвета, в сухом состоянии крепко сцементированные. Распространены локально. Их мощность по данным разведочных скважин 0,5—5,0 м.

Глины серого, светло-зеленого и буровато-коричневого цвета, тонкослоистые, запесоченные. Они распространены на всей территории пос. Газли в основании всех вышеописанных пород. Глины являются региональным водоупором для инфильтрационных грунтовых вод. Мощность глин в данном районе, по литературным источникам, составляет около 100 м.

В вышеописанных грунтовых условиях территории пос. Газли интенсивность сотрясения 8. IV достигла 8 баллов. На рис. 12 показано состояние двухэтажного кирпичного здания после первого землетрясе-

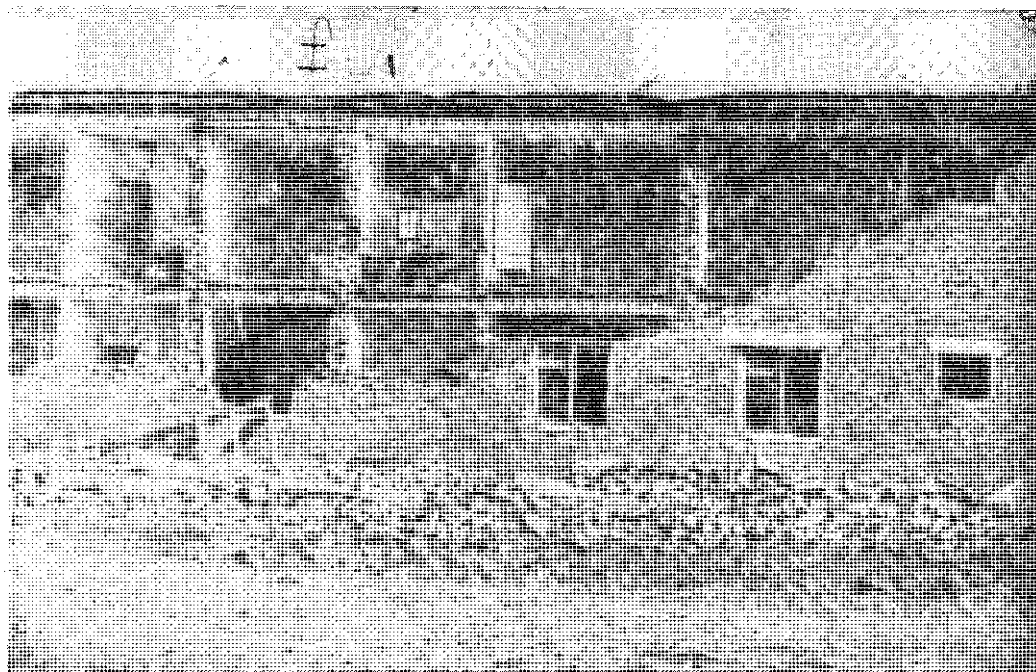


Рис. 12. Характер разрушения здания в пос. Газли от землетрясения 8 апреля 1976 года.

ния и на рис. 13 — то же здание после второго (17. V); сила последнего землетрясения равнялась 9 баллам. Все здания в пос. Газли были построены без применения антисейсмического усиления конструкций, так как этот район до Газлийских землетрясений 1976 г. считался несейсмичным.

Несколько иная картина наблюдается в окрестностях пос. Газли, где иные грунтовые условия. Так, в районе головных сооружений природного газа, расположенном в 9 км севернее от пос. Газли и, следовательно, ближе к эпицентру землетрясений, и где грунтовая вода залегает глубже, при первом землетрясении, судя по местным разрушительным последствиям, интенсивность сотрясений едва превысила 7 баллов. При втором землетрясении она достигла здесь 8 баллов. Аналогичная картина резкого спадения сейсмического эффекта наблюдалась и на противоположной стороне от пос. Газли, где в 7 км расположены каркасные глинобитные дома (типа «сич») центра совхоза им. Свердлова (кол. Ташкудук). Здесь грунты с поверхности сложены крепкими песчаниками. В этом районе сила землетрясения 8. IV составила 8, а 17. V — 7 баллов.

Как известно, в зависимости от силы землетрясения, а также от местных особенностей строения и состава грунтов, на поверхности земли образуются так называемые вторичные деформации, не связанные с тектоническими перемещениями, происходящими в очаге землетрясения. Результаты изучения последствий землетрясений 8. IV показали, что наиболее крупные остаточные деформации наблюдались в эпицентральной зоне, в частности, на дамбе коллектора Северный. Участок дамбы на протяжении 300 м, сложенный насыпным песчано-



Рис. 13. Характер разрушения зданий в пос. Газли от землетрясения 17 мая 1976 г.

глинистым грунтом, был сильно нарушен (рис. 14). Ширина трещин доходила до 0,5 м при видимой глубине 1,0—1,5 м. При макросейсмическом изучении землетрясения 17. V выявлено, что на этот раз наиболее сильные нарушения на поверхности земли произошли на увлажненном и на насыпном побережьях озера и его разливов, а также на насыпном песчано-глинистом грунте дамбы коллектора. Разрушенный грунт участка дамбы (рис. 15) был еще сильнее раздроблен при землетрясении 17. V. 1976 г.

Сейсмический эффект землетрясения усиливался также в населенных пунктах и на больших эпицентральных расстояниях, расположенных в неблагоприятных грунтовых условиях. Подобный эффект особенно четко обозначен в пунктах вдоль р. Амударьи.

Город Дерганата находится в 120 км к западу от эпицентров Газлийских землетрясений, на левобережье р. Амударьи. Грунты — аллювиальные суглинистые отложения с уровнем грунтовых вод около 2 м. Здесь интенсивность сотрясения почвы была 6—7 баллов при первом и 7 баллов при втором землетрясении. В других населенных пунктах в этом районе, находившихся на более хороших в сейсмическом отношении грунтах, сила землетрясений была примерно на один балл ниже, чем в г. Дерганате.

Приведенные примеры показывают, что изменение интенсивности сотрясений почвы зависит от грунтовых условий, и это выявлено в про-

цессе полевых исследований Газлийских землетрясений 1976 г. Сказанное подтверждается детальными комплексными, макросейсмическими и инструментальными исследованиями, проведенными на территории г. Зарафшан и его окрестностей с целью дифференциации сейсмических



Рис. 14. Деформация в насыпи вдоль коллектора севернее пос. Газ-ли от землетрясения 8 апреля 1976 г.

свойств грунтов на указанной территории, на чем остановимся несколько подробнее.

После Газлийского землетрясения 8 апреля 1976 г. на территории г. Зарафшана проведено макросейсмическое обследование последствий



Рис. 15. Деформация в насыпи вдоль коллектора севернее пос. Газ-ли от землетрясения 17 мая 1976 г.

этого землетрясения для определения влияния грунтово-геологических условий на формирование сейсмического эффекта, регистрируемого на поверхности. Результаты обследования показали тесную связь степени и характера повреждений с грунтовыми условиями различных участ-

ков. В целом на территории можно было выделить две зоны, в пределах которых величина сейсмического эффекта различалась на 0,5—1,0 балла.

Участки, относящиеся к первой зоне, характеризуются высоким (4—8 м от поверхности) уровнем стояния грунтовых вод, на них расположены главным образом старые застройки города. В этой зоне в несущих стенах зданий наблюдались многочисленные трещины разного размера и ориентировки. Количество и размеры трещин заметно увеличиваются от нижних этажей к верхним. Ширина трещин в некоторых случаях достигала 8—10 мм.

Во второй зоне, отличающейся более низким уровнем грунтовых вод (глубже 8—10 м), на зданиях таких же типов и конструкций появились лишь волосяные трещины, в основном в подъездных клетках, несущих стенах, по углам комнат и т. п. Лишь в отдельных случаях в несущих стенах появлялись трещины шириной 0,5—1 мм.

Проведенное обследование позволило сделать вывод о том, что проявление Газлийского землетрясения в г. Зарафшане было неоднородным. Величина этого различия на обследованной территории достигала 0,5—1,0 балла и обусловлена наличием обводненных рыхлых древесно-щебенистых грунтов.

Землетрясение 17 мая 1976 г. на территории г. Зарафшан проявилось аналогично.

В этот же период после землетрясения 8 апреля 1976 г. на территории г. Зарафшан, который находится в 140 км к северу от эпицентральной зоны, были организованы инструментальные исследования с целью изучения влияния грунтовых условий на величину сейсмического эффекта на поверхности. Одновременно решалась задача сейсмического микрорайонирования территории города и его окрестностей.

Поверхностные грунтово-геологические условия на территории города в первом приближении можно представить двухслойной моделью. Верхний слой — рыхлые древесно-щебенистые отложения мощностью в среднем 7—10 м. Ниже этого слоя залегает пачка плотных глин. Отличие грунтовых условий различных районов города состоит главным образом в изменении высоты стояния уровня грунтовых вод на 4—8 м от поверхности в пределах старой части города и до 10 и более метров в новых районах и на участках предполагаемой застройки. Рельеф местности относительно спокойный и в расчет не принимался. Наблюдениями были охвачены также участки выходов скальных пород, расположенных за пределами городской территории, но не поблизости от него.

Для одновременной регистрации землетрясений в различных пунктах города была организована временная сеть сейсмических станций. Метод одновременной регистрации слабых землетрясений для решения инженерно-сейсмологических задач в нашей стране широко распространен и освещен в многочисленной литературе (Касымов и др., 1977). Мы приведем краткое описание системы наблюдений обработки данных и некоторые полученные результаты. Всего организовано 7 пунктов наблюдений. Сейсмические станции обеспечили запись землетрясений без существенных искажений в диапазоне периодов от 0,1 до 1,1 сек. Расстояние между пунктами наблюдений не превышало 5 км. В обработку включались только записи афтершоков Газлийских землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г. В этом случае можно считать, что действие очаговой зоны на пути распространения сейсмических волн от очага к сей-

сейсмической станции незначительно и им можно пренебречь, а особенности сейсмических сигналов, зарегистрированных в различных грунтовых условиях, обусловлены самими грунтовыми условиями. Для оценки влияния грунтов на интенсивность сейсмических колебаний рассчитывалось приращение балльности по формуле:

$$\Delta I = 3,3 \lg \frac{A_{\max 1}}{A_{\max 0}},$$

где ΔI — в баллах по шкале МК — 64;
 $A_{\max 1}$, $A_{\max 0}$ — максимальные амплитуды в поперечной волне на сравнительном и эталонном грунте.

За эталонный грунт были приняты сухие дресвяно-щебенистые отложения мощностью 10—15 м. Этим грунтам приписывалась балльность

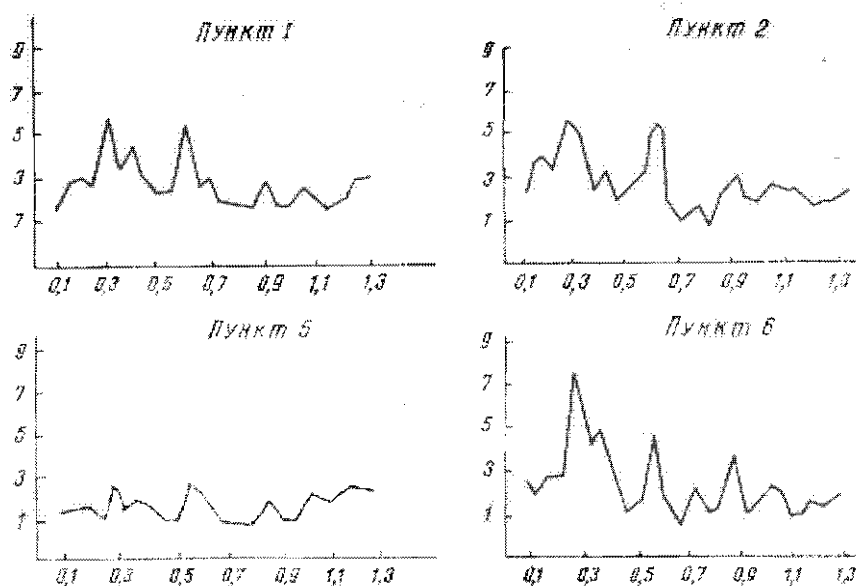


Рис. 16. Частотные характеристики грунтов в различных пунктах наблюдений.

по карте сейсмического районирования СССР с учетом изменений и дополнений 1977 г. Кроме определенных величины приращения балльности, осуществлялась также оценка частотной избирательности грунтов. Для этого рассчитывались частотные характеристики грунтов в различных пунктах наблюдений. Под частотными характеристиками грунтов мы понимаем отношение амплитудных спектров Фурье на исследуемом и на скальном грунтах. Частотные характеристики грунтов показывают, что наиболее опасными на наш взгляд в данных условиях являются колебания с периодом 0,3 и 0,6 сек, что необходимо учитывать проектировщикам (рис. 16).

Результаты проведенных исследований позволяют сделать вывод, что в условиях г. Зарафшана на величину сейсмической интенсивности в первую очередь влияет рыхлый слой дресвяно-щебенистых отложений мощностью 10 и более метров. Причем увлажнение этого слоя приводит к дополнительному ухудшению сейсмических свойств рыхлых грунтов.

Таким образом, на сравнительно небольшой территории только лишь за счет неблагоприятных грунтовых условий сейсмическая интенсивность может увеличиваться на 2 балла, что говорит о большой важности правильного учета строения верхней части разреза.

Сопоставление результатов, полученных инструментальными исследованиями, хорошо коррелируется с приведенными выше данными макросейсмического обследования. Это позволяет с большей уверенностью проводить экстраполяцию выводов, полученных на основании наблюдений за слабыми землетрясениями в области возможных сильных, хотя этот важный вопрос сейсмического микрорайонирования решен далеко не полностью.

ЗАВИСИМОСТЬ СПЕКТРАЛЬНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ГРУНТОВ ОТ НЕКОТОРЫХ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ, ОПРЕДЕЛЕННЫХ ТЕОРЕТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

В последнее время широко применяются аналитические методы определения приращения сейсмической балльности. Для этого обычно необходимо задать сейсмическое возмущение в виде импульса или спектра колебания и идеализированную среду, через которую распространяется исследуемый импульс. Необходимо также знание законов изменения сейсмического сигнала при прохождении через среду. Решение этой задачи в полном объеме довольно сложно.

Сейсмические волны, образующиеся в результате землетрясения, на пути распространения проходят сложный путь. Амплитудно-частотный спектр колебаний на поверхности рыхлой толщи, пишет Е. Ф. Саваренский (1959), зависит от спектрального состава подходящих снизу волн, угла подхода, а также обводненности и физико-механических свойств рассматриваемой среды.

Известно, что волны, распространяющиеся в слое при определенных условиях, интерферируют. При наложении многократных отражений волн суммарная амплитуда (амплитуда интерференционной волны) может в несколько раз превышать амплитуду волны, падающую на нижнюю границу слоя. Выяснилось, что чем сильнее грунты отличаются от подстилающего скального основания, тем четче выделяется преобладающий период и тем резче резонансная кривая.

Если скорость распространения поперечных волн в рыхлых грунтах меньше этой скорости в скальных породах в два раза, то приращение получится выше на один балл. Стало также известно, что данные волн больше мощности слоя и угол подхода волны к нижней границе слоя не превышает 60° . Существует закономерность, заключающаяся в том, что при уменьшении эпицентрального расстояния и увеличении глубины очага резонансная кривая становится более резкой, растут амплитуды резонансных максимумов.

При интерпретации инструментальных данных широко используется модель грунта в виде слоя рыхлых отложений, подстилаемых мощной толщей коренных пород.

В работах (Канаи, 1952; Shima, 1962) рассматривалось влияние слоя, лежащего на полупространстве, на объемные волны, подходящие к подошве слоя.

Для определения влияния перечисленных факторов на спектральные характеристики грунта зададимся соответствующими значениями углов падения волн α , плотности скелета ρ_s и жидкости $\rho_{ж}$ среды, ско-

ростей распространения и продольных V_p и поперечных V_s волн в слоях, а также пористости и некоторыми экспериментальными данными.

Влияние обводненности слоев. Используя методику, изложенную нами в работах С. М. Касимова, А. Соатова и др. (1977), для теоретического исследования влияния некоторых инженерно-геологических условий на спектральную характеристику тонкослоистых пористых сред, насыщенных жидкостью, мы составили модели грунта, где, основываясь на естественных геологических разрезах территорий г. Ташкента, старались приблизить модель к реальным условиям.

Показатель	Первый слой (суглинок обводнен- ный)	Второй слой (песча- ник)	Третий слой (алев- ролит)
Мощность, м	15	35	∞
Плотность, г/см ³	1,7	1,8	2,0
Пористость, %	43	28	24
Скорость волн, км/сек			
V_p	1,2	1,6	2,2
V_s	0,69	0,936	1,266

Используя известные формулы М. А. Био (1962), получаем параметры пористых слоев, насыщенных жидкостью (вода).

Показатель	Первый слой (сугли- нок обвод- ненный)	Второй слой (песча- ник)	Третий слой (алев- ролит)
λm	1,4838	7,3110	12,1572
μm	0,5023	1,4324	2,9390
Qm	0,7323	8,7961	1,0846
Rm	0,5540	0,1065	0,1284
C_{1m}	1,7000	2,2697	3,6953
C_{2m}	0,8563	0,3021	0,7187
C_{3m}	0,6900	0,9360	1,2160
hm	15	35	∞
β_{1m}	1,0714	1,7698	0,8357
β_{2m}	-1,9832	-8,3667	-15,1764

Примечание. λm , μm — упругие параметры пористых сред; Qm — мера сцепления между твердыми и жидкими компонентами при деформации; Rm — мера давления, которая должна быть приложена жидкостью, чтобы заполнить существующие поры; C_{1m} , C_{2m} — скорости продольных волн первого и второго типа; C_{3m} — скорости поперечной волны; β_{1m} , β_{2m} — постоянные коэффициенты пористых сред.

Как показывают исследования некоторых авторов, для интервалов гипоцентральных расстояний описанных землетрясений преобладающая доля энергии выносится на поверхности лучами поперечных волн. В разных регионах угол выхода составляет с вертикалью: до 60° (В. В. Штейнберг), 50—60° (Е. С. Медведева), 57° (Л. М. Плотникова), 50—60° (А. Соатов, С. М. Касимов и др.).

Для рассматриваемого геологического разреза при расчете спектральных кривых угол падения волны принят 50°.

Получив осреднение спектральной характеристики двухкомпонентной среды (рис. 17) наблюдаем пять явно выраженных максимумов, из которых наибольший — на частоте 6,65 гц, остальные соответственно 2,3; 4,1; 7,8 и 9,5 гц. Максимальное значение смещения частиц об-

водненной среды примерно в 2 раза больше, чем смещения однокомпонентной среды.

Влияние мощности слоев. При исследовании влияния мощности слоев на усредненную спектральную характеристику водонасыщенных грунтов было взято четыре варианта слоев, во всех вариантах верхняя толща представлена суглинком, далее песчаники с постоянной мощностью 140 м, которые подстилаются алевролитом.

Рассмотрим вариант I, где верхняя толща суглинка имеет мощность 5 м (рис. 18). Кривая осложнена несколькими слабо выражен-

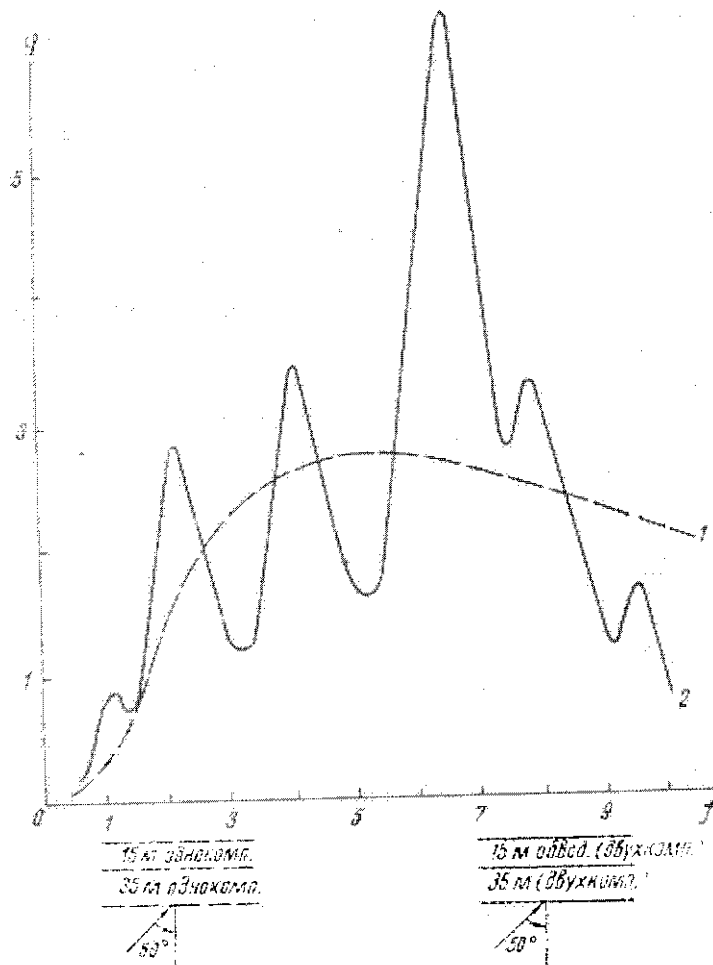


Рис. 17. Сравнение спектральных характеристик двухслойных сред.

1 — однокомпонентная, 2 — двухкомпонентная.

ными максимумами, наибольшие соответствуют частотам 3,2; 4,6 и 6,7 гц.

В варианте II (рис. 18) верхняя толща суглинка равна 10 м. Наблюдается максимум смещения в частотах 1,8; 3,2; 4,6; 6,7 гц. Максимальное значение смещения несколько больше, чем в варианте I.

В варианте III (рис. 19) верхняя толща равна 15 м. Наблюдается три ярко выраженных максимума в 1,8; 6,7 и 8 гц.

В варианте IV (рис. 19) мощность суглинка равна 30 м. Здесь наблюдаются ярко выраженные максимумы в 3,2 и 6,7 гц. Максималь-

ное смещение примерно в 2 раза больше максимума для случая, когда суглинок мощностью 15 м и в 4 раза — когда суглинок 10 м.

Во всех случаях максимальное смещение отмечено в частотах 6,7 гц. Эта частота является резонансной частотой для данного грунта и с увеличением мощности максимальное значение смещения увеличивается.

Влияние слоистости среды. Влияние слоистости среды на распространение упругих волн изучали по трем вариантам геологической модели среды. Породы по разрезу взяты в состоянии естественной влаж-

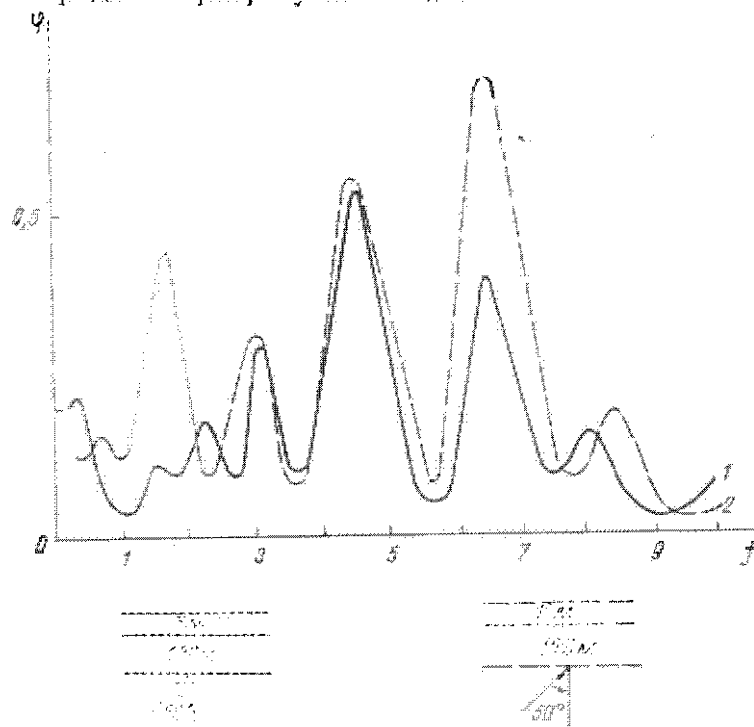


Рис. 18. Влияние мощности слоя на среднюю спектральную характеристику.

1 — 15 м; 2 — 10 м.

ности. Для всех вариантов вычислялась осредненная спектральная характеристика в диапазоне частот от 0,2 до 10 гц, в периодах 0,1—5 см.

Вариант I представлен двумя слоями по 30 м (рис. 20). Максимальное смещение отмечено на частоте 8,4 гц. Кроме того, осредненная спектральная кривая осложнена несколькими максимумами на различных частотах 2,8; 4,75; 6,7; 7,3 гц.

Вариант II включает три слоя по 20 м (рис. 20). Кривая осложнена несколькими максимумами, две из них ярко выражены в частотах 6,7 и 8,4 гц и они примерно в 2 раза больше, чем для варианта I.

В варианте III среда состояла из шести слоев по 10 м (рис. 21). Максимальное значение отмечено на частотах 1,3; 6,7; 8,4; 9,5 гц, она примерно в 2 раза больше 40 м и в варианте II.

Из решения этих вариантов выяснилось, что наибольший максимум наблюдается в случаях, когда среда представлена шестью слоями по 10 м. Здесь необходимо отметить, что наивысшее значение в варианте III примерно в 3 раза больше, чем в I и в 2 раза больше, чем во II.

Кроме того, с увеличением слоистости увеличиваются ярко выраженные максимумы смещения.

Таким образом, теоретические расчеты построения спектров дают возможность рассматривать зависимость спектральной характеристики грунтов от их мощности, обводненности, слоистости.

Зависимости смещения от угла падения сейсмических волн. При исследовании зависимости смещения на свободной поверхности от уг-

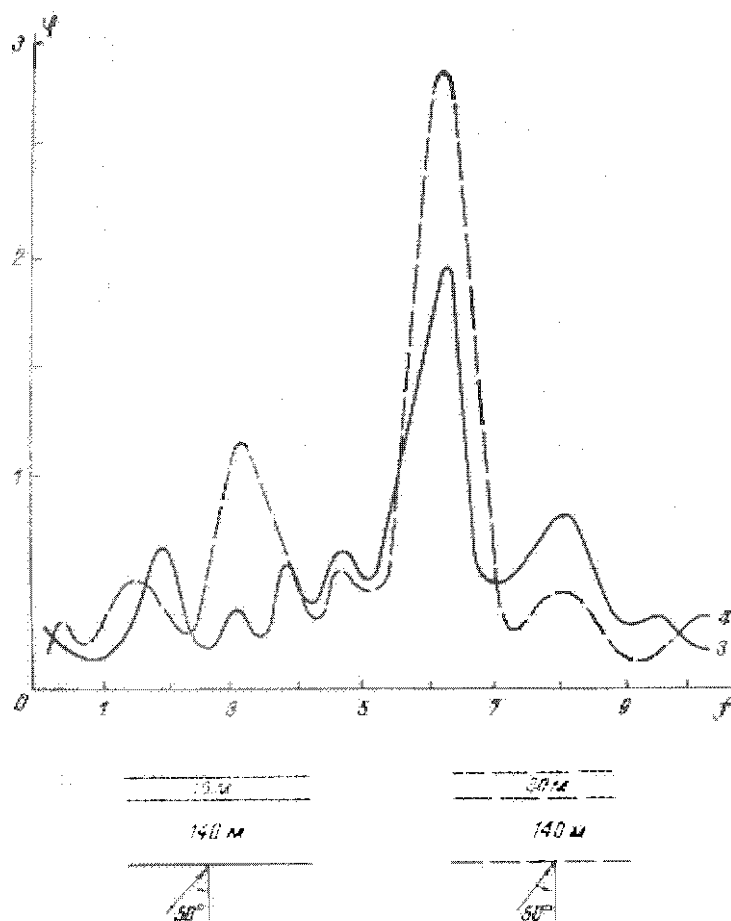


Рис. 19. Влияние мощности слоя на горизонтальное смещение.

3—15, 4—30 м.

ла падения сейсмических волн вышеуказанным методом в основу расчета легли конкретные геологические и инженерно-геологические материалы по скважинам Приташкентского района. Выявлено следующее. С увеличением угла падения поперечных волн амплитуда горизонтального смещения увеличивается неравномерно, а вертикального при этих же условиях имеет обратный характер. В интервале 50° — 60° для эпицентральной скважины Ташкентского землетрясения 1966 г. наблюдается резонансное явление. Это характерно в частотном диапазоне от 3,5 до 8,5 гц, что опасно для строительства сооружений.

В заключение можно отметить, что теоретические расчеты построения спектров дают возможность рассматривать зависимости спектраль-

ной характеристики грунтов от их мощности, обводненности, слоистости и угла падения сейсмического луча. Применение этой методики построения спектров позволило проследить изменение сейсмического эффекта в зависимости от некоторых инженерно-геологических факторов.

1. Максимальное смещение частиц грунта обводненной среды почти в 2 раза больше смещения частиц среды в состоянии влажности.

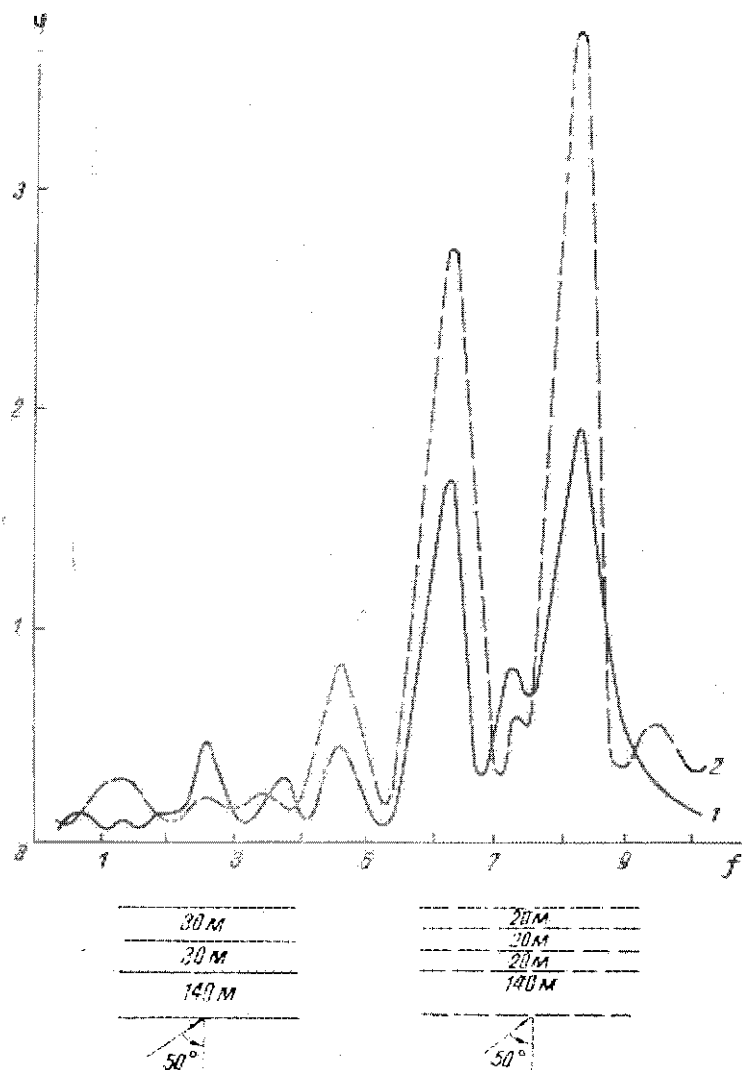


Рис. 20. Влияние слоистости на спектральную характеристику двухкомпонентных сред.

1—двуслойная, 2—трехслойная.

2. Обводненная среда характеризуется несколькими выраженными экстремумами.

3. С увеличением мощности увеличивается амплитуда смещения и она перемещается в низкочастотную область.

4. С увеличением числа слоев увеличивается число экстремумов.

5. Максимальное смещение наблюдается тогда, когда среда представлена 60-метровой толщей, состоящей из шести слоев по 10 м.

Кроме того, колебания грунта зависят от угла падения упругих волн.

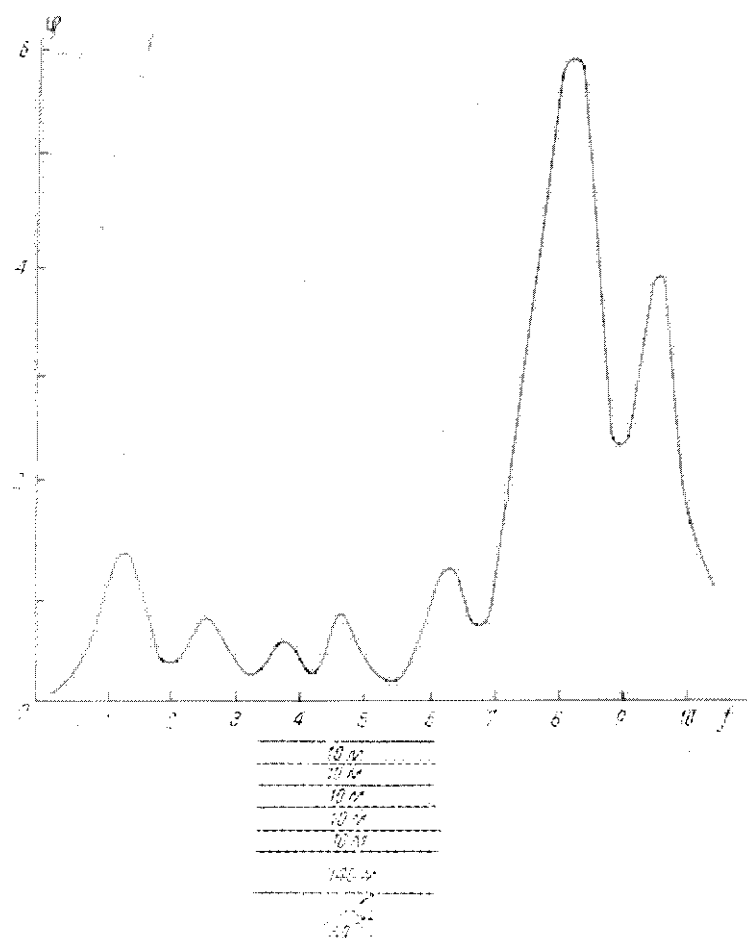


Рис. 21. Зависимость от частоты спектральной хвостовости шестислойной среды.

Резонанс наблюдается при углах падения 50° (В. В. Штейнберг), $50-60^\circ$ (Г. С. Медведова), 56° (М. М. Наоткина), 55° (А. Соатов и др.). В нашей работе все преобразования проводились при угле падения 50° .

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ТЕРРИТОРИИ УЗБЕКИСТАНА

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ПРИРОДНОЙ ОБСТАНОВКИ

Естественно-природные условия и геологическое строение территории республики определяются в конечном счете инженерно-сейсмологическими особенностями, изученными многими исследователями (Тетюхин, 1961; Ибрагимов, 1970; Касымов, 1970; Уломов, 1966; Мавлянов, Исламов, Касымов и др., 1973). Здесь дается краткое их описание.

На юго-востоке Советского Союза, в междуречьи Сырдарьи и Амударьи, расположена разнообразная по природным условиям обширная территория площадью 451,2 тыс. км² (рис. 22).

В формировании инженерно-геологических условий отдельных территорий, участков большую роль играют рельеф, климат, поверхностные воды, почвы, растительность и др., характеристика которых дается по данным некоторых исследователей (Зубкова, Крылов, 1971 и др.).

Рельеф. На территории Узбекистана очень разнообразный рельеф, хотя он и является одной из самых равнинных республик Средней Азии. Поверхность территории республики делится на горную и равнинно-низменную.

Горная область занимает восточную и юго-восточную части республики и представляет собой периферию мощных горных хребтов Тянь-Шаня и Памиро-Алая, чередующихся с межгорными впадинами или открытыми предгорными равнинами с общей тенденцией к снижению их абсолютных высот к западу.

Основными элементами горной области являются системы структур: Чаткало-Кураминская, Нурата-Туркестанская, Гиссаро-Зарафшанская и горные поднятия — Центральный Кызылкум и их разделяющие межгорные и предгорные впадины — Ферганская, Приташкентская предгорная котловина, Сурхандарьинская межгорная впадина и малые внутриворонные впадины — Галля-Аральская, Койташская, Нуратинская, Ариасайская.

Характерные особенности рельефа горной области — чередование горных хребтов и крупных межгорных впадин или открытых предгорных равнин с общей тенденцией к снижению их абсолютных высот к западу, сочетание разнообразных форм микрорельефа различной абсолютной высоты, степени расчленения, крутизны и экспозиции склонов (Зубкова, 1971).

Все это способствует образованию разных инженерно-геологических процессов и явлений, которые сказываются на сейсмических свойствах грунтов.

Современный рельеф этой области сформировался в результате новейших движений. В течение мезозоя и в первой половине кайнозоя

КАЗАХСКАЯ ССР

КЫЗЫЛКУМ

БУХАНТАУ

УЧКУДУК

МОНЕУЛАК

ТАМДЫ

ЗАРАФШАН

ТАШКЕНТ

СЭЛНЦЕ

АНГРЕН

АЛМАТЫ

СЫРДАРЬЯ

ЧАДАК

ЗАРКЕНТ

НАТЕНТАН

АНДИЖАН

БЕРГАНД

ХР. НУРАТАУ

ДЖИЗАХ

БУХАРА

АЯКХИСАЙ

САМАРКАНД

КИРГИЗСКАЯ ССР

ТУРКЕСТАНСКИЙ ХР

ЗАРАФШАНСКИЙ ХР

ГИССАРСКИЙ ХР

ТАДЖИКСКАЯ ССР

ТУРАДАНГ

ДЕРБЕНТ

Д. АРЫСЬ

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

Объекты исследований. Территория геодинамических полигонов: 1—Ташкентский, 11—Ферганский, 111—Центрально-Кизылкумский. Районы площадного детального сейсмостроения: П—восточная часть Ферганской впадины (полгтовления инженерно-геологических основ детального сейсмостроения); П₂—северная часть Ферганской впадины (проектируется на 1979—1981 гг.); П₃—южная часть Ферганской впадины (проектируется на 1981—1982 гг.). Территория городов и поселков. Инженерно-геологическая основа (ИГО): 1—законченные (Ташкент, Чирчик, Ангрен, Алмадык, Зарафшан, Андижан, Наманган, Фергана, Тамды, Учкулук, Джизак, Самарканд, Ягнотль); 2—приводящиеся на 1978—1980 гг. (Бухара, Каган); 3—перспективные на 1981—1982 гг. (Солнце). Сейсмостроения (СМР): 4—законченные (Ташкент, Чирчик, Ангрен, Алмадык, Зарафшан, Андижан, Наманган, Фергана, Тамды, Учкулук); 5—приводящиеся на 1979—1980 гг. (Самарканд, Джизак); 6—перспективные на 1981—1982 гг. (Бухара, Каган, Солнце). Территория гидротехнических сооружений: 7—законченные (Чадак, Чартак, Гиссарак, Рават, Заркент, Акчичай, Шоркуль, Ходжикент); 8—приводящиеся на 1978—1980 гг. (Туполяк); 9—перспективные на 1979—1981 гг. (Обизаранг, Дербент Сурх. обл.). Сейсмостроения (СМР): 10—законченные (Чадак, Чартак, Гиссарак, Рават, Заркент, Акчичай, Шоркуль, Ходжикент); 11—приводящиеся на 1978—1980 гг. (Туполяк); 12—перспективные на 1979—1981 гг. (Обизаранг, Дербент Сурх. обл.).

70

ческих условий способствовали в течение четвертичного периода развитию оледенения, которое оставило заметные следы. Несмотря на усиленное расчленение горной области, с конца третичного времени на некоторых ее участках довольно хорошо сохранились фрагменты древних денудационных поверхностей (Аделунг, 1935; Синицын, 1937; Скворцов, 1949 и др.).

Равнинно-низменная область включает в себя Бухаро-Каршинскую степь, дельты Зарафшана, Кашкадарьи, Акчадарьи, Сарыкамышья, современную дельту Амударьи, плато Устюрт и пустыню Кызылкум.

Анализируя вышеописанные элементы рельефа, можно отметить приуроченность природных геологических, инженерно-геологических процессов и явлений к отдельным формам рельефа. Так, одновременно с интенсивным тектоническим воздыманием горной области протекает процесс выветривания, в результате чего разрушаются древние массивные скальные породы, образуя обломочный материал. Он путем постоянных и временных водотоков переносится в более низкие отметки и аккумулируется, образуя за геологический период мощный четвертичный покров. Именно поэтому Г. А. Мавлянов (1958) называет горную область своего рода фабрикой, где подготавливается исходный материал для формирования поверхностных отложений.

«Вертикальные движения земной коры, — пишет В. В. Белоусов — (1954) определяет размещение областей поднятий и прогибаний», т. е. ход размыва и накопления. Они в основном определяют также количество обломочного материала, поступающего в области накопления и распределения его по площади. Скорость прогибания в области накопления по отношению к скорости при выносе обломочного материала определяет длительность пребывания этого материала в соприкосновении с движущей средой (чаще всего с водой) и длительность его перемывания и перераспределения, что влияет в конечном счете на величину зерен, их окатанность, сортировку и минералогический состав, а также на мощность накапливающихся осадков. Этим обусловлено и формирование различных по составу, строению и мощности генетических типов четвертичных образований.

Около 70% территории республики занимает равнинно-низменная область, представляющая собой в геолого-структурном отношении часть эпигерцинской платформы (Рыжков, Давлятов, 1959). Рассматриваемая область в мезо-кайнозойское время неоднократно испытывала трагсессию, в результате которой отлагались мощные, горизонтально залегающие толщи. Именно такое залегание морских отложений, а также засушливость климата сыграли важную роль в формировании современного рельефа. В равнинной области в зависимости от рельефа и климата протекают различные геологические и инженерно-геологические процессы и явления.

Таким образом, рельеф территории Узбекистана сочетает высокие горные хребты с разделяющими их крупными межгорными впадинами, переходящими на западе и северо-западе в равнинные просторанства, что, безусловно, связано с ее геологическим развитием и современным комплексом природного фактора.

В связи с этим при определении инженерно-геологических условий территории необходимо изучать один из определяющих ее факторов — строение поверхности земли.

Климат. Климат Узбекистана обусловлен его географическим положением — засушливость и аридность, продолжительное сухое и знойное лето, прохладная осень и нехолодная малоснежная зима.

Поверхностные воды. Узбекистан — часть бессточного бассейна Аральского моря (реки Амударья и Сырдарья), характеризуется отсутствием, за редким исключением, поверхностного стока в равнинно-пустынной области, значительная его площадь расположена в горной области.

Направление течения рек горной области совпадает с общим широтным простираанием большинства горных хребтов.

Реки отличаются крутым падением, быстрым, а иногда бурным течением, интенсивной глубиной эрозией. Производя огромную работу, реки несут массу материалов и отлагают их у подошвы гор, образуя мощные конусы выноса.

Почвообразование и растительность находится в неразрывной генетической связи с природными условиями Узбекистана.

Развитие лугового, лугово-болотного и болотного почвообразовательных процессов, явления вторичного засоления почв и солевой режим обычно связаны с грунтовыми водами, которые, в свою очередь, в той или иной степени зависят от состава почв и характера почвообразовательного процесса.

О литологическом строении четвертичных отложений того или иного района можно судить по характеру распространения растительного покрова. Почвы имеют связь с грунтовыми водами. Равнинная часть (более 70% площади республики) с характерной для нее климатической обстановкой представляет собой пустынную зону с соответствующей почвой и растительностью пустынного типа.

Важное гидрогеологическое и инженерно-геологическое значение растительного покрова заключается в том, что растительный покров в горах способствует ускорению выветривания и тем самым создает условия для образования рыхлых отложений за счет разрушения коренных пород, а геоморфологические же условия определяют направление миграции продуктов выветривания горных пород, что находит отражение в почвенном покрове. В процессе своей жизни растения, распуская громадное количество воды, растворяя соли и минералы, способствуют тому, что грунты вырабатывают своеобразную структуру.

ОСОБЕННОСТИ ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Глубинное строение. Поскольку эффект землетрясений на поверхности земли функционально зависит от эпицентрального расстояния и некоторые очаги землетрясений связаны с глубинным строением земной коры, необходимо рассмотреть, какова их общая обстановка. В связи с тем, что достоверные материалы о глубинном строении земной коры по сейсмологическим данным имеются только для Восточного Узбекистана, дается характеристика только этой части республики.

По данным В. И. Уломова (1972), в пределах рассматриваемой территории выделен ряд вступлений сейсмических волн. Наиболее четкими и коррелируемыми оказались преломленные волны P , P^* и P^0 . Они их соответственно связывает с подошвой земной коры, границей между условно выделенными «гранитным» и «базальтовым» слоями и поверхностью кристаллического фундамента.

В пределах Чаткальских гор земная кора имеет следующие скорости распространения волн: $V_p = 7,9$ км/с; $V_p^* = 6,4$ км/с и $V_p^0 = 6$ км/с.

Несколько большие значения получены В. И. Удомувым для территории Центрального Узбекистана (профиль Джизак—Кулдук): $V_p = 8,2$ км/с, $V_p^* = 6,7$ км/с.

Результаты исследований показали, что чаткальская и кураминская подзоны резко отличаются друг от друга строением основных границ раздела в данной коре. Земная кора в Чаткальской подзоне погружена

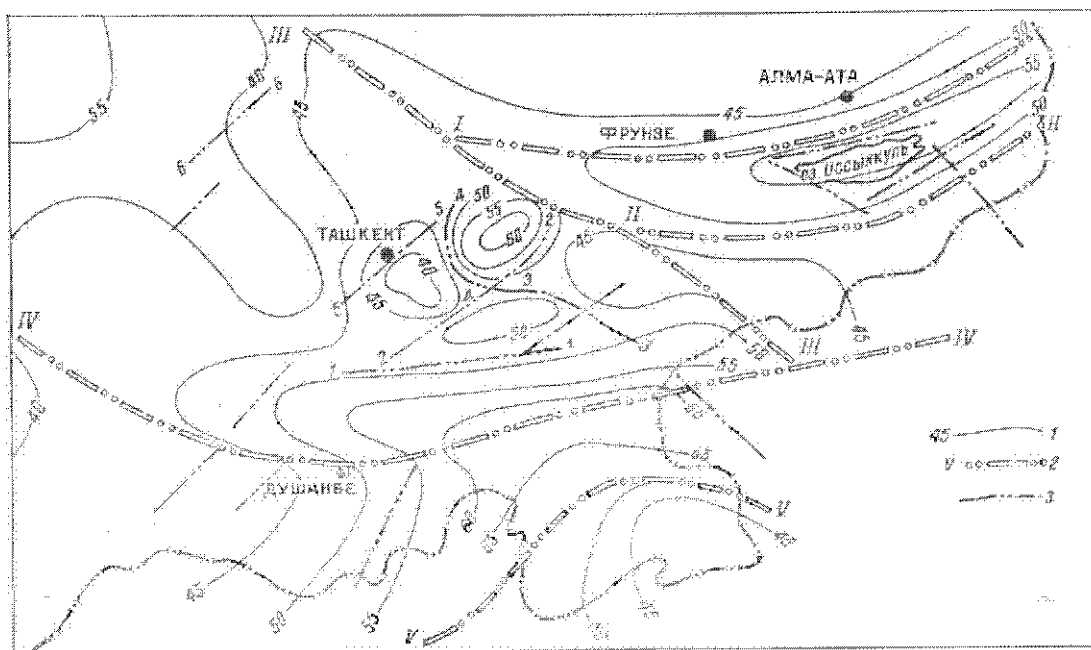


Рис. 23. Глубинное строение земной коры восточной части Средней Азии (по Удому).

1—изогипсы поверхности Мохоровичича (км от ур. моря), 2—оси простираения крупных зон глубинных разломов: I—Северо-Тяньшанская зона, II—Нарынская, III—Таласо-Ферганская, IV—Южно-Тяньшанская, V—Центрально-Памирская; 3—оси простираения второстепенных сейсмических разломов и флексури-разрывных зон: 1—Южно-Ферганская, 2—Северо-Ферганская, 3—Восточно-Ферганская, 4—Кумбильская, 5—Каржантауская, 6—Кзылджумская.

на глубину 60—65 км, имеет большую мощность гранитного слоя. В Кураминской подзоне мощность достигает 49 км (рис. 23).

В Ферганской межгорной впадине в районе Ферганы поверхность «базальтового» слоя имеет с максимальным поднятием границы Конрада — 10 км. К югу мощность «гранитного» слоя резко увеличивается, достигая на территории Таджикистана 30—35 км.

Подобное погружение границы Конрада наблюдается на северо-западе Ферганской впадины.

Поверхность Махоровичича к юго-западу от г. Ташкента плавно погружается и конфигурация основного раздела в земной коре в западной и южной частях Приташкентского района имеет синклиналичную форму. Мощность земной коры в Западном и Центральном Узбекистане $h = 40$ км.

Восточный Узбекистан разделен Е. М. Бутовской (1974) на 8 блоков. Эти блоки различаются между собой по изменению мощности ле-

жащего на поверхности гранитного слоя: Фергано-Чаткальский и Восточно-Ферганский блоки — 12—14 км, Приташкентский — 10—14 км, Кураминский — 12 км.

Гранитный слой характеризуется небольшими изменениями мощности на различных блоках: Фергано-Чаткальский, Восточно-Ферганский — 20—25 км, Центрально-Ферганский, Западно-Ферганский, Западно-Чаткальский, Южно-Ферганский — 15—20 км, Приташкентский — 10—12 км, Кураминский — 10—25 км. Базальтовый слой характеризуется следующими мощностями на различных блоках: Фергано-Чаткальский и Восточно-Ферганский — 10—15 км, Курамино-Кызылкумский блок имеет наименьшую толщину земной коры — 35—40 км. Под Сырдарьинским и Бухарским блоками земная кора немного утолщается до 40—45 км. В пределах Бухарского блока поверхности гранитного и базальтового слоев вероятно, ступенеобразно погружаются и под Амударьинским блоком достигают глубины 25—30 и 45—50 км соответственно. На всем протяжении юго-восточной границы выделенных блоков мощность земной коры в сторону орогена заметно увеличивается, достигая в Центральном Памире 70 км, в Южном резко уменьшается до 45—50 км (Уломов, 1966).

Результаты этих исследований, их тщательный анализ, а также выявление связи между сейсмичностью, сеймотектоникой, глубинным строением земной коры и ее современными тектоническими движениями позволяет решить задачу по составлению новой карты сейсмического районирования всего Узбекистана.

Особенность строения блоков Восточного Узбекистана заключается в различном значении величин мощностей слоев, лежащих выше поверхности «гранитного» слоя.

До недавнего времени обширные районы Западного Узбекистана считались не сейсмоактивными. Однако проявление интенсивного трещинообразования на поверхности земли Тамдыбулака (Каржаув, Уломов, 1966), а также обнаруженная здесь корреляция медленных современных тектонических движений, дали возможность территорию Западного Узбекистана отнести к числу сейсмоактивных районов.

Для выяснения сейсмичности были организованы стационарные сейсмические станции в пунктах Кулкудук, Тамдыбулак, Нурата и Джизак.

В результате изучения проявления землетрясений в восточной части Туранской плиты и области перехода к смежному орогену следует отметить единство сейсмических явлений, их взаимосвязь и взаимообусловленность.

Представление о глубинной структуре территории Западного Узбекистана составлено в результате анализа существующих данных по глубинному сейсмическому зондированию, сейсмологии, магнитометрии, гравиметрии, а также сведений по тектонике.

На основе имеющихся данных земная кора, по данным В. И. Уломова (1972), на территории Западного Узбекистана состоит из четырех блоков: Сырдарьинского, Курамино-Кызылкумского, Нурата-Тамдынского и Амударьинского. Эти блоки располагаются вдоль глубинных разломов северо-западного простирания: Чардарьинская система разломов проходит между первым и вторым блоками, Джизакский разлом — между вторым и третьим, Бухарская система разломов — между третьим и четвертым блоками. За последнее столетие в первом блоке произошло два крупных землетрясения с $M=7,5$: Каратагское 1907 г.

и Чаткальское 1947 г. Кроме того, отмечено проявление большого количества более слабых землетрясений. На карте эпицентров и сейсмической активности этот блок выражен особенно четко.

Строение и соотношение мощностей земной коры на выделенных блоках на территории Западного Узбекистана представляются в следующем виде (рис. 23).

Допалеозойские и палеозойские отложения. Геологическим строением Узбекистана занималась большая армия геологов. Одни изучали отдельные вопросы, регионы, площади, участки, другие обобщали их материалы.

В геологическом строении Узбекистана принимают участие отложения от протерозоя до современных. В горных районах и останцах на равнине они выходят на поверхность, на огромных равнинах Туранской плиты и межгорных впадинах залегают на больших глубинах и перекрываются комплексом рыхлых пород мезозоя и кайнозоя.

Докембрийские отложения на территории Узбекистана выделены условно. К ним отнесены магматиты, очковые гнейсы, парagneйсы и кристаллические сланцы мощностью до 3000 м, развиты в юго-западных отрогах Гиссарского хребта.

Кембрийские отложения распространены на западном окончании Туркестанского хребта, в предгорьях Гиссарского и Туркестанского хребтов, Тамдытау. Выделяется три отдела кембрийской системы. К нижнему кембрию отнесены темные кремнистые слюдястые, глинисто-известняковые сланцы, мраморизованные известняки, к среднему — темные кремнистые песчаные сланцы, полимиктовые песчаники, эффузивные породы основного состава (Шадымирская свита), кремнистые, песчаные сланцы, полимиктовые песчаники с линзами серых битуминозных кристаллических известняков (сумотанская свита).

Верхний кембрий — кремнистые глинистые сланцы, доломиты, алевролиты, песчаники и известняки. Общая мощность до 1000 м.

Отложения ордовика на юге Узбекистана представлены терригенно-карбонатными породами, мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев, известняками.

В юго-западной части Пскемского хребта разрез ордовикских отложений сложен переслаивающимися кремнистыми породами с песчаниками, алевролитами, аргиллитами. Общая мощность от 400 до 700 м.

Силурийские отложения на территории Узбекистана занимают значительные площади.

В разрезе силура Туркестано-Алайской подзоны (Тамдытау, Северный Нуратау и др.) установлены четыре свиты.

1. Сюгетская (ландовери — нижний венлок), сложена пестроцветными сланцами с линзами перекристаллизованных битуминозных известняков, мощность 300—400 м.

2. Архакарийская (венлок) состоит из кварцитовидных песчаников с прослоями глинистых сланцев, залегающих несогласно на отложениях сюгетской свиты. Мощность 200—600 м.

3. Тульгонская (нижний лудлов) представлена сланцами с прослоями песчаников и линзами известняков. Мощность 600 м.

4. Матчайская (лудлов) сложена в основном доломитизированными известняками, реже сланцами, песчаниками, алевролитами мощностью до 1300 м.

В пределах Зарафшано-Туркестанской подзоны в составе силурийских отложений выделены две несогласные толщи. Зарафшанская толща (ландоверн — низы лудлова) сложена песчаниками, алевролитами сланцами с прослоями известняков мощностью до 2900 м. Туркестанская толща (лудлов) состоит из терригенных и карбонатных накоплений мощностью до 750 м.

Для Зарафшано-Алайской подзоны в составе силурийских отложений выделены две свиты: Мокшевитская (верхний ландоверн — венлок), сложенная сланцами, кварцитами, конгломератами мощностью до 1000 м; аргатская (лудлов), состоящая из карбонатных пород мощностью свыше 1000 м.

Девонские отложения на территории Узбекистана развиты широко. В пределах Чаткало-Кураминской горной системы они преимущественно состоят из доломитов, известняков, мергелей с прослоями сланцев, реже эффузивов и туфов среднего и кислого состава мощностью до 5000 м. В горах Моголтау среднедевонские отложения подразделены на следующие свиты. Манрапская (эйфель) сложена конгломератами — пуддингами, мелкозернистыми песчаниками и песчано-глинистыми отложениями мощностью 850 м, мергелями, известняками мощностью 125 м. Карамазарская (живет) свита состоит из глинистых известняков с прослоями доломитов, комковатых слоистых известняков мощностью более 400 м. Отложения верхнего девона в горах Барактынтау подразделяются на джарбулаксую и барактынескую свиты. Джарбулакская (франская) представлена часто чередующимися серыми и темно-серыми доломитами и серыми и светло-серыми известняками мощностью 580 м. Барактынская (фаменская) свита сложена в основании слоями мелкообломочных известняков с включениями хорошо окаменевшей гальки, которая выше по разрезу сменяется серыми тонкослоистыми известняками мощностью более 200 м.

В Кызылкумах в пределах Кульджуктау нижнедевонские накопления залегают с размывом на верхнесилурийских образованиях (балпантауская свита), представлены чередующимися светло-серыми и серыми мраморизованными известняками и доломитами мощностью 1000 м. Среднедевонские отложения сложены темно-серыми, серыми известняками (эйфель) мощностью до 500 м (Кульджуктау). Живетский ярус представлен разногачечными известняками, конгломератами в основании, серыми, темно-серыми битуминозными известняками и доломитами общей мощностью около 400 м (Тамдытау). Верхнедевонские отложения представлены толщей переслаивающихся темно-серых, серых мраморизованных известняков, конгломератами, доломитами общей мощностью около 700 м (Тамдытау). В Зарабулак-Зияетдинских горах девонские отложения сложены довольно однородной толщей карбонатных пород: мраморов, известняков и доломитов общей мощностью около 2000 м. В бассейне реки Сох к девонским отложениям отнесены яхская и араванская свиты, представленные диабазами, диабазовыми порфиритами, туфами с прослоями алевролитов, песчаников, известняков и кремнистых пород мощностью до 2000 м. Девонские отложения в восточной части Султануиздага состоят из мраморов, алевролитов, аргиллитов, кварцитов, сланцев, андезитовых порфиритов, туфов, туффитов и гнейсов общей мощностью до 3000 м. В западной части Султануиздага — это порфириты, диабазы, кварцевые порфиры.

альбитофиры и туфы с редкими линзами известняков, сланцев и песчаников мощностью до 3500 м.

Каменноугольные отложения распространены весьма широко и имеют пестрый литологический состав.

В пределах Чаткальского, Кураминского, Туркестанского и Алайского хребтов нижнекаменноугольные образования сложены известняками, доломитами, мергелями, кремнистыми сланцами мощностью до 4500 м. В северной части Гиссарского хребта к этому возрасту отнесены песчаники, сланцы, известняки и кремнистые породы мощностью до 1400 м. Нижнекаменноугольные отложения в горах Кульджуктау состоят из конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, сланцев с прослоями и линзами известняков и кремнистых пород. В северной части гор Букантау отложения существенно терригенные — внизу песчаник и сланцы (500 м), выше диабазы и спилиты с линзами кремнистых пород, известняков, песчаников, алевролитов мощностью до 1000 м.

Среднекаменноугольные образования распространены также широко в Чаткальском, Кураминском, Пскемском хребтах — это известняки, сланцы, мергели, песчаники, конгломераты, порфириды, туфы, порфиры, фельзиты, альбитофиры общей мощностью до 4000 м. В высоких предгорьях Алайского и Туркестанского хребтов, в южном Нуратау и на северном склоне Гиссарского хребта среднекаменноугольные отложения сложены толщей известняков с прослоями и линзами бокситов мощностью 200—1000 м. В области низких предгорий Туркестанского хребта и Нуратинских гор прослеживается толща переслаивающихся конгломератов, песчаников, сланцев и известняков общей мощностью более 2000 м. В северном Нуратау внизу залегают известняки, а сверху — аргиллиты и сланцы с линзами известняков, алевролитов, песчаников и гравелитов общей мощностью до 750 м. В южных отрогах Гиссарского хребта — это мощная толща (5000 м) переслаивающихся алевролитов, песчаников, туфов, порфиритов, фельзитов, спилитов. В Центральном Кызылкуме среднекаменноугольные образования представлены толстослоистыми известняками с бокситами в основании мощностью более 300 м (Мурунтау, Тамдытау). В горах Букантау к ним отнесена мощная толща переслаивающихся конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов, аргиллитов с линзами известняков мощностью около 5000 м.

Верхнекаменноугольные отложения развиты только в Чаткало-Кураминской горной системе и Гиссарском хребте. В Чаткало-Кураминской горной системе они выделены в оясайскую свиту, сложенную переслаивающимися лавами, туфолитами, лавобрекчиями, туфами, туфобрекчиями общей мощностью 500—2000 м. В южных отрогах Гиссарского хребта эти отложения представлены конгломератами, песчаниками, алевролитами, известняками, сланцами мощностью до 2100 м.

Пермские отложения. Нижнепермские образования на юго-восточном склоне Чаткальского хребта сложены конгломератами, песчаниками, алевролитами с прослоями известняков общей мощностью до 1600 м. В северной части Чаткальского хребта и в горах Каржантау к нижнепермским образованиям отнесены порфириды, порфиры, конгломераты, песчаники, туфоконгломераты, мергели, алевролиты, аргиллиты, туфы, лазы и агломераты общей мощностью до 2500 м. В Туркестанском хребте они представлены толщей переслаивающихся

ся мергелей, известняков, алевролитов, песчаников и глин мощностью 1500 м.

Верхнепермские отложения в Чаткальском и Курамынском хребтах сложены порфиритами, порфирами, туфами, туфолавами, спидитами, песчаниками, сланцами мощностью 300—1300 м. В Туркестанском хребте — это конгломераты, брекчин, песчаники, глины и мергели с прослоями эффузивов, известняков и углей общей мощностью более 1000 м.

Мезозойские отложения в пределах Узбекистана представлены триасовой, юрской и меловой системами.

Триасовые отложения занимают наименьшую площадь. В юго-западном погружении Гиссарского хребта нижнетриасовые отложения выделены в составе Ханакинской свиты, сложенной конгломератами, песчаниками, глинистыми известняками, мергелями, туфами, кварцевыми порфирами мощностью до 3000 м. А отложения верхнего триаса представлены в составе санджарской бокситоносной свиты, сложенной гравелитами, брекчиевидными конгломератами, песчаниками, алевролитами с трещинами усыхания и бокситовыми породами общей мощностью до 70 м.

В Южной Фергане в составе мадыгенской свиты выделены отложения нижнего триаса, которые сложены толщей аллювиально-пролювиального происхождения — конгломераты, брекчин, глины с галькой, алевролиты с трещинами усыхания и опоквидные породы мощностью 250—280 м. В составе камышбаинской свиты выделены верхнетриасовые отложения, которые несогласно залегают на отложениях палеозоя и нижнего триаса и представлены толщей аллювиально-пролювиального происхождения, состоящей из конгломератов, песчаников, глин мощностью от 20 до 190 м.

В Северной Фергане в районе Аркита в нижней части Сарыкамьинской свиты выделены отложения верхнего триаса. Эти отложения представлены толщей песчаников, углистых аргиллитов с прослойками углей и слоистых алевролитов мощностью от 20 до 100 м.

В Курамынском хребте к нижнему триасу условно отнесены вулканиты кызылнуринской свиты, сложенные красными лавитами, порфирами, лавитами, лавами, туфолавами, туфобрекчиями.

Юрские отложения сравнительно широко распространены и наиболее полно представлены на юго-западе Узбекистана.

В пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта в составе юрских отложений по литологическому составу выделяются три формации.

Нижняя угленосная, карбонатная, верхняя соляно-ангидритовая. Эти толщи подразделены на следующие свиты: гурудскую (нижний лейас — нижний бат), байсунскую (верхний бат — нижний келловей); гиссарскую (келловей — оксфорд), гаурдакскую (кимеридж — титон) и частично карабильскую (титон — нижний мел).

Гурудская свита представлена в основном континентальными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями угля, мощностью 550—600 м.

Байсунская свита сложена осадками мелководного морского бассейна: известковистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, мергелями, песчанистыми известняками мощностью до 200 м.

Гиссарская свита состоит из морских массивных и плитчатых известняков, брекчированных, доломитизированных, мощностью до 300 м.

Гаурдакская свита представлена лагунными отложениями, гипсами, ангидритами с прослойками известняков. На западе встречаются мощные пласты каменной и калийной соли мощностью до 800 м.

Карабильская свита складывается континентальными отложениями: красноцветными алевритами, песчаниками, конгломератами мощностью до 200 м.

Юрские отложения обнажаются в ядрах и на крыльях альпийских структур вдоль границы Ферганской депрессии. Эти отложения залегают с отчетливо выраженным несогласием на более древних отложениях и подразделяются на лейас, доггер и мальм.

Отложения лейаса состоят из конгломератов, гравелитов, песчаников, серых глин и углей мощностью до 550 м. Доггер представлен серыми мелкозернистыми песчаниками, алевритами, глинами, угленосность их меньше, чем в нижнем отделе, мощность 15 м. Мальм распространен ограниченно, в основном в связи с проявлением рашне-мезозойской эрозии, представлен красными гравелитами, песчаниками, конгломератами мощностью до 400 м.

В Приташкентском районе юрские отложения наиболее полно изучены в Ангренской впадине. Они подразделяются по литологическим особенностям на ангренскую (лейас, доггер) и джигристанскую (мальм) свиты. Ангренская свита сложена углями, глинами, песчаниками мощностью до 230 м. Джигристанская свита представлена пестроокрашенными каолиновыми глинами с прослойками кварцевых песчаников и алевритов мощностью до 60 м.

Меловые отложения в Узбекистане распространены широко и залегают согласно на юрских, несогласно на палеозойских отложениях.

В пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта граница между юрскими и меловыми отложениями проводится внутри отложений Карабильской (титон—валанжин) свиты. Стратиграфически выше залегает альмурадская (валанжин) свита, сложенная красноцветными глинистыми осадками с подчиненными пластами песчаников, алевритов, гипсов, мощность до 140 м. Кызылташская (готерив) свита в нижней части представлена красноцветными глинисто-алевритовыми осадками, в верхней части — алевритами с пластами песчаников мощностью 80—140 м. Окузбулакская (баррем — нижний апт) свита в нижней части складывается лагунными осадками, представленными красными глинами, переслаивающимися с песчаниками и гипсами; выше залегают морские осадки, глины, песчаники с прослойками известняков, ракушняков; в верхней части свиты залегают лагунные осадки, состоящие из красноцветных глин, бурых алевритов и гипсов; мощность 160 м. Калигрекская (верхний апт) свита представлена глинами с пластами маломощных песчаных известняков и прослойками песчаников мощностью до 70 м. Альбские отложения складываются преимущественно морскими осадками, представленными серыми глинами, светло-серыми известняками, песчаниками общей мощностью 490 м. Верхнемеловые отложения в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта изучены наиболее досконально. Сеноманские отложения представлены глинами, песчаниками, известняками-ракушняками (Тюбегатанская свита), известковыми мергелями с прослойками ракушняков. (Кариансайская свита), желтовато-серыми известняками и известковистыми песчаниками (Тагаринская свита), общей мощностью более 300 м. Туронские отложения состоят из морских осадков — глин, мер-

телей с прослоями известняков-ракушняков и песчаников мощностью более 350 м. Коньяк представлен глинами, мергелями с пропластками известняков-ракушняков мощностью до 150 м. Сантонские отложения сложены однообразной толщей глин с редкими прослоями песчаников, алевролитов мощностью 200—300 м. Кампанские отложения представлены глинами, алевролитами с прослоями известняков, ракушняков мощностью более 300 м.

В пределах Кызылкумов разрез меловых отложений начинается с альбского яруса, который сложен в нижней части зеленовато-серыми алевролитами, глинами и песчаниками, а в верхней — пестроокрашенными глинами и алевролитами мощностью в 110 м. Сенноманские отложения состоят из пестроокрашенных конгломератов, гравелитов, песчаников, зеленовато-серых глин мощностью до 70 м, несогласно залегающих на палеозойских отложениях (Букантау), либо с размывом на альбских (Кульджуктау). Туронские отложения представлены в нижней части глинами, алевролитами, в верхней — пестроокрашенными песчаниками и алевролитами, которые с размывом залегают на зеленых глинах нижнего турона; мощность более 110 м. Сенон состоит из зеленых глин, мергелей, песчаников, алевролитов мощностью более 200 м.

В пределах Бухаро-Каршинской области стратиграфический разрез следующий. Неоком-апт состоит из континентальных глинисто-песчаных отложений, роль глин возрастает в более южных частях, мощность их до 350 м. Альб — серые глины мощностью до 300 м. Сенноманские отложения состоят из песчаников с прослоями глин и конгломератов мощностью до 270 м. Турон — на юге преимущественно глины, а на севере — глины и песчаники; мощность до 400 м. Сенон — глины, алевролиты, песчаники мощностью до 400 м. Датский ярус выделяется условно, к нему отнесены глины, ангидриты мощностью до 70—80 м. Мощность рассматриваемых отложений уменьшается к северу и северо-востоку, а вблизи Зирабулак-Знаетдинских гор отдельные горизонты выклиниваются.

В пределах Ташкентских чучей меловые отложения выделяются в составе азатбашской, чанакской и дарбазинской свит.

Азатбашская свита (нижний альб?) состоит из континентальных обломочных пород, брекчий, конгломератов со слабоокатанной галькой с красным глинистым цементом; мощность более 150 м. Чанакская свита (альб — турон) сложена красными песчаниками, песками, глинами, реже конгломератами, известняками, мергелями; мощность до 380 м. Дарбазинская свита (сенон — дат) представлена розовыми, желтоватыми песчаниками, известняками, глинами, мергелями; мощность 100—500 м.

В пределах низовьев Амударьи отложения неокома, вскрытые бурением, сложены полимиктовыми песчаниками или конгломератами с прослоями глин мощностью 40—110 м, которые залегают согласно на юрских и несогласно на палеозойских отложениях. Апт состоит из песчаников с прослоями алевролитов, глин, ракушняков мощностью 130—160 м. Альб состоит из песчаников с прослоями глин и алевролитов мощностью 230—540 м. Сенноман сложен переслаивающимися зеленовато-серым песчаником, глинами и алевролитами, залегающими на размытой поверхности альбских отложений мощностью до 140 м. В Туроне развиты песчаники, алевролиты и глины с прослоями и линзами мелкогалечного конгломерата мощностью 110 м. Сенон представлен

глинами, песчаниками, известняками мощностью 150 м. Датские накопления залегают с разрывом на нижнекомпанских отложениях и сложены белыми известняками мощностью до 10 м.

Разнообразный состав имеют меловые отложения Ферганской впадины. В основании их залегают континентальные породы муанской свиты: глины, алевролиты, песчаники, конгломераты, чаще красных тонов мощностью до 650—700 м. Ляканская свита (сеноман) сложена известняками, доломитами, гипсами мощностью до 160 м. Кызылпильяльская свита (сеноман) состоит из алевролитов, песчаников мощностью до 350 м. Каланчинская свита (сеноман) имеет непостоянный литологический состав, слагается то конгломератами, то песчаниками и глинами с гипсами мощностью до 100 м. Экзогировая свита (сеноман — нижний турон) состоит из карбонатных пород и глин с обилием фауны мощностью 200—250 м. Свита Яловач (турон — сенон) чаще всего представлена красными песчаниками мощностью 300 м. В пестроцветной свите (сенон) чередуются пестроокрашенные глины, алевролиты, песчаники, присутствуют гипсы мощностью 450 м.

Кайнозойские отложения в пределах Узбекистана широко распространены и представлены морскими палеогеновыми кайнозойскими молассама и молассовидными накоплениями олигоцен-антропогенового возраста.

Палеогеновые отложения сравнительно часто обнаруживаются в равнинной и горной частях республики. Палеоген представлен всеми тремя отделами: палеоценом, эоценом, олигоценем.

В пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта разрез палеогена начинается с акджарских слоев (нижний палеоген), представленных пачкой переслаивающихся доломитов и гипсов. Выше по разрезу лежат известняки, доломиты и гипсы, светло-серые глины мощностью 160 м (бухарские слои, верхний палеоцен). Сузакские слои (нижний эоцен) в нижней части сложены темно-серыми, зелеными глинами и алевролитами, выше идут серо-зеленые алевролитовые глины, алевролиты и местами горючие сланцы мощностью до 140 м. Алайские слои (средний эоцен) сложены переслаивающимися известняками, алевролитами и глинами мощностью до 60 м. Отложения верхнего эоцена выделяются в составе туркестанского, ринтанского, исфариинского и ханабадского слоев. Туркестанский слой в нижней части состоит из мергелей, известковистых глин, а в верхней из серых, светло-серых глин мощностью до 120 м. Ринтанский слой сложен песчаниками, гипсами, глинами; мощность 20 м. Исфариинский и ханабадский слои представлены разнообразной толщей глин мощностью до 70 м. Олигоценные отложения в пределах юго-западных отрогов Гиссарского хребта не обнаружены.

В пределах Ферганской впадины отложения палеогена резко изменяются по мощности и литологическому составу. Разрез мощностью 170 м начинается с гипсов, песчаников, известняков, доломитов (бухарских слоев (палеоцен)); выше залегают сузакские слои (нижний эоцен), состоящие из чередующихся красно-бурых доломитовых мергелей и гипсов мощностью более 70 м. Алайские слои (средний эоцен) сложены зелеными мергелями и глинами с прослоями ракушечников, известняков, доломитов общей мощностью не менее 100 м. Верхнеэоценовые отложения представлены зелеными глинами, алевролитами, мергелями, песчаниками, известняками общей мощностью 180 м, выделенными в составе туркестанских, ринтанских и ханабадских слоев. Суммар-

ские (олигоцен) слои сложены малиновыми глинами с розовыми песчаниками мощностью до 100 м.

В пределах Кызылкумов и Бухаро-Каршинской области палеогеновые отложения представлены известняками, доломитами, гипсами мощностью более 100 м. К нижнему эоцену отнесены зеленые и серые глины, песчаники мощностью до 25 м. К среднему эоцену отнесены светло-серые мергели и зеленые карбонатные глины мощностью до 100 м, к верхнему — глины мощностью до 300 м. Олигоцен — розовые и серые глины, песчаники и алевролиты мощностью до 20 м.

На Устюрте и в низовьях Аму-Дарьи к палеогену отнесены песчаники, алевролиты с серо-зелеными и желтыми глинами со светло-серыми известняками в кровле мощностью 20—50 м. К нижнему эоцену отнесена маломощная начка светло-желтых и розовых известняков и мергелей мощностью более 10 м. К среднему — белые плотные мергели и известняки мощностью до 50 м. К верхнему эоцену отнесены светло-серые мергели, зеленые и красные глины. Олигоцен — это 200-метровая толща зеленых глин.

Неогеновые отложения широко распространены как в горной, так и в равнинной частях республики, и представлены миоценом и плиоценом.

Разрез неогеновых отложений в пределах Устюрта начинается с желтовато-серых песков, зеленых слоистых глин, песчаников с прослоями ракушечников мощностью до 90 м аральской (нижний миоцен) свиты, выше залегают кварцево-слистистые, желтовато-серые пески мощностью до 15 м Кинтикчинской свиты (нижний миоцен). Отложения среднего миоцена выделены в составах онкофоловых слоев, тараханского, чаркакского и конского горизонтов, сложенные серыми песками, песчаниками, алевролитами, известняками, мергелями, зеленовато-серыми глинами и прослоями гипсов и ракушечников общей мощностью до 130 м. Сармат (верхний миоцен) состоит из белых мергелей, известняков, глин; мощность до 75 м. Верхний плиоцен представлен серыми глинами и алевролитами мощностью до 20 м (акчагель), песчано-глинистыми породами, грубыми известняками, известковистыми конгломератами мощностью 20—30 м (апперон).

В низовьях Амударьи плиоценовые отложения сложены толщей бурых рыхлых песчаников и слабоуплотненных песков с прослоями серых глин и алевролитов (Зангудская свита), толщей переслаивающихся песчаников и глин общей мощностью до 60 м.

В пределах Кызылкумов миоценовые отложения выделены в составе агитчинской свиты, которая сложена толщей алевролитовых глин континентального происхождения, окрашенных в красно-бурый, кирпично-красный и бурый цвет; мощность 150 м. Плиоцен представлен базильбекской и яксартской свитами. Базильбекская свита состоит из светло-бурых и бурых глин, алевролитов, песчаников мощностью до 100 м. Яксартская свита — красновато-бурые глины с серыми конгломератами, в основании мощность более 500 м. В Бухаро-Каршинской степи в составе неогеновых отложений выделяются каршинская и денгизкульская свиты. Каршинская свита сложена однообразной толщей бурых, светло-бурых глин, глинистых алевролитов с редкими пластами конгломератов мощностью более 400 м (Кунгуртау). Денгизкульская свита сложена серовато-бурыми песчаниками с прослоями бурых глин и конгломератов; мощность более 110 м.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта и Сурхандарьинской впадины миоценовые отложения разделены на следующие свиты (снизу вверх): шырусайскую, сложенную красными, серыми песчаниками, красновато-бурыми алевролитами мощностью более 100 м; камодинскую, состоящую из серых, бледно-розовых песчаников мощностью более 80 м; чильдаринскую, представленную красновато-бурыми глинистыми алевролитами с прослоями серых, буроватых глинистых алевролитов и серых, буровато-серых песчаников мощностью до 800 м; хингоуская и тавильдарьинская свиты сложены красновато-бурыми, бурыми песчанстыми алевролитами с тонкими прослоями буровато-серых, серых глинистых алевролитов и серых песчаников мощностью до 1000 м. В составе миоценовых отложений выделяются карнакская и подзакская свиты. Карнакская состоит из темно-красных плотных алевролитов, песчаников мощностью до 300 м. Подзакская сложена бурыми, светло-бурыми алевролитами с мощными пластами конгломератов мощностью до 900 м.

* В пределах Ферганской депрессии неогеновые отложения подразделены на массагетскую и бактрийскую свиты. Массагетская (средний олигоцен — верхний миоцен) сложена толщей кирпично-красных, темно-бурых песчаников с прослоями глин, алевролитов и конгломератов. Общая мощность свиты Южной Ферганы составляет 200—300 м (в северной Фергане мощность свиты до 2000 м). В Восточной Фергане эти свиты сложены розово- и буро-красными песчаниками с липзами и прослоями гравелитов и конгломератов с подчиненными прослоями глин мощностью 250—270 м. Бактрийская (миоцен — нижний антропоген) сложена серыми конгломератами с прослоями светло-бурых алевролитов и глин мощностью до 1400 м. В центральной части впадины осадки бактрийской свиты трансгрессивно залегают на различных горизонтах более древних толщ.

Четвертичные отложения представлены континентальными образованиями аллювиального, аллювиально-пролювиально-делювиального генезисов. Они подробно описаны Г. Ф. Тетюхиным и А. И. Исмаиловым (1971), характеризуются невыдержанной мощностью и пестрым составом. Развиты преимущественно по долинам крупных рек и представлены конгломератами, галечниками, песками и перекрывающими их лессовидными породами.

Аллювиально-пролювиальные отложения распространены в основном в горной области, представлены конгломератами, галечниками и лессовыми породами конусов выноса.

Пролувиальные образования, представленные мелкообломочными, щебнистыми неотсортированными и лессовидными породами, развиты в основном в предгорных равнинах.

Делювиальные породы преимущественно представлены лессовыми породами и развиты в большей степени на склонах гор и речных долин. Элювиальные породы — мелкоземы с примесью щебня, дресвы и песка встречаются в горах с небольшой мощностью до 1 м.

Эоловые образования — это мелко- и тонкозернистые пески, в основном встречающиеся на равнинах.

Кроме перечисленных континентальных типов пород четвертичного периода имеются породы озерного, морского, химического происхождения.

Схема стратиграфического расчленения четвертичных отложений составлена в соответствии со среднеазиатской схемой (Коетенко, Те-

тиухин, Федоров, 1962), согласно решению Межведомственного стратиграфического комитета (МСК).

Нижнечетвертичные отложения Q_1 (нанайский комплекс) представлены конгломератами, валуно-галечниковыми образованиями, песчаниками, иногда мергелистыми глинами и алевролитами с прослоями серых слабосцементированных и крупнозернистых песчаников, песками и каменным лессом. Во многих случаях породы этого комплекса перекрыты лессовыми породами более молодого комплекса. Они довольно широко развиты преимущественно в предгорных районах в виде обнажений, а в долинной части перекрыты лессовыми породами и галечником. В Ферганской впадине нижнечетвертичные отложения мощностью от 5—6 до 300—600 м встречаются в южной адырной зоне (Тетюхин и др., 1971), а в центральной части к ним отнесена мощная 1500-метровая песчано-глинистая, и отчасти, галечниковая толща.

В Приташкентском районе к ним относится высокая терраса р. Пскема и р. Чирчика (около села Азатбан), мощность их здесь до 150 м. В бассейне Туркестанского и Зарафшанского хребтов отложения Q_1 мощностью более 30 м лежат под лессовым покровом. В Голодной степи породы нижнечетвертичного возраста представлены преимущественно каменным лессом и перекрыты более молодыми бсадками. В бассейне Сурхандарьи развиты выделяемые под названием Кулябского комплекса конгломераты мощностью более 60 м. Конгломераты местами встречаются в районе Термеза и Хаудага. В Джаркургане этот комплекс представлен светло-бурыми мергелистыми глинами и алевролитами с прослоями серых слабосцементированных крупнозернистых песчаников. Мощность конгломератов в бассейне р. Кашкадарьи 5—7 м, а каменных лессов — 30—50 м.

В Зарафшанской впадине эти отложения в восточной части обнажаются у подножий гор. Мощность их от 10 до 60 м. В центральной части они представлены алувиальными валуно-галечниковыми образованиями с линзами песка, суглинка, переходящими в верхних горизонтах в гравийно-суглинистые отложения, слагающие Алтобачинское плато (Шмидт, 1936).

Нижнечетвертичные отложения в долине Амударьи представлены песчаниками, серыми и коричнево-серыми песками с включениями галек, гравия, обломков гальки и глина общей мощностью 250 м.

Среднечетвертичные отложения — Q_{II} (Ташкентский комплекс) на востоке Узбекистана, в Ферганской впадине, в предгорьях представлен лессовыми, а в депрессиях — галечниковыми отложениями. Мощность их соответственно 200 и 400—600 м.

В Приташкентском районе, в бассейнах р. Зарафшана и Кашкадарьи этим комплексом сужены четвертая и пятая надпойменные террасы и предгорная равнина. Мощность их в первом случае 120 м, во втором и третьем — до 250 м. В Сурхандарьинской впадине данным комплексом представлена четвертая терраса Сурхандарьи, Амударьи, Шерабадарьи и пролювиальные шлейфы мощностью до 247 м.

Во многих случаях эти террасы сверху покрыты лессовыми породами, последние также широко распространены в предгорных равнинах.

На западе в Центральных Кызылкумах среднечетвертичные отложения слагают делювиально-пролювиальные шлейфы. Сюда относятся щебни, перекрытые сунесью, общей мощностью 5—5,5 м.

К верхнечетвертичным отложениям — Q_{III} (голландско-тепский комплекс) относятся отложения третьей надпой-

менной террасы р. Сырдарьи, Чирчика, Зарафшана, Кашкадарьи, Амударьи, а также сопрягающиеся более молодые локальные террасы. В Ферганской впадине данный комплекс представлен третьей надпойменной террасой р. Сырдарьи, которая сложена галечниками и перекрывающими их лессовыми породами с различными включениями галек, линз песка и щебня. Мощность их в центральной части более 100 м, в эдирной зоне и в горах — 50—76 м. В центральной части также встречаются пески мощностью до 20 м.

К данному комплексу в Приташкентском районе в долине р. Чирчик отнесены галечники с линзами песка, местами конгломераты, сверху покрывающиеся лессовыми породами. Общая мощность этих отложений в долине Поксма около 100 м, а в долинах Сырдарьи, Келеса, Чирчика и Ангрена — около 60 м. В Голодной степи лессовые породы засолены, засоление преимущественно сульфатное. Мощность лессовых пород от 2—3 до 30—60 м, а подстилающих галечников и песков — 20—50 м. В долине р. Санзара отложения представлены аллювиально-пролювиальными образованиями (галечники, суглинки, пески) мощностью 138 м, а в бассейне р. Зарафшана — 60 м. Данный комплекс составляет все низовья р. Зарафшана — Бухарский и Каракульский оазисы, где мощность достигает 15—20 м.

В горах Нурату к этому комплексу можно отнести пролювий, состоящий из плохо отсортированных галечников и лессовых пород.

В бассейне р. Кашкадарьи породами этого комплекса также сложена третья надпойменная терраса, мощность их в депрессии 30—37 м, а в предгорье от 12 до 26 м.

В бассейне р. Сурхандарьи к верхнечетвертичным отложениям относятся супесчано-суглинистые, песчано-глинистые образования и пески общей мощностью до 100 м.

В долине р. Амударьи — суглинки, пески, подстилаемые галечниками общей мощностью 100 м. В предгорьях Гиссара 10—15-метровая толща валунно-галечниковых отложений отнесена к данному комплексу. Еще южнее этим комплексом представлены конгломераты с линзами алевролита (18—30 м), их перекрывают лессовые породы с линзами глин мощностью 1—3 м.

В Центральных Кызылкумах конгломераты мощностью от 1,5 в горах до 50 м на равнинах отнесены к верхнечетвертичному комплексу отложений, они по мере продвижения от гор к равнине переходят в галечники, которые сменяются песками с прослоями гравия, глины и суглинка.

В нижнем течении Амударьи к перечисленным Q_{III} комплексам относятся отложения Акчадарьинской дельты, представленные серыми песками, покрытыми супесями до 20 м, а на левобережье сложены разупорядоченными песками, глинами, плотными суглинками, песками и алевролитами мощностью 20—40 м.

Также к этому комплексу относятся песчано-щебнистые осадки, образующие деаэриально-пролювиальные шлейфы (Султануиздаг) мощностью около 10 м (Котай, 1960).

К современным отложениям — Q_{IV} (сырдарьинский комплекс) относятся низкие первая и вторая надпойменные террасы и поймы крупных рек Сырдарьи, Амударьи, Чирчика, Ангрена, Санзара, Зарафшана, Кашкадарьи, Сурхандарьи, Ширабаддарьи и др. Эти террасы сложены преимущественно галечниками с прослоями песка, покрытыми суглинками, мощность их не более трех метров. В низовьях Сыр-

дарьи современными отложениями однородным песчано-суглинистым материалом мощностью до 20 м представлена Приаральская дельта.

Нерасчлененные четвертичные отложения (Q) — это широко распространенные эоловые пески Кызылкума. Возраст их определяется возрастом подстилающих пород. Здесь широко развиты верхние плиоценовые образования, поэтому возраст песков варьирует в широком диапазоне. Мощность их 5—20, иногда достигает 40 м. Такие пески, только в меньшей степени, также имеются в Аму- и Сырдарьинских впадинах в Центральной Фергане, в низовьях бассейна рек Сурхандарья и Чирташкентских чухлях.

Тектоническое строение Узбекистана

Территория Узбекистана имеет двухъярусное строение, т. е. состоит из складчатого фундамента и дислоцированного покрова. Нижний ярус сложен мощными докембрийскими отложениями, а верхний — мезокайнозойскими образованиями.

По схеме тектонического районирования (Арапов и др., 1972) докембрийские образования Узбекистана относятся к трем региональным структурам, отвечающим Среднему, Южному и Юго-Западному Тянь-Шаню. В пределах последних выделяются структурно-фацциальные зоны.

В докембрийском этапе проявлены каледонский и герцинский текто-магматические циклы, характеризующиеся геосинклинальными орогенными режимами. Платформенный режим проявился в конце герцинского (в начале пермий) и в начале альпийского циклов. От среднего олигоцена до настоящего времени проявляется постплатформенный подвижный (орогенный) тектонический режим. Этот режим характеризуется интенсивными глубь-волновыми тектоническими движениями, отражающимися в современном рельефе.

В пределах Узбекистана в орогенную область входят Чаткало-Кураминская, Туркестано-Гиссарская системы структур, а также Ферганская и Верхнеамударьинская впадины.

В пределах Туранской плиты находится Бухаро-Каршинская система структур и Нуратинско-Кульджуктауские поднятия (иногда выделяемые как промежуточные структуры между подвижной областью и Туранской плитой) и другие морфоструктуры.

Геологическое развитие территории Узбекистана с начала палеозоя по настоящее время характеризуется различной интенсивностью тектонических процессов. В палеозое тектонические движения проявились интенсивно и контрастно. В мезозое и палеогене наблюдается затишье. Активные тектонические движения возобновились в новейшее время. Анализ характера проявления и направленности тектонических движений по этим трем этапам показал живучесть глубинных разломов субширотного простирания, определившую расположение основных структурно-формационных зон Тянь-Шаня. Эти глубинные разломы в мезозое, палеогене разделяли области поднятий и опусканий, которые и предопределили дальнейшее размещение поднимающихся и опускающихся частей территории. Исключительно контрастные и интенсивные движения проявились на неоген-четвертичном этапе развития.

Тектонике Ферганской впадины посвящены труды многочисленных исследователей (Бялов, 1947; Васильковский, 1948; Суворов, 1964; Пет-

рушевский, 1955; Рыжков, 1959, 1962; Сайдалиева, Ибрагимов и др., 1962, 1966; Ходжаев, Азимов, 1965; Давлятъ, 1963 и др.).

При характеристике альпийской тектоники Ферганской впадины нами использованы тектонические схемы, предложенные О. А. Рыжковым, Ш. Д. Давлятовым, Р. И. Ибрагимовым и др. (1962).

В пределах впадины на поверхности земли встречаются отложения от верхнепермских до современных, где мощность кайнозойских моласс составляет 7—8 км. Впадина сложена, в основном, континентальными отложениями юры, мела, палеогена (частично морские), которые в большинстве случаев смяты в узкие асимметричные складки, образующие отдельные зоны. К главнейшим структурно-тектоническим особенностям впадины относится центральный грабен, ограниченный на севере Северо-Ферганской флексурио-разрывной зоной (ФРЗ), на юге — Южно-Ферганской, на северо-востоке — Бутакарпско-Карабулакской ФРЗ (Рыжков, 1962).

Центральный грабен интенсивно прогибался в новейшее время, с развитием относительно дислоцированных складок по его периферии, и менее — в средней части.

Северо-Ферганская зона складок характеризуется асимметричным строением с преобладанием более крутых северо-западных крыльев со сравнительно большими мощностями кайнозойских моласс.

Шайдауско-Пишкарская антиклинальная зона находится северо-западнее Самгарско-Наманганской зоны складок, а на северо-западе она граничит с Кураминской мегантиклиналью по Северо-Ферганскому разлому.

Панайская впадина находится на севере Ферганской впадины. На северо-западе она ограничивается Чаткадо-Атойнакским разломом, на востоке — Карасуйским, а на юге — Баястанским антиклинальным поднятием. Южнее этого поднятия проходит Северо-Ферганская ФРЗ, по которой резко опущено складчатое основание.

Южнее и юго-восточнее Южно-Ферганской ФРЗ находится Найманско-Ачисайская антиклинальная зона, Сохско-Риштанская группа складок и Каратау-Гузанская группа поднятий.

Найманско-Ачисайская зона — одна из диагональных перемычек Ферганы. Она состоит из кулисообразных складок, основная часть которых находится на приподнятом крыле Южно-Ферганской ФРЗ. Складки имеют сложное строение, почти все опрокинуты на юго-восток с признаками проявления нескольких фаз складкообразования. Сохско-Риштанская подзона складок находится между встречными погружениями Каратауского и Гузанского антиклинальных поднятий.

Каратауское и Гузанское антиклинальные поднятия представляют собой крупные асимметричные структуры, опрокинутые на юг, с обнажениями на своде пород палеозоя, с широкими северными крыльями, где, в основном, распространены отложения верхнего триаса — неогена.

Карасуйская синклиналичная зона находится восточнее Найманско-Ачисайской зоны и сложена юрскими, меловыми, палеогеновыми отложениями и кайнозойскими молассами. Внутри зоны отмечаются погребенные складки. Карачатырско-Сюрентюбинская подзона простирается с северо-запада на юго-восток. Состоит из нескольких антиклинальных поднятий, в ядрах которых обнажены породы палеозоя.

Кызылкунген-Намаздекская подзона антиклинальных поднятий состоит из Кызылкунгенского, Араванского, Катарского и Намаздекского антиклинальных поднятий. Они все размыты до палеозойских

пород, имеют асимметричное строение, выброшены на смежные синклинали.

Исфаринско-Наукатская синклинальная зона состоит из Ташраватской, Исфаринской, Кокджарской, Наукатской и других синклиналей, которые простираются субширотно и сложены маломощными отложениями мезозоя и палеогена и более мощными неогена и антропогена.

Нарынская зона складок располагается у подножья западного окончания Ферганского хребта и представляет собой крупную моноклинальную зону, осложненную подзонами локальных складок, синклиналями, разрывными нарушениями.

Помимо отмеченных антиклинальных и синклинальных зон складок имеется и множество других зон, подзон, которые еще более усложняют тектоническое строение Ферганской впадины.

В целом амплитуда тектонических движений за олигоцен-антропогенное время достигает около 11—13 км. На долю верхнеплиоцен-антропогенного времени приходится около 5—5,5 км. В неогене амплитуда положительных (восходящих) движений в горных обрамлениях Ферганы достигла 3—6 км, а в четвертичное время — 0,5—1,0 км. Основные тектонические зоны возобновлялись и развивались в течение олигоцен-антропогена. Одновременно наблюдались существенные перестройки тектонического плана и новообразования, затронувшие и депрессионные участки Ферганы. Начиная с олигоцена центральная часть Ферганской впадины испытывала интенсивное прогибание с максимальным погружением в верхнеплиоцен-четвертичное время.

В морфоструктурах Ферганской впадины и ее горного обрамления устанавливается унаследованное проявление современных движений от древних к новейшим и высокая сейсмичность.

Ташкентско-Голодностенскую предгорную впадину одни исследователи относят к Западно-Тяньшаньскому орогену (О. А. Рыжков, В. И. Попов, Р. И. Ибрагимов, Ф. Зулупов и др.), другие — к Туранской плите (Ш. Д. Давлатов, Б. Б. Таль-Вирский, А. А. Юрьев и др.). Впадина располагается на продолжении юго-западного погружения Кураминского, Кызылкура-Актайского и Каржантауского поднятий. Локальные структуры впадины простираются с юго-запада на северо-восток.

Ее складчатое основание (Ахмеджапов, Берисов и др., 1971) является герциским, сложено с поверхности, в основном, магматическими осадочно-вулканогенными толщами среднего и верхнего палеозоя. В складчатом основании выделяются Янгитовская антиклиналь, Чиназская и Южно-Жирнагарская синклинали и другие структуры северо-западного простирания.

В пределах района выделяются следующие новейшие структуры: Чирчикский прогиб, сменяющийся на северо-западе Чирчикской брахи-складкой. Его северо-западное крыло нарушено выбросом по Северо-Чирчикскому разлому.

Северо-западнее Чирчикской брахиантиклинтели выделяется Ташкентский прогиб, далее к северо-западу находится Чинабадская брахиантиклиналь, Чинабадская синклиналь, Майская и Полторацкая брахиантиклинали. Все отмеченные структуры имеют югозапад-северо-восточное простирание, а структуры, расположенные западнее, — субмеридиональное (Приташкентский, Курукелесский прогибы и др.).

Отметим, что структуры северо-восточного простирания в районе Ташкента находятся в торцевом сочленении с субмеридиональными.

По карте новейшей тектоники (под ред. Л. П. Полканова, 1971) выделяются следующие структуры.

Чирчикско-Гулистанская зона прогибов. В пределах Чирчикского прогиба мощность кайнозойских моласс около 2,0 км. На севере и на юге он ограничивается юго-восточной Чирчикской и частью Приташкентской ФРЗ. Мощность кайнозойских моласс Гулистанского прогиба составляет 1,5—1,8 км. Последний имеет асимметричное строение — западное крыло положе, чем восточное. Гулистанский прогиб имеет флексурное строение и является продолжением юговосточно-чирчикской флексуры. К северо-западу от Чирчикского прогиба расположены Чирчикская брахантиклиналь, Приташкентская ФРЗ, Ташкентский прогиб и Майско-Полторацкая зона складок. Большинство складок Ташкентско-Голодноостепской впадины имеют асимметричное строение с крутыми южными крыльями.

В пределах Приташкентского района (Ярмухамедов и др., 1975) установлено, что суммарная амплитуда поднятия и опускания за олигоцен-современный этап составляет более 5 км, отчетливо выявляется активность некоторых субширотных разломов, а также участки поднятия и опускания различных порядков, унаследованные от древних морфоструктур.

По данным упомянутых авторов, Приташкентский район характеризуется высокими градиентами скоростей новейших тектонических движений (более $2 \cdot 10^{-9}$ см/см-год). Распределение значений градиентов дают линейно вытянутые в северо-восточном направлении полосы и безформенные пятна. На отдельных участках границы полосы сдвигаются с зонами разломов. Выявляются мозаично расположенные участки, что еще раз подтверждает мнение о сложном строении рассматриваемого района. Примечательно, что наличие большого числа разломов разных порядков на участках с относительно малыми значениями градиентов — показатель интенсивности движения (Николаев, 1967).

Здесь нельзя не остановиться на количественной оценке горизонтальных новейших движений, определенных впервые В. И. Улюмовым (1971, 1972, 1973) методом редукции мощности земной коры для Средней Азии. Из составленных схем следует, что средние скорости горизонтальных новейших тектонических движений в пределах Ташкентского полигона колеблются от 0,5 до 3,0 мм/год, а градиенты скоростей новейших горизонтальных движений составляют $1 \cdot 10^{-8}$ см/год. При этом минимальные скорости и градиенты отмечаются в равнинной части (как и вертикальные движения), приурочиваются к зонам крупных сейсмогенных морфоструктур, обычно расположенных в горной части полигона.

Для вычисления величин амплитуд поднятий бассейна рек Чирчика, Ангrena, Келеса по отдельным эпохам олигоцен-четвертичного времени (Якубов, Ярмухамедов и др., 1973) использованы глубины эрозионных врезов в пределах каждого яруса рельефа, а за нулевую поверхность принят олигоцен-нижнемиоценовый ярус рельефа. По их данным, амплитуда поднятий верхнего подъяруса ($N_1 - N_2^1$) и среднегорья составляет 250—300 м (0,021 мм/год), а нижнего ($N_2^1 - Q_1$) — от уровня первой плиоценовой террасы до доходя после древнечетвертич-

ной — 900 м (0,16 мм/год). Для среднегорья в верхнем подъярусе (Q_2) амплитуды поднятия колеблются от 160 до 380 м, в нижнем (Q_3) — 40—130 мм, в голоцене — 20—90 м. Соответственно для низкотерья 69—250, 45—70, 12—40 м.

Д. Х. Якубов и др. (1973) подтвердили ранее установленную закономерность о более быстром воздымании горной области по сравнению с предгорной и равнинной. На фоне общего поднятия отдельные участки испытывают относительное прогибание. Эти результаты дают возможность определить степень интенсивности блоковых поднятий или опусканий по выделенным локальным участкам и говорят о сложном, дифференцированном характере тектонических движений.

Районирование мезо-кайнозойских структур Западного Узбекистана проводилось Л. Г. Жуковским и В. И. Ильиным (1957), А. Г. Бабаевым и Е. В. Лебзиным (1959), Я. М. Зорькиным и др. (1959), О. А. Рыжковым и Ш. Д. Давлятовым (1959), О. А. Рыжковым и др. (1962), Ш. Д. Давлятовым (1965, 1968, 1970), А. Г. Бабаевым (1966), Г. Х. Дикенштейном (1963), Ю. В. Лихачевым и В. С. Владимирским (1961), К. К. Пятковым и др. (1964), В. Г. Гарьковцом (1964), Б. Б. Ситдиковым (1968, 1976), И. Я. Купиным (1965), Г. Х. Дикенштейном, В. А. Загоруйко и Ф. Е. Силицыным (1964) и др.

Ш. Д. Давлятов и др. отмечают, что современный рельеф и тектоническая структура Западного Узбекистана, куда входит и территория Центральные Кызылкумов, тесно связаны с общей историко-структурной обстановкой Тянь-Шаня в мезо-кайнозойском этапе. Эти авторы считают, что амплитуда движений с востока на запад постепенно уменьшается и соответственно изменяется мощность накапливающихся осадков. Например, если в районе Алайского хребта и Ферганской депрессии амплитуда дифференцированных движений превышает 10—16 км, а мощность молаасс в Фергане 6—7 км, то в западном направлении в районе Пенджикентского прогиба амплитуда движения составляет 6—7 км, в Приташкентском районе — 5—6 км, в Каттакурганском и Джумабазарском прогибах — 4—5 км, а мощность молаасс — 2,5 км, в районе Центрально-Кызылкумского поднятия соответственно 1,2 км при незначительной мощности неоген-четвертичных отложений.

От среднего Тянь-Шаня к Нуралинским и Зирабулак-Зияятдинским горам, структуры которых постепенно теряют линейный характер, проявляется брахискладчатость. В этом же направлении понижается рельеф с закономерным погружением шарниров складок.

Между антиклинальными складками орогенной и платформенной областей намечается постепенное уменьшение интенсивности тектонических движений с востока на запад. Исключение составляет район Нураатау, который характеризуется в палеозое устойчивым проявлением геосинклинального режима и накоплением терригенных образований большой мощности.

Унаследованное развитие новейших тектонических движений Центральные Кызылкумов отмечалось во многих работах (Чуенко, 1958; Сытин и др., 1960; Дикенштейн и др., 1964; Мелькяновицкий, 1965; Давлятов, 1967; Пятков, Пяновская и др. 1964; Пятков и др., 1967).

Полный и всесторонний анализ проведенных работ по новейшим движениям Центральные Кызылкумов изложен в работе Б. Б. Ситдикова (1968, 1976), где рассмотрены вопросы связи новейших движений с современными тектоническими процессами. В частности, отмечается, что новейший этап тектонических движений в Центральные Кы-

зылкумах начался в нижнем олигоцене и продолжается в настоящее время. Выделение его основывается на резком изменении направлений и интенсивности тектонических движений, получивших выражение в особенностях строения коррелятивных молассовидных отложений и рельефа района, которые говорят о неравномерном проявлении новейших тектонических движений. Выделено пять фаз активности, последняя из них — четвертичная.

В пользу ее выделения говорят ступенчато расположенные террасовидные поверхности, перекрытые маломощными покровами четвертичных отложений, и современные процессы трещинообразования.

В течение новейшего этапа почти вся территория Центральных Кызылкумов испытывала общее поднятие. Максимальная суммарная амплитуда новейшего поднятия хребта Тамдытау составляет 1300 м. На фоне общего поднятия территории небольшие участки испытывали отрицательные вертикальные движения, амплитуда их не превышала 300 м. В течение новейшего этапа рельеф Центральных Кызылкумов претерпел коренные изменения (Ситдиков, 1968, 1976).

Современный горно-степной рельеф является сравнительно молодым, он сформировался в течение последних двух фаз активности новейших движений. Четвертичная фаза в настоящее время проявляется активно. На основе вышесказанного можно сделать вывод о том, что современные процессы трещинообразования, наблюдаемые в Центральных Кызылкумах, имеют и техногенное, и тектоническое происхождение.

Площади проявления и направление простирания современных трещин в большинстве случаев совпадают с простиранием зон крупных разломов. О возможных причинах процесса трещинообразования будет сказано в разделе современных движений.

Современные движения земной коры. Современные движения в пределах Ферганской впадины. О современных движениях Ферганской впадины существуют следующие мнения.

1. Впадина на всем протяжении альпийского цикла развития и в современное время опускалась (Пейве, 1938, Вебер, 1903, Попов, 1938, Васильковский, 1948).

2. Ферганская впадина в настоящее время в целом поднимается, но с некоторым отставанием ее центральной части (Гзовский, Николаев, 1962, Шульц, 1950, Ибрагимов, 1970).

3. Развивается впадина дифференцированно — центральная часть ее преимущественно опускается, а краевые испытывают неравномерное поднятие (Рыжков, 1964, Костешко, 1963).

О. М. Борисов и Д. Б. Джамалов (1973) на основании результатов повторных нивелировок II—III класса приводят количественную оценку современных движений (рис. 24). Они выявили три района погружения с амплитудами от 0 до 15 см (Каракалпакский), от 0 до 14 (Джанджалский) и от 0 до 7 (Каракчикумский), разделенные поперечными седлообразными поднятиями — Кокандским и Макаутауским. Одновременно Акбелынарская часть впадины поднялась на 14—16 см, а Каратау-Андижанская 20—21 см.

Отмечается, что за период с 1944 по 1957 г. впадина испытывала относительное затишье, выявилось замедление восходящих движений бортов впадины и нисходящих в центральной части ее при некотором расширении площади опускания (рис. 25). О. М. Борисов и Д. Б. Джамалов отмечают, что «участки с современными нисходящими дви-

жениями на площади совпадают с морфологическими понижениями (Каракалпакская эоловая пустыня, Кайраккумская степь), а участки с современными восходящими движениями — с районами адыров и сыртов».

По данным высокоточного нивелирования Ферганская впадина с 1930 по 1971 г. по отношению к ж. д. станции Арысь прогибалась со средней скоростью 2–3 мм/год. Аналогичная тенденция движений устанавливается за 1971–1974 гг. по линии Ташкумыр — Андижан — Ош относительно Ташкумыра. При этом максимальное прогибание до

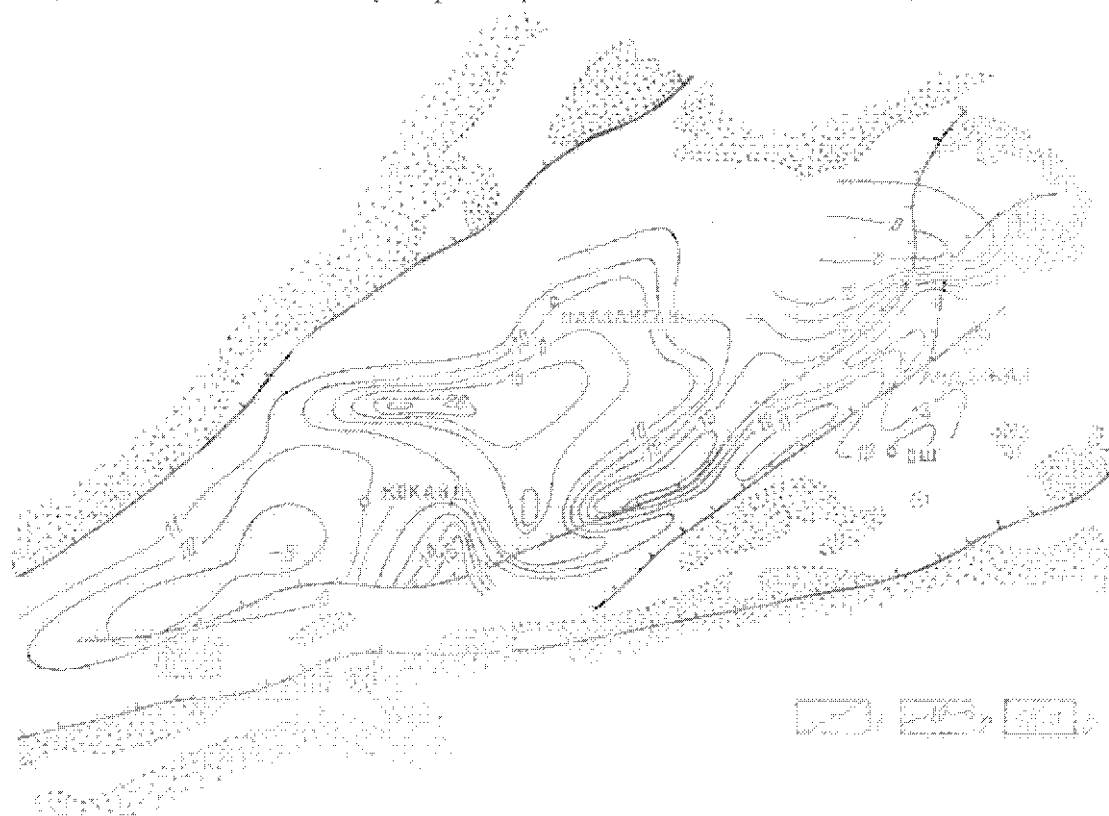


Рис. 21. Схема современных движений центральной части Ферганского полигона по данным повторных нивелировок (по О. М. Борисову и Л. Б. Джамалову) за 1930–1944 гг.

1 — основные региональные разломы; 2 — линии скоростей движений; 3 — направления основных осей деформации поверхности.

24 ± 8 мм отмечено в северо-западной части г. Андижана. Отмеченная тенденция современных движений в целом подтверждается результатами геолого-геоморфологических исследований А. Р. Ярмухамедова и др. (1976).

По материалам А. Р. Ярмухамедова и др. (1976) в южной и восточной частях полигона и зонах Южно-Ферганского, Катранского, Талдынского, Сурметашского разломов отчетливо устанавливаются резкие перепады амплитуд голоценовых движений. Примером этого является характер и интенсивность проявления голоценовых движений в бассейнах рек Кыргызаты, Абшира, Исфайрама, которые прорезают различные морфоструктуры. Интенсивность голоценовых и верхнеплейстоценовых движений увеличена в положительных морфоструктурах и в зонах региональных разломов. Так, в зоне Южно-Наукатского разлома амплитуда голоценовых движений достигает 138 м, а в Северо-

Наукатском — 100 м. Резкое увеличение амплитуд движений отмечается также в 60—63 м по р. Ходжабакиргану, 55—100 м — по р. Исфаре в зоне Южно-Ферганского разлома, 59—90 м — по р. Исфайрам в зоне Катранского разлома; до 110 м — по р. Шахимардану Талдыкского разлома. Эти материалы свидетельствуют о «живучести» выше-названных разломов в голоценовом этапе геологического развития. Катранский разлом в геоморфологическом отношении ограничивает зону адыров от низкогорья (и отделяет площади развития мезо-кайнозойских и палеозойских образований), а Талдыкский — низкогорья от

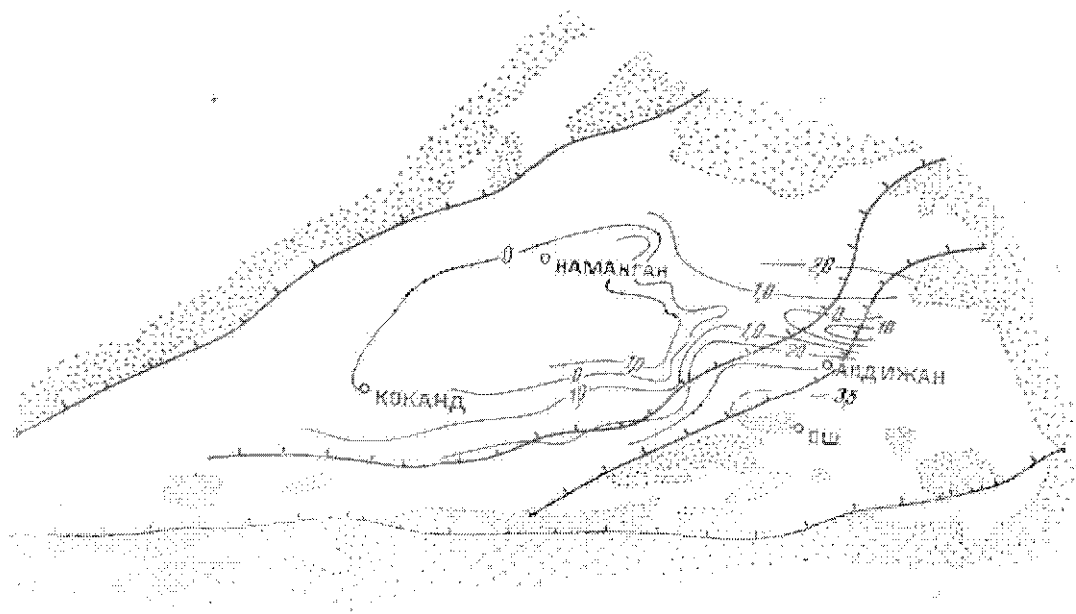


Рис. 25. Схема современных движений центральной части Ферганского полигона по данным повторных нивелировок (по О. М. Борисову и Д. Б. Джамазову) за 1944—1957 гг. (условные обозначения см. на рис. 24).

средне- и высокогорья. При этом характер распределения амплитуд в зонах адыров в низкогорьях вызывает локальные морфоструктуры различного знака, простирающиеся в северо-восточном направлении.

Сопоставление амплитуд голоценовых тектонических движений показывает, что величина амплитуд положительного знака увеличена в южной и восточной частях полигона.

Подтверждая выявленные особенности тектонических движений за голоценовое время, А. Р. Ярмухамедов и др. (1977) провели ряд геолого-геоморфологических исследований. Так, для изучения молодых движений более чем в 200 пунктах Ферганского полигона на естественных обнажениях определены основные параметры эрозионно-аккумулятивной деятельности рек по методике Ю. А. Мещерякова и др. (1965) и составлена схема показателя эрозионно-аккумулятивной деятельности рек (E), который меняется от -2 до $+10$ баллов. В целом устанавливается постепенное уменьшение (E) положительного знака от среднегорья к равнине в обеих бортах Ферганской впадины. В направлении центральной части впадины показатель (E) отрицательного знака увеличивается. Некоторый, а иногда и резкий перепад этой величины наблюдается в сейсмогенных разломах (Северо- и Южно-Ферганский) и флексурно-разрывных зонах (Северо- и Южно-Ферган-

ская), указывая на их «живучесть» на современном этапе геологического развития. «Живучесть» подтверждается приуроченностью к вышеотмеченным зонам многочисленных эпицентров землетрясений различного энергетического класса. Примечательно увеличение значения показателя в сводовых частях локальных антиклинальных структур, уменьшение — в синклинальных. Следует особо отметить, что конфигурация изодипов показателя (E) в основном как для южной, так и для северной и восточной частей полигона повторяет структурный план, заложенный еще в новейшем этапе тектонического развития. При этом для восточной части полигона подтверждаются выявленные Д. В. Джамаловым и др. (1974) поперечные субмеридиональные структуры, обославшие гипотезу, субширотный структурный план, что согласуется с построением карты амплитуд голоценовых движений. Таким образом, построением схематической карты показателя (E) и карты амплитуд голоценовых движений устанавливается «живучесть» отдельных участков региональных разломов и флексурно-разрывных зон.

Современные движения. Приташкентского района. Для изучения современных движений на Ташкентском геодинамическом полигоне применены геологические, геоморфологические, геодезические, геофизические (Васильковский, Репников, 1940; Ю. А. Скорюнов, 1941, 1949; Г. А. Мавлянов и др., 1969, 1971, 1973; А. П. Райзман, 1968; В. Г. Гартковский, 1967; В. Н. Удотов, 1966; Е. М. Бутовская, Х. А. Атабаев и др., 1971; Е. М. Бутовская, А. И. Захарова и др., 1964; А. И. Захарова, 1966; М. А. Ахмеджапов и др., 1971; О. М. Борисов, Д. В. Джамалов, 1973; Д. Х. Якубов и др., 1973; Т. С. Валиев, Т. Э. Эрмешев, 1971) и другие методы.

Анализ геолого-геоморфологических материалов показывает общее тектоническое поднятие долины р. Чирчика, которое явно проявилось в крутизне рельефа (Якубов и др., 1973).

Результаты вычислений амплитуд движений свидетельствуют об увеличении скорости поднятий эт. миоцена к голоцену с резким увеличением ее при переходе от среднетектонического периода к голоцену. Это обстоятельство указывает на усилившуюся активизацию тектонических процессов, что выражается в возмущении долины реки Чирчика, проявляемой частыми сильными землетрясениями, оползнями, образованиями гравитационных структур, а также крутыми склонами, продолжными профилями, где преобладает глубинная эрозия.

В целом территория Ташкентского геодинамического полигона испытывает тектонический процесс дифференцированного характера. Амплитуды поднятий в горной части района значительно больше, чем в предгорной.

В плейстоцене среднеторье поднималось в 2,7 раза быстрее низкогорья; в позднем плейстоцене подъем несколько выравнивается с некоторым опережением среднегорной части, и в голоцене, включая и современный этап, происходит более быстрый подъем среднегорной части территории.

Данные показывают, что в голоцене максимальная величина вертикальных движений для среднегорья составляет 6,0 мм/год, а для низкогорья — до 2,7 мм/год.

Геодезические исследования вертикальных движений в Ташкенте и на Ташкентском геодинамическом полигоне в целом начаты после землетрясения 1966 г. К настоящему времени проинвестировано более 400 км I и II классов. Как показали исследования А. П. Райзмана

(1968), Н. А. Корешкова (1973), путем сопоставления результатов нивелирования 1966 и 1962—1965 гг. устанавливается, что вся территория претерпела относительное поднятие, которое интенсивно проявилось в районе центральной сейсмической станции «Ташкент», где величина вертикального смещения $+40$ мм, в восточной части города (пос. Дурмень) $+30$ мм, а в юго-западной $+10$ мм. Тогда как между арыками Заур и Майкурган фиксировалось опускание земной поверхности на -15 мм.

С 1967 г. в Ташкенте намечалось систематическое нивелирование. Так, повторным нивелированием 1966, 1967, 1968 гг. на западных окраинах города установлено продолжающееся поднятие, а на остальной части — чередование направленности движения.

Для объективного суждения о вертикальных движениях на территории г. Ташкента за более длительный период были использованы данные нивелирования 1907—1914, 1941—1944 и 1963—1964 гг., выполненные вдоль железной дороги. В результате выявлено, что район Ташкента поднимается относительно станции Арысь со средней скоростью около $1,4$ мм/год; современные движения имеют дифференцированный характер, ту же направленность, что и неотектонические движения, которые подтверждаются геолого-геоморфологическими исследованиями.

В настоящее время на Ташкентском полигоне имеются нивелирные линии I класса Ташкент — Сукок, Ташкент — Чарвак, трасса по берегу Чарвакского водохранилища, а также на территории ЦСС, где расположена наклонная обсерватория. Кроме того, в горах Карачатау и в районе Чарвакского гидроузла заложены реперы для линейно-угловых измерений, чтобы установить горизонтальные движения. Указанные трассы, по которым уже проведен первый цикл измерений, секут блоки земной коры, характеризующиеся различными геологическими строениями.

По данным Н. А. Корешкова (1973), за условно неизменный по высоте принят грунтовый репер Т2-480, расположенный вблизи железнодорожной станции Келес. Этот репер относительно фундаментального репера 18, расположенного около железнодорожной станции Арысь за семилетний период между нивелированиями I класса (1963—1964 и 1971 гг.) изменился лишь на $3,4 \pm 1,0$ мм.

В районе Бричмуллы за 1958 и 1969—1970 гг. репер поднялся на $+67,0 \pm 21,3$ мм, в районе Троицкого — на 35 мм/год и в районе пос. Барраж, по I классу за 1969—1970 и 1971 гг., — на $10-15$ мм/год. Такого рода опускания имеются по бортам р. Утам (порядка 12 мм/год). Отмеченные факты говорят о «живучести» разломов северо-западных простираний.

По заключению Н. А. Корешкова (1973), максимальные величины поднятия, установленные нивелированием 1969—1970 гг. и составляющие в г. Ташкенте $+47-7$ мм, в Бричмулле $+67 \pm 21$ мм, связаны с землетрясениями. Так, деформация земной коры в районе пос. Бричмулла обусловлена Бричмуллинским землетрясением, а деформация земной коры на участке Барраж — Чирчик — Ташкент — Ташкентским 26 апреля 1966 г. (рис. 26).

Горизонтальные современные движения земной коры в г. Ташкенте за 1939—1967 гг. Н. А. Корешков (1973) связывает с Ташкентским землетрясением 1966 г., определив величину, не превышающую 15 ± 8 см.

Анализируя большой геолого-геодезический материал, Д. Х. Якубов и А. Р. Ярмухамедов (1973) пришли к выводу о том, что на Ташкентском полигоне проявляются дифференцированные современные движения в районе Центральной сейсмической станции «Ташкент», в поселках Бричмулла, Барраж, в районе Чарвакского гидроузла. Так же, как геолого-геоморфологическими исследованиями, нивелированием устанавливается «живучесть» зон разломов на современном этапе геологического развития.

Современные движения Центральных Кызылкумов. Одно из характерных проявлений интенсивных современных тек-

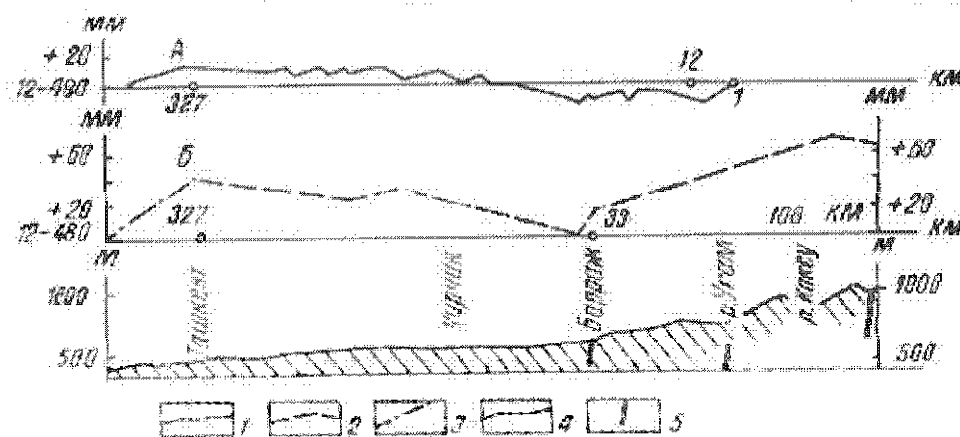


Рис. 26. График изменения высот нивелирных знаков по линии нивелирования Ташкент—Чирчик.

1—изменение высот по данным нивелирования 1959—1971 гг.; 2—изменение высот по данным нивелирования 1959—1959—1970 гг.; 3—изменение высот по данным нивелирования за 1962—1965 и 1970 г.; 4—типичный профиль вдоль линии нивелирования; 5—разломная зона в разломе.

тонических движений — процессы трещинообразования в Центральных Кызылумах, которые хорошо изучены (Каржауов, Уломов, 1966; Мавлянов, Тетюхин, 1966; Ибрагимов, Якубов, Ахмеджапов, 1973; Касымов, 1977) и другие исследователи придавали этому процессу тектонический характер. Однако существует мнение и о техногенном генезисе трещинообразования.

Ниже приводим данные за и против тектонического характера трещинообразования.

Трещинообразование было отмечено еще в 50-х годах в пределах старой части района Тамды. Однако процесс наблюдается и в настоящее время в районе новостроек Тамды. Результаты проведенных исследований говорят о непрерывно-прерывистом характере процесса, т. е. он то усиливается, то ослабевает вплоть до исчезновения. Размеры трещин на поверхности земли различные — от нескольких сантиметров до 1,5 м, длиной от нескольких метров до первых километров.

В пределах Тамды ширина пояса трещинообразования превышает 500 м и совпадает с простиранием регионального Северо-Тамдынского разлома. В 40 км к юго-западу от Тамды, вблизи местности Чарвак отмечена трещина шириной 1—1,5 м и длиной более 2 км (рис. 27). Простирание трещины меняется от северо-восточного до субширотного и совпадает с простиранием регионального разлома.

Трещинообразованием охвачена также территория г. Зарафшана,

в основном его юго-западная и западная часть. Ширина трещины достигает до 5—7 см, а длина — от нескольких до десятков метров.

Отдельные трещины на поверхности земли, пересекающие жилые дома, наблюдаются и в новом поселке «Рохат», расположенном в 5—6 км к юго-западу от с. Зарафшана. Трещинообразованием охвачены многие жилые дома, административные здания в Учкудуке, центральная усадьба совхоза «40 лет Узбекистана», Тойтубе, Мулады, Тамдыкудук и др. Как видно, процессы трещинообразования характерны для многих территорий Центральных Кызылкумов.

В результате анализа имеющихся материалов отчетливо выделяются две основные системы трещин — северо-восточного и северо-западного простираний.

Анализ данных повторных нивелировок (Арефянбеков, 1971) показывает наличие возрастание района гор Тамдыкау — более 100 мм/год (рис. 28).

Эти данные говорят о сдвиге в характере современных тектонических движений в пределах Центральных Кызылкумов.

На основе изучения истории геологического развития, сейсмостектонической, гидрогеологической, палеогеографической и климатической обстановки Центральных Кызылкумов, а также состава и свойства слагающих пород можно предполагать, что современные процессы трещинообразования — результат комплексного фактора. Определенным образом они связаны также с естественной историческими условиями формирования отложений с последующими изменениями их в процессе литогенеза и диатриза.

В связи с вышесказанным можно сделать следующие основные выводы в отношении развития и распространения трещин:

1) тектонические и связанные с ними блоковые вторичные трещины, приуроченные к зонам региональных разломов;

2) техногенные, связанные с наличием сильно загипсованных дресвяно-щебенистых и набухающих глинистых пород при их взаимодействии с водой.

К тектоническим относятся, видимо, все трещины северо-восточного и субширотного простирания, которые совпадают с простирани-



Рис. 27. Трещинообразование в результате современных движений вблизи местности Чарыкты.

ем Бесалайского, Бозданского, Бесалай-Северовуратинского, Южнотамыш-Койташского, Аристантау-Комбрабадского, Ауминзатауского, Южно-Нуратинского, Кульджуктауского и других региональных разломов.

Более конкретное определение характера современных тектонических движений и процесса трещинообразования будет получено после

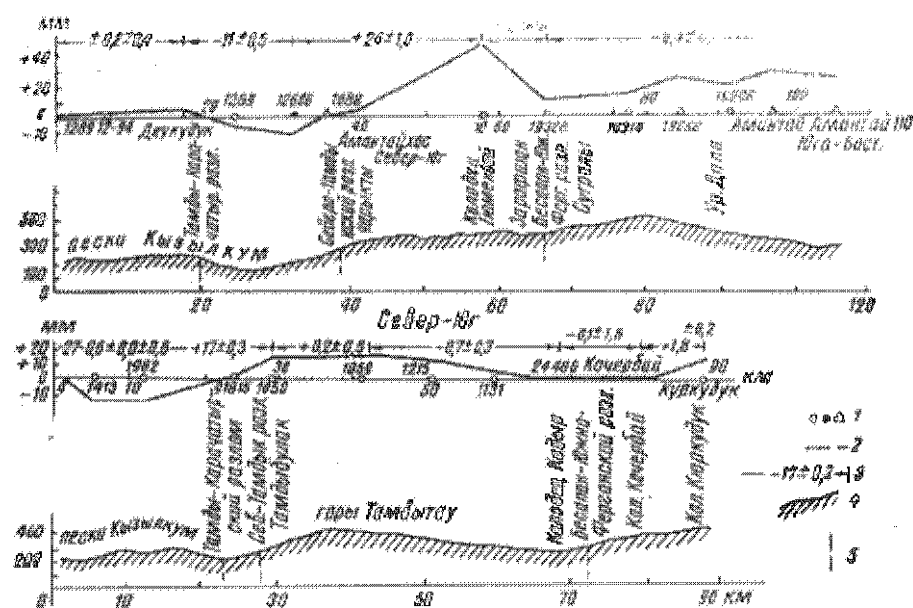


Рис. 28. Графики изменения высот нивелирных знаков в районе Тамдыбулака по профилям Б и В. Нивелирование 1959–1968 гг. и 1974 г.

1—нивелирные знаки, 2—изменение высот по данным нивелирования II и III классов 1959–1968 гг., 3—градиент изменения высот нивелирных знаков и возможная ошибка его определения, мм/км, 4—топографический профиль местности, линия нивелирования, 5—разломы в земной коре.

завершения комплекса исследований, осуществляемых Институтом сейсмологии АН УзССР и проведения большого объема работ, намеченных многими организациями республики после Газлийских землетрясений 1976 г.

Краткая характеристика сейсмотектонических зон геодинамических полигонов Узбекистана

Изучением сейсмотектоники Узбекистана начали заниматься в основном после 60-х годов (Рыжков, 1964; Рыжков и др., 1963; Ибрагимов, 1961, 1970; Ибрагимов, Атабаев, 1964; Захарова, 1964 и др.). В работах перечисленных исследователей рассматривается сейсмотектоника как отдельных регионов, так и Узбекистана в целом.

Ниже приводится краткая сейсмотектоническая характеристика трех крупных регионов Узбекистана.

В результате проведенных детальных работ в Ферганской впадине М. С. Сайдалиевой (1966) и Р. Н. Ибрагимовым (1970) выделены Северо-, Южно-Центрально-Ферганская, Нарынская и Куршабская тектонические зоны (рис. 29, 30).

Анализ распределения очагов землетрясений в пределах определенных складчатых тектонических структур и зон разломов показывает, что в пределах этих районов землетрясения проявляются неравномерно как по интенсивности, так и по плотности. Например, в преде-

дине. Скопление эпицентров наблюдается в хребтах Каржантау и Маткад. Землетрясения связываются с ростом молодых структур, обновлением древних и заложением новых разломов. Энергетический класс землетрясений этого района $K=11-13,5$ силой 6—8 баллов в эпицентре. Несколько эпицентров слабых землетрясений располагается в пределах Келесской и Ангренской синклинальных зон. В настоящее время наблюдается активизация этих прогибаний.

До конца 70-х годов на территории Западного Узбекистана отсутствовали даже ориентировочные данные о сейсмичности. Инструмен-

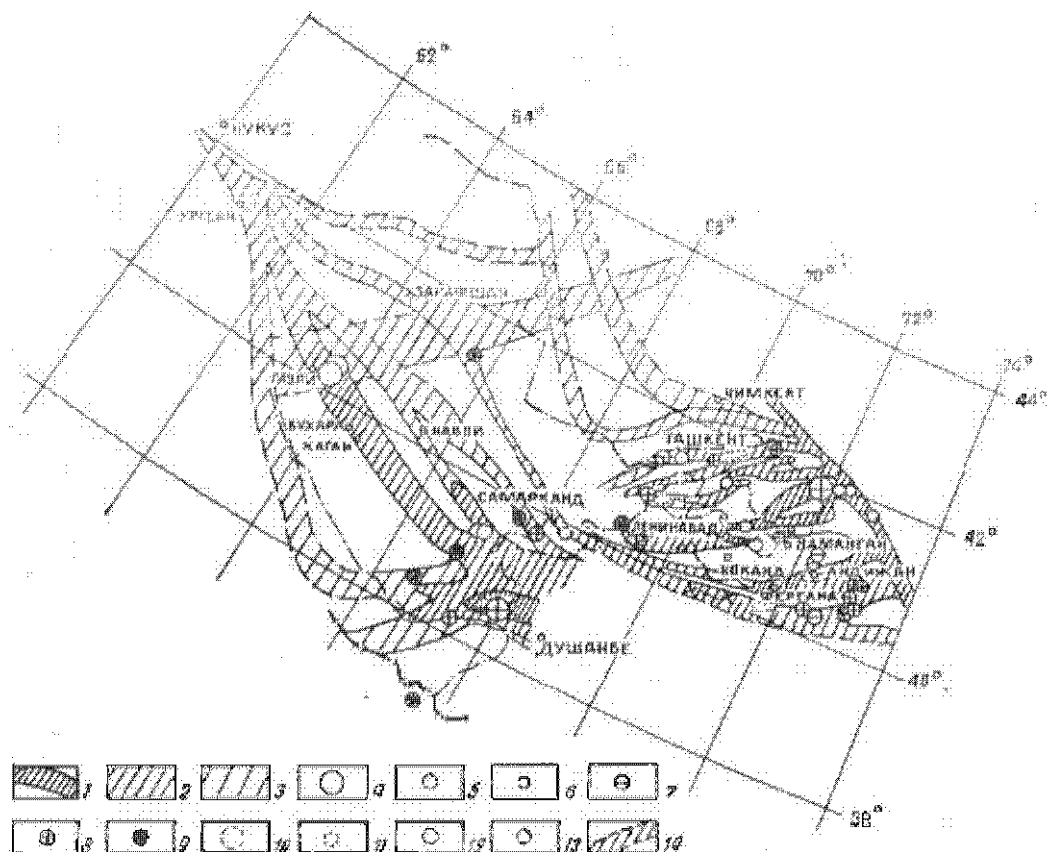


Рис. 36. Карта расположения сейсмогенных зон Узбекистана (по Р. Н. Ибрагимову)

1—3—сейсмические зоны, где могут возникать и распространяться землетрясения силой: 1—9 баллов, 2—8 баллов, 3—7 баллов; 4—6—эпицентры землетрясений по инструментальным данным: 4— $M=1$, 5— $M=2$, 6— $M=3$; 7—9—глубины очагов землетрясений (в км): 7—0—10 км; 8—11—20 км; 9—21—40 км; 10—11—эпицентры землетрясений по неинструментальным данным: 10— $M=3$ баллов, 11— $M=5$ баллов; 12—13—классы точек: 12—А и Б, 13—В км; 14—предполагаемые зоны.

тальные и макросейсмические сведения о землетрясениях в этом районе были разнообразны.

Сейсмичность отдельных участков изучалась на основе инструментального материала. Для систематизации и обобщения инструментальных данных по Западному Узбекистану был составлен каталог инструментальных данных о землетрясениях, происшедших с 1906 по 1970 г. (Яковлева, 1972) и построена карта эпицентров землетрясений. В результате анализа этой карты установлено, что эпицентры на рассмотренной площадке располагаются крайне неравномерно. Основное количество очагов землетрясений наблюдается в юго-восточной час-

ти и локализуется в отрогах Туркестанского и Зарафшанского хребтов, на южных склонах Гиссарского и Байсунтауского хребтов и в юго-восточных отрогах хребтов Бабатаг и Актау.

Эпицентры сильных землетрясений ($K=12-16$) отмечены в Центральных Кызылкумах. Отдельные очаги зарегистрированы севернее Бухары, при этом плотность эпицентров постепенно уменьшается к западу, хотя экспедициями ВСЕГЕИ за короткое время в районе Бухары, севернее Гаурдака, и на крайнем западе Узбекистана отмечено несколько эпицентров землетрясений с $K=8-10$.

Данные о землетрясениях за последние 10—15 лет показали приуроченность эпицентров землетрясений к определенным тектоническим структурам. В западной части Ташкентско-Голодноостенской впадины, Нуратау, Зирабулак-Зиятдинских горах и прилегающих к ним территориях происходят относительно слабые землетрясения ($K=12$), в пределах Сырдарьинской впадины с $K=15-16$.

В целом Газлийские землетрясения 1976 г. с $K=17$, процессы интенсивного трещинообразования и дифференцированного характера современных тектонических движений говорят об исключительно сложном характере тектонических процессов.

Инженерно-сейсмологическая характеристика различных геолого-генетических типов грунтов

Территория Узбекистана, как отмечено в предыдущих главах, распространяется на две тектонические единицы: горную (ороген) и пустынно-равнинную (постплатформенный ороген) зоны. В их строении принимают участие разнообразные как по возрасту, мощности, так и по литолого-петрографическому и минералогическому составу горные породы.

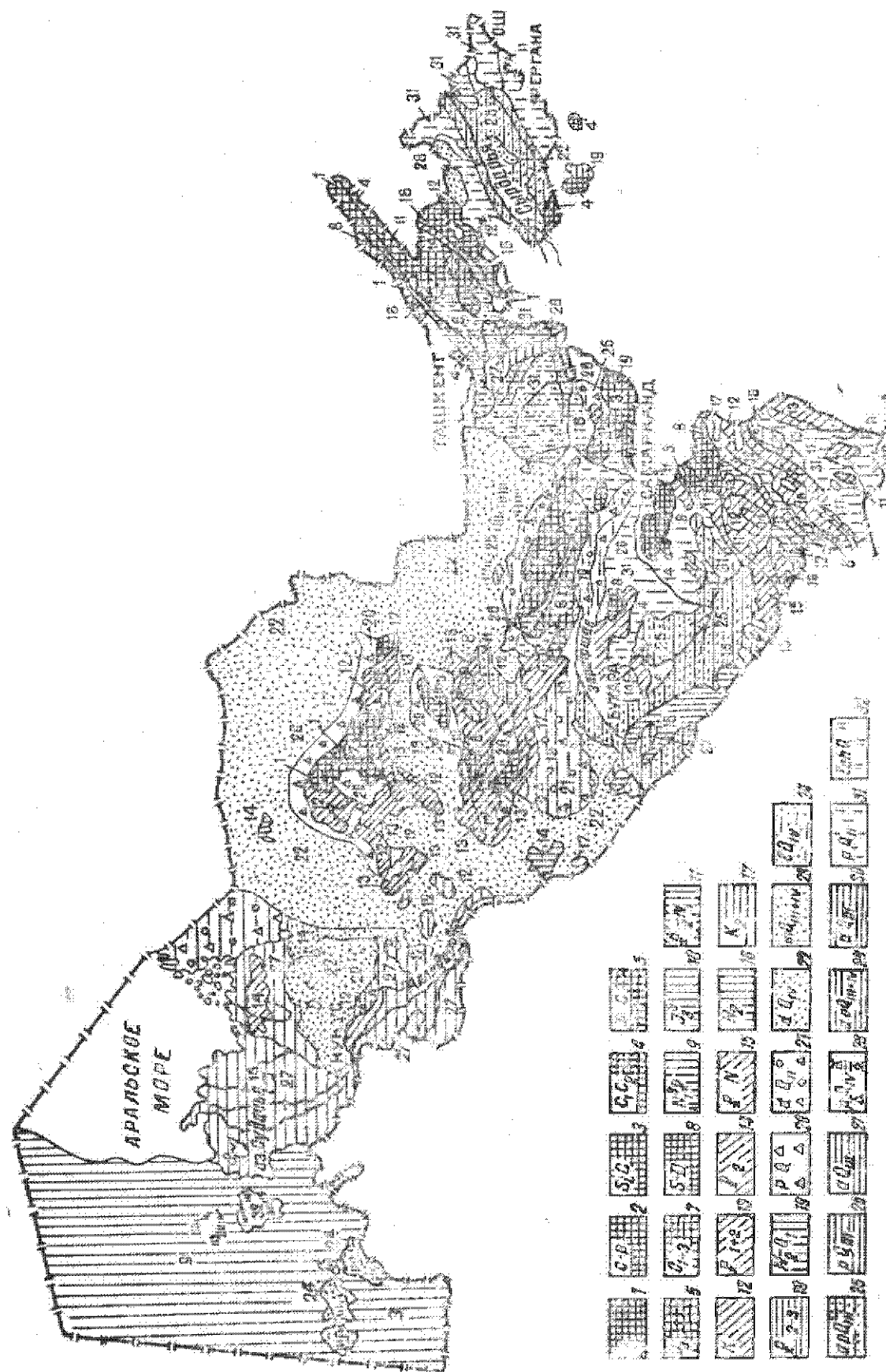
Формировались горные породы в различных геолого-тектонических средах, в связи с чем их инженерно-геологическая характеристика разнообразна. Так как эти породы — объект изучения инженерной деятельности человека, мы их при дальнейшем рассмотрении называем грунтами (Сергеев и др., 1973).

Согласно инженерно-геологической классификации все породы, развитые в пределах Узбекистана, объединены в следующие классы: магматические, метаморфические и осадочно-цементированные породы с жесткими связями. В свою очередь, эти группы подразделены на подгруппы — связанные, несвязанные, биогенные, интразональные и т. д. (рис. 31).

При изучении вещественного состава и физико-механических свойств выделенных групп и подгрупп пород использованы методы математической статистики, что позволило не только получить обоснование средних арифметических величин, но и установить особенности их динамики в отдельных районах. Ниже приводится краткое инженерно-геологическое описание выделенных групп и подгрупп пород, от самых древних к молодым.

Породы с жесткими связями. Данный класс пород подразделяется на три группы, в свою очередь каждая группа делится на подгруппы и т. д.

Группы метаморфических пород. Комплексы гнейсо-сланцевых и сланцевых отложений верхнего протерозоя, кембрия, ордовик-силурийского возраста ($P_1, C_1, O+S$) составляют большие части горных сооружений (Пскемский хребет, Кураминские горы, Нуратау).



Туркестанские и Гиссаро-Зарафшанские горные системы, а также горные сооружения Центральных Кызылкумов). Они представлены различными биотитовыми и мусковитовыми платипарагнейсами, кварцитами, филлитовидными сланцами, мраморизованными известняками и доломитами с редкими прослоями конгломератов, песчаников, известняков мощностью 2000—2500 м. Абсолютные отметки 2520—1400 м.

Метаморфические породы характеризуются сильной трещиноватостью, дислоцированы и смяты в складки. Высокая степень метаморфизации обуславливает интенсивную трещиноватость этих пород, особенно в пределах коры выветривания, на глубине до 100 м. Ширина трещин 1—2 см и более, густота 8—10 трещин на 1 м².

Породы компакты, они практически несжимаемы, временное сопротивление сжатию колеблется в пределах 290—1086 кгс/см² (Чаткальский хребет), 800—2200 кгс/см² (Гиссарский хребет) и изменяется в зависимости от влажности и температуры. Например, в сухом состоянии временное сопротивление сжатию пород равно 1341 кгс/см², в водонасыщенном — 1160, а в замороженном — 1408 кгс/см² (табл. 1, 2). Метаморфические породы имеют следующие физико-механические показатели: объемная масса 2,59—2,70 г/см³, удельный вес 2,60—2,75 г/см³, пористость 0,38—8,05%.

В качестве основания или фундамента рассматриваемые породы в монолитном состоянии пригодны для всех тяжелых сооружений, допустимых при нагрузке 15—25 кгс/см², для выветрелых — до 10 кгс/см².

Коэффициенты крепости пород 8—15, категория по трудности работки VI—X.

Группа магматических пород подразделяется на следующие подгруппы: *подгруппа интрузивных глубинных пород*. Комплекс изверженных пород средне- и верхнепалеозойского возраста

Рис. 31. Схематическая инженерно-геологическая карта (составил Касымов С. М. по материалам Г. А. Мавлянова, А. И. Исламова, М. III. Шерматова и личных исследований).

Породы с жесткими связями: 1—интрузивные породы от кислого до основного состава (граниты, гранодиориты, диориты, сиениты, габбро и их разновидности—Р₂, С₂, С₃, Р₁, Р₂, Т, Т₁); 2—эффузивные породы кислого и смешанного состава (диаритовые, фельзитовые, дацитовые, андезитовые порфиры и порфириты); 3—метаморфические породы (кремнистые и глинистые сланцы, мраморы, гнейсы, кварциты—К, О, S, Д); 4—эффузивно-осадочные породы (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, туфопесчаники, порфириты, фельзиты, диабазы, туфы и др. С, Р, Р₂, Т₁); 5—карбонатные породы (известняки и доломиты—И, С); 6—карбонатные породы (известняки—И₂); 7—терригенно-карбонатные породы (доломиты, известняки, песчаники, сланцы, конгломераты Д₂—3, С₁, С₂); 8—флишевые породы (чередующиеся песчаники, сланцы, известняки S—Д). Породы с жесткими связями и без них полускальные: 9—карбонатные породы (известняки, доломиты, мергели, гипсы—Р, N); 10—соленосные породы (глины, ангидриты, каменные и калийные соли с прослоями глин—J₂); 11—мелассовые породы (конгломераты, песчаники, алевролиты, мергели—Р₂, N); 12—полускальные с пластичными терригенными (нижние) породами (песчаники, глины, алевролиты, редко гравелистые конгломераты и др.—K); 13—терригенно-карбонатные (глины, алевролиты, песчаники, конгломераты, переслаивающиеся с глинами, мергелями, известняками, ракушками—K, P); 14—терригенные (верхние) породы (глины, реже конгломераты, мергели, алевролиты—P); 15—верхнетерригенные (глины, песчаники P₂, N); 16—полускальные с песчаными верхнетерригенными (пески, песчаники N); 17—нижнетерригенные (пески, песчаники, глины—K₂); 18—пластичные с песчаными верхнетерригенными породами (глины, пески с прослоями песчаников, алевролитов, известняков, мергелей, гипсов—P₂, P₂, N); 19—обломочные конгломераты (N₂, Q₁). Породы без жестких связей (субобломочные несвязные): 20—галечники (N₂—Q₁, а Q₁—II, P₂III); 21—галечники, валуны, конгломераты, лески с песчано-гравийным заполнителем. Песчаные породы: 22—пески разнозернистые (аQ_{IV}, аQ_{III}, аQ_{III}—IV, VQ_{III}, QV), 23—пески разнозернистые кварцевые (аQ_{III}—IV). Песчаные породы со связями: 24—пески, суглинки, супеси (аQ_{III}, аQ_{IV}). Связанные породы с песчаными: 25—суглинки, супеси, лессовидные, переслаивающиеся с песком и гравием (аP₂III, аQ_{IV}); 26—супеси, суглинки с прослоями песчаного и гравийно-галечникового материала, реже глины (аQ_{III}, аQ_{III}—IV, аQ_{IV}, P₂III—IV); 27—переслаивающиеся суглинки, супеси, пески (аQ_{III}, аQ_{IV}). Связные породы с включениями обломочных: 28—суглинки, супеси с включениями, редко линзами и прослоями щебня, гравия. Связные породы: 29—суглинки, супеси (аP₂III—IV), 30—суглинки, супеси и глины (аQ_{III}, аQ_{IV}). Лесс и лессовидные породы: 31—лесс, лессовидные суглинки и супеси, соленосные породы: 32—соли, гипсы с прослоями песков (IIQ_{IV}).

Таблица 1

Физико-механические свойства скальных и полускальных пород Чаткало-Кураминской системы структур (по данным М. Ш. Шерматова)

п. ш. перматова															
Порода	Кол-во опреде- лений	Группа	Удельный вес, г/см³		Пористость, %		Объемная мас- са, г/см³		Водопоглоще- ние, %		Коэф. фильтра- ции, м/сут		Время, сопро- тивл. сжатию, кг/см²		
			миним.	макс.	миним.	макс.	миним.	макс.	миним.	макс.	миним.	макс.	миним.	макс.	
Магматические интрузивные															
Граниты	10	Скальн.	2,53	2,75	6,40	12,00	2,40	2,50	0,277	0,457	—	—	514	1555	
Гранодиориты	25		2,58	2,78	0,37	11,11	2,35	1,11	0,373	2,780	—	—	381	1847	
Фельзит-порфиры	13		2,64	2,69	2,43	2,48	2,43	2,48	0,421	0,811	—	—	818	2721	
Гранитный порфир	3		—	—	—	—	2,57	—	0,376	—	—	—	2154	2976	
Гранитизир. порфир	6		2,60	—	7,40	—	2,48	2,49	0,400	—	—	—	431	2,47	
Эффузивные															
кварцевые порфиры	102	Скальн.	2,59	2,70	1,10	14,90	2,14	2,63	—	—	0,04	0,55	116	893	
кварцевые сиениты	3		—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1750	1941	
дацитовые порфиры	5		2,60	—	6,92	—	2,41	2,43	1,544	—	—	—	482	1775	
дацит-андезит-порфиры	3		2,70	—	9,29	—	2,44	2,45	1,312	—	—	—	930	1116	
порфириты	37		2,69	—	17,3	—	1,97	—	—	—	—	—	1156	1258	
метаморф. сланцы	2		2,60	2,73	0,38	8,65	2,59	2,60	—	—	—	—	200	3,42	
мрамориз. известн.	11		2,63	—	4,1	—	2,68	2,71	—	—	—	—	459	1586	
Осадочные															
пиропласт. туфы	19	Полускальные	—	—	—	—	1,83	2,51	—	—	—	0,0004	535	829	
туфолавы	5		2,72	—	9,92	—	2,40	2,50	0,620	—	—	—	1647	3060	
Туфобрекчи	11		2,73	—	7,94	—	2,18	2,62	—	—	0,0002	0,01	515	3157	
Туфо-конгломераты	4		2,79	—	6,23	—	2,45	2,62	0,383	—	—	—	1662	1389	
органич. известняки	55	Скальн.	2,65	2,83	2,20	19,0	2,47	2,69	0,231	0,473	—	—	253	2433	
обломочн. песчаный	8		Полуск.	—	—	—	—	2,26	2,38	—	—	—	—	30	561
глины	60			1,53	2,72	21,5	48,9	1,01	2,28	0,490	1,417	—	—	—	—
Мягко-связан- ные															
глины песчано-алевритовые	4	Мягко-связан- ные	2,06	4,71	—	—	2,03	2,16	—	—	—	—	—	—	

Примечание. миним.—минимальные значения, характерные для выветрелых пород; макс.—максимальные значения, характерные для пород, не подвергшихся процессам выветривания.

Таблица 2

Физико-механические свойства скальных и полускальных пород (по данным Ю. Иргашева, Р. Ешбаева, К. Пулатова, 1974)

Порода	Количество образцов	Группа	Удельный вес, г/см		Пористость, %		Объемная масса, т/см		Водопоглощение, %		Время, сопротивление сжатию, кг/см ²		Обобщенные показатели прочностных машин					
			миним.	макс.	миним.	макс.	миним.	макс.	миним.	макс.	количество образцов	площадь, см		объемная масса, т/см				
												миним.	макс.	миним.	макс.			
Гиссарская система структур																		
Магматические интрузивные граниты	18	Скальные	2,65	2,67	0,37	2,29	2,61	2,68	0,09	0,43	548	2750	8	7,4	11,9	8,5	16,8	
фелзит-порфиры	11	То же	2,63	2,70	1,09	2,48	2,59	2,65	0,23	0,58	671	2610	—	—	—	—	—	
Метаморфические сланцы	7	"	2,61	2,72	—	—	2,65	2,70	0,38	0,62	548	1262	4	7,8	11,0	8,1	14,4	
мраморизованные известняки	15	"	2,63	2,75	3,32	7,51	2,65	2,70	0,94	1,78	677	1680	11	31,60	34,1	9,1	10,5	
Осадочные пирокластические туфы (глинистые)	6	Полускальные	2,65	2,68	1,12	8,1	2,64	2,66	0,19	0,91	412	1012	—	—	—	—	—	
органические известняки	16	Скальные	2,64	2,75	4,4	7,6	2,54	2,63	1,38	2,09	1167	1875	13	37,5	47,9	4,8	11,9	
обломочные песчаные алевролиты	21	Полускальные	2,63	—	8,4	10,6	2,35	2,41	0,64	1,06	223	503	17	24,9	41,2	4,1	7,9	
	5	То же	2,68	—	4,5	7,1	2,49	2,54	0,93	2,37	178	455	Характеристика				—	
Бабатагский хребет																		
Осадочные Органические известняки	17	Скальные	2,63	2,71	1,9	15,54	2,78	2,64	1,15	5,49	435	2019	28	6,5	40,1	1,5	8,1	
доломитиз. известняки	6	То же	2,69	2,75	3,92	—	2,64	2,68	0,56	1,85	675	1709	12	15,9	49,5	1,1	9,5	
глина	14	Особые	2,40	2,45	0,40	16,42	2,1	2,22	3,47	11,40	89	230	Сильно трещиноватые				—	
Обломочные песчаники и алевролиты	45	Полускальные	2,60	2,64	3,4	21,7	2,06	2,43	2,74	7,64	138	636	50,1	10,2	62,2	2,1	18,9	
	9	"	2,67	2,68	3,37	17,1	2,49	2,58	1,97	8,37	171	367	4	8,4	21,5	3,5	22,4	
Глинистые глина	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
каменный лес	4	—	—	—	—	—	—	—	—	—	12,1	100,0	—	—	—	—	—	

Примечание. Миним. — минимальные значения, характерные для выветрелых пород; макс. — максимальные значения характерные для пород, не подвергавшихся процессам выветривания.

(Pz₂, Pz₃) распространен широко в Кураминском, Чаткальском, Нура-тинском хребтах, Кугитанстау, а также в пределах горных возвышенностей Центральных Кызылкумов. Породы интрузивной формации представлены, в основном, гранитами, гранодиоритами, сиенитами, габбро, перидотитами, диоритами, гранит-порфирами, кварцевыми порфиритами, аляскитами и другими разновидностями от кислых до ультраосновных составов.

Породы средне- и крупнокристаллические, обладают высокой прочностью и сопротивлением сдвигу. Практически несжимаемые и невла-гоёмкие.

Инженерно-геологические свойства этих пород в значительной степени определяются их структурой. Например, крупнозернистые граниты отличаются довольно сильной выветрелостью с поверхности и характеризуются средними значениями временного сопротивления сжа-тию (349 кгс/см²), в то время как среднезернистые — высокими (1178 кгс/см² до 1296 кгс/см²), а мелкозернистые — самыми высокими (1533 кгс/см²). Наблюдаются и различия в значениях объемного веса этих пород: крупнозернистые разновидности — 2,42 кгс/см³, средне- и мел-козернистые 2,56—2,73, пористость соответственно 7,28—2,7% (табл. 1 и 2).

Описываемые породы с поверхности выветрелые и трещиноватые. Трещины преимущественно тектонического характера, обычно тонкие, прямолинейные и пересекающие друг друга, часто заполнены продук-тами разрушения. Преобладают две системы взаимнопересекающихся трещин: первая — широтного, субширотного направления, трещины характеризуются модулем трещиноватости от 0,5 до 5,6%; вторая — северо-западного направления, имеет модуль трещиноватости 1,75—2,25%. Средняя плотность трещин равна 0,7—1,3 тр/м², местами до 8. Коэффициент крепости пород, не подвергнутых выветриванию, равен 8—15, в коре выветривания 1,5—2; категория трудности разработки VII—XI, в коре выветривания V—VI.

Подгруппа эффузивных (излившихся) пород. Комплекс эффузив-ных пород каменноугольного и верхнепермского (C₂C₃, P₂) возраста встречается только в Чаткало-Кураминском, Каржантауском и Гиссар-ском хребтах и представлен мощной толщей (до 3000—4000 м) фель-зитовых и дацитовых порфиров и порфиритов.

Туфы липарито-дацитового состава (проба 71) имеют скрытокри-сталлокластическую структуру, беспорядочную текстуру. Микроскопи-чески порода зеленого цвета, стекловатая, содержит выделения кри-сталлов полевых шпатов. В породе отмечаются трещины и пустоты, vyplненные гидротермальным кварцем и кальцитом. Ширина тре-щин 0,4—1,0 мм.

Фельзитовый порфир (проба 74) имеет порфировидную структуру, массивную, беспорядочную, миндалекаменную текстуру.

В целом порода полностью изменена, разложена, хлоритизирова-на и карбонатизирована, но плотная. Все трещины (0,2—0,4 мм) и поры заполнены либо карбонатом, либо хлоритом.

Эффузивные породы имеют красновато-бурый, темно-серый и зе-леновато-серый цвет. Высокопрочные, плотные, практически несжимае-мые, обладают высокой несущей способностью. Коэффициент крепо-сти их 8—15, категория трудности разработки VIII—X.

Подгруппа эффузивно-осадочных пород. Комплекс переслаивающихся осадочных пород с залежами эффузивов каменно-

угольного (С) возраста распространен в западной части южного склона Гиссарского хребта, в пределах гор Кугитанг, Чилбаир и др. Представлен толщей осадочных пород конгломератов, песчаников, алевролитов, сланцев с кислыми и основными эффузивными образованиями порфиров, фельзитов, диабазов и их туфов. Мощность описываемых отложений достигает 3000 м, породы сильно дислоцированы и перемяты.

В пределах юго-западной части Чаткальского хребта комплекс эффузивно-осадочной формации представлен туфопесчаниками, туфобрекчиями, пепловым туфом, реже известняками, глинами и другими породами пермо-триасового возраста (P_2 —П).

Породы с поверхности трещиноватые, заполнены продуктами выветривания. Трещины имеют ширину 0,3—1 см, стенки ровные, прямые. Углы падения плоскостей трещин 0—90°, азимут падения 30—70°, густота 1—2 трещины на 1 м², удельная трещиноватость 1,7‰. Они слабосжимаемые, довольно прочные. Коэффициент крепости 2—8, категория трудности разработки IV—VII. Физико-механические свойства описываемых пород: объемная масса — 1,83—2,62 г/см³, удельный вес — 2,70—2,72 гс/см³, пористость до 9,72%, водопоглощение — 0,385—0,620‰, временное сопротивление сжатию 515—3157 кгс/см² (табл. 1, 2).

Группа осадочных пород подразделяется на следующие подгруппы.

Подгруппа органогенных и биохимических пород. Сюда относятся карбонатные породы, слагающие приводораздельные и водораздельные части горных хребтов. По степени метаморфизации, возрасту и особенностям литолого-петрографического состава среди известняковых отложений выделены две группы пород — скальные и полускальные.

Известняковые отложения верхнесилурийского, девонского, каменноугольного и палеогенового возраста (S_2 , D_1 , С, Р) отнесены к группе скальных пород, которые слагают большие территории Угамского, Пскемского, Туркестанского, Гиссарского, Бабатагского хребтов, а также площади в горах Чакыл-Калыи, Каратюбинских, Зирабулакских и горные сооружения в Центральном Кызылкумах и представлены толщей известняков и доломитов с резко подчиненными песчано-сланцевыми конгломератовыми и глинистыми прослоями общей мощностью до 3000 м. Породы собраны в крутые сложные складки и разбиты многочисленными разломами.

Карбонатные отложения юры, мела, палеогена и неогена отнесены к типу полускальных пород, так как они представлены главным образом мергелистыми породами и опоковыми известняками.

Известняки и доломиты обладают жесткими кристаллизованными связями, высокой прочностью, водонепроницаемые по трещиноватостям и закарстованным полостям. Пределы прочности на сжатие известняков в сухом состоянии изменяются от 188 до 922 кгс/см², в водонасыщенном — от 119 до 598 кгс/см².

Коэффициенты размягчения 0,062—0,73. Объемная трещинная пористость массива известняков Гиссарской системы структур и Бабатагского хребта соответственно составляет 0,1—13,1%, 0,5—9,3%, густота трещин 11,5—234,6 см, 1,4—300 см. Ширина трещин 1,5—189,7 мм, 0,5—150 мм (рис. 32), стыки трещин обычно гладкие, полости заполнены мелкообломочным материалом. Коэффициент крепости пород колеблется от 6 до 8, категория трудности разработки VI—VII.

Полускальные хемогенно-кремнистые отложения характеризуются фацальной изменчивостью литологического состава как по верти-

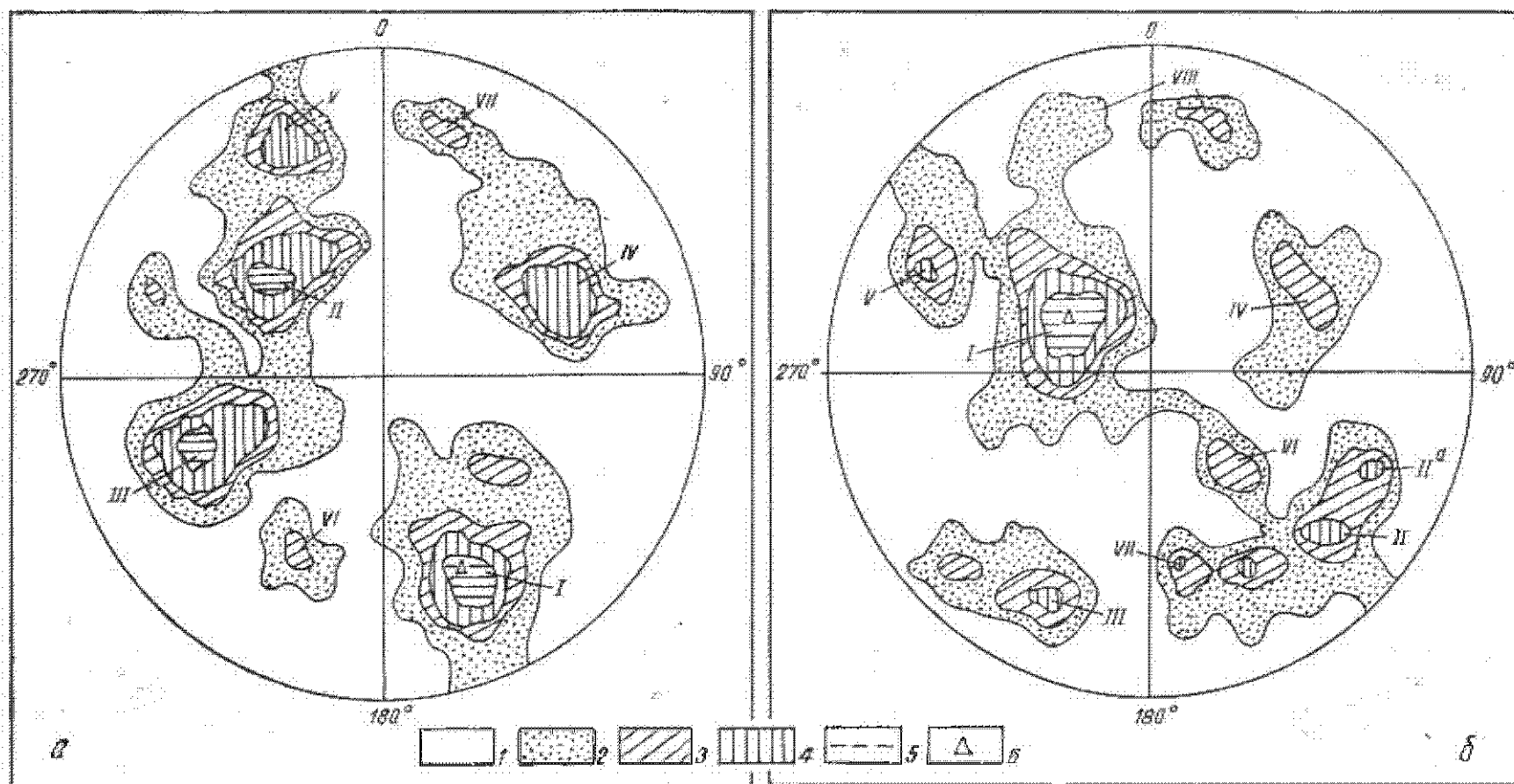


Рис. 32. Сводная диаграмма трещиноватости в изолинных осадочных породах.

а — южная склона Гиссарского хребта (б. 370); замеров: I, II, III, IV, V, VI — номера системы трещин. Число точек от общего числа максимумов точек (100); 1—0—1; 2—1—0; 3—0—5—3; 4—37—62; 5—более 62; б — Бабаганский хребет (б. 780) замеров: по данным Р. Елизарова, 1974: а — I, II, III, IV, V, VI, VII, VIII — номера системы трещин. Число точек от общего числа максимумов точек (100); 1—0—1; 2—1—0; 3—3—0; 4—3—5; б — более 62; в — элементы залегания пород.

кали, так и по горизонтали. Оолитовые известняки сложены мелкими округлыми зернами сцементированных кальцитов. Прочность 160—200 кг/см². Мергели на воздухе быстро выветриваются, растрескиваются и разрушаются. Объемная масса 1,9—2,5 гс/см³, прочность достигает 600 кгс/см². Коэффициент крепости колеблется от 4 до 6, категория трудности разработки III—VI.

Подгруппа обломочно-сцементированных пород включает крупно- и мелкообломочные породы.

Крупнообломочные породы слагают склоны Чаткало-Кураминских, Гиссарских и других горных систем, а также северо-западные склоны

Таблица 3

Состав и свойства каменных лессов Узбекистана (по М. З. Назарову)

Показатель	Приатласкопский предгорный впадина			Ферганская впадина			Самаркандская впадина			Кашкардарьинская впадина		
	мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.	мин.	макс.	средн.
Гранулометрический состав, %												
песчан. фракция 0,05 мм	3,6	51,6	27,3	6,6	33,1	18,34	2,5	23,5	13,6	6,41	12,48	8,77
пылеватая фракция 0,05—0,06 мм	26,8	85,1	39,9	59,7	84,1	71,88	62,2	81,3	70,8	78,28	82,90	79,84
глинистая фракция 0,005 мм	3,4	23,3	11,6	5,5	16,8	9,23	9,4	15,7	12,8	8,72	15,03	11,15
Влажность, %	6,08	27,90	15,73	2,0	12,90	8,19	4,75	19,18	13,45	7,16	14,60	11,93
Удельная масса г/см ³	2,61	2,78	2,70	2,60	2,75	2,695	2,72	2,72	2,735	2,65	2,74	2,70
Объемный вес скелета, г/см ³	1,58	1,95	1,77	1,62	1,89	1,73	1,73	1,97	1,84	1,63	1,78	1,68
Пористость, %	29,65	12,75	33,9	29,47	41,45	34,64	31,27	36,19	33,55	35,1	39,4	37,7
Пределы пластичности:												
текучесть	23,2	43,9	34,3	27,44	37,50	33,34	25,85	33,93	31,32	50,93	33,72	52,12
раскатывание	3,45	32,8	23,72	19,8	26,50	23,64	20,83	25,80	23,76	17,88	20,86	19,19
число пластичности	3,94	20,8	11,33	6,69	13,73	10,18	3,98	19,2	7,56	12,83	13,11	12,93

хребтов Бабатаг, Зирабулак-Зияятдин, Байсунтау и Нурата. К описываемой подгруппе пород отнесены различно переслаивающиеся толщи пород девонского, верхнемезозоенового и верхненеогенового возраста, которые представлены песчаниками, конгломератами, песчано-глинистыми известняками общей мощностью до 1200 м.

Конгломераты на 60—70% состоят из окатанных обломков известняка и кремния с размерами галек от 2—3 до 30 см, в пересыпке с гравийным материалом. Цемент известково-железистый, крепкий. Конгломераты по трудности разработки относятся к V—VI категории, коэффициент крепости их равен 4—5. Они устойчивы против эрозии и развевания. Допустимые нагрузки на них более 6 кг/м². Известняки мелкокристаллические, плотные, трещиноватые. Коэффициент крепости комплекса 8—10, категория по трудности разработки VI—VII.

Мелкообломочные породы развиты повсеместно вдоль долин рек и распространены в пределах предгорий, горных возвышенностей, слагают нижние части склонов, а также крылья крупных структур и отдельных брахиантиклинальных и многочисленных куполовидных под-

Состав и свойства различных гелетических типов лессовых пород Узбеки

Район	Вещественный									
	гранулометрический состав фракции, %			химический состав, %			карбонатность, %	полюность, соли, %	степень засоленности	тип засоления
	Песок	Пыль	Глина	SiO ₂	Al ₂ O ₃	SiO ₂ /Al ₂ O ₃				
Пролувияльные										
Приташкентская предгорная впадина	11,2	77,4	11,2	52,1	11,5	8,0	26,8	1,10	От слаб. до сильн.	Сульф.
Голодная степь	14,4	71,0	13,8	51,5	12,0	7,3	24,9	1,18	То же	То же
Самаркандская впадина	14,8	76,0	9,3	53,1	11,3	8,2	28,1	0,71	Среди.	Карб.-сульф.
Кашкадарьинская депрессия	8,7	80,1	9,2	52,0	12,1	7,3	26,2	0,76	То же	Хлор.-сульф.
Сурхандарьинская впадина	5,6	90,2	3,9	54,2	11,8	7,9	26,1	0,9	.	Сульф.
Пролувияльные										
Приташкентская предгорная впадина	12,9	72,8	13,7	50,7	15,5	6,3	30,3	1,1	Среди. сильн.	Карб. Сульф.
Голодная степь	9,8	74,6	15,7	—	—	—	—	0,64	Среди. Слаб.	Сульф.
Ферганская впадина	22,5	61,5	15,5	46,0	12,7	6,96	39,4	—	—	—
Самаркандская впадина	22,5	56,5	11,3	53,8	11,0	7,1	23,4	0,39	Слаб.	Карб. сульф.
Кашкадарьинская впадина	8,2	85,4	5,9	51,72	11,7	7,5	30,8	1,02	Сильн.	Сульф.
Сурхандарьинская впадина	17,3	76,3	5,8	54,42	11,68	8,0	25,3	0,6	Среди.	То же
Аллювияльные										
Приташкентская предгорная впадина	18,0	68,9	12,0	52,6	10,2	8,2	29,9	0,32	Слаб.	Сульф. Карб.
Голодная степь	10,1	62,7	25,7	45,6	10,2	7,7	26,0	0,54	То же	Сульф.
Ферганская впадина	17,8	65,2	16,2	49,5	12,7	6,0	30,8	0,25	.	Карб.
Самаркандская впадина	25,8	61,6	11,9	58,3	7,2	13,1	25,5	0,18	.	Карб.
Кашкадарьинская депрессия	15,9	75,8	6,8	56,7	10,4	9,0	—	0,65	Слаб.	Сульф.
Делювияльные										
Акташсай (приташкентская предгорная впадина)	15,7	73,5	10,2	54,8	15,0	6,2	—	0,32	Слаб.	Сульф. Карб.
Алмалык (приташкентская предгорная впадина)	12,7	77,4	9,1	49,9	6,9	12,2	31,5	0,99	Сред.	Сульф.
К. Гарай (самаркандская впадина)	17,5	72,9	9,5	52,5	10,0	5,3	28,8	—	—	—
Правобережье Кашкадарьи	6,5	76,0	16,9	51,6	11,6	7,66	29,0	0,18	Слаб.	Карб.-хлор.
Сурхандарьинская впадина	6,8	87,9	4,8	54,4	11,68	8,0	25,5	0,78	Среди.	Сульф.

Таблица 4

стана), (по данным С. М. Касимова, А. Н. Исламова, П. М. Карпова и др.)

состав			Физико-механические свойства и состояние									
минералог. состав			удельный г/см ³	объем масса г/см ³		пористость, %	влажность, %	набухчивость			коэффициент относительн. просадочн.	
кварц	полевые шпаты	тожедая фракция		сухой продукт	при ест. влажн.			верх. пре- дел, %	нижн. пре- дел, %	число набухчив.	при Г ₀	при 3 кг/см ²
десс												
3,62	18,4	1,8	2,62	1,43	1,55	48,0	11,5	21,3	17,3	4,0	0,057	
37,0	20,4	1,7	2,70	1,37	1,62	49,4	10,9	25,7	20,3	5,4	0,040	0,58
40,2	18,0	1,4	2,71	1,43	1,55	47,3	9,3	26,9	20,9	6,0	0,040	—
42,5	7,5	2,9	2,71	1,42	1,58	46,2	11,79	29,2	23,6	5,6	—	—
34,1	16,41	1,7	2,72	—	1,37	51,5	4,95	28,8	22,3	6,5	0,03	0,080
лессовидные породы												
34,5	21,2	3,6	2,69	1,69	1,89	43,9	12,0	25,7	19,16	5,5	0,005	—
25,6	22,6	2,1	2,75	1,38	1,80	36,9	9,4	26,0	13,0	13,0	0,004	0,009
30,8	15,0	0,34	2,71	1,43	—	48,7	—	30,8	21,3	9,5	—	—
38,5	14,2	0,91	2,71	1,32	1,41	45,1	9,2	24,4	18,4	6,0	0,05	—
—	—	—	2,70	1,38	1,49	45,0	8,8	20,0	12,0	8,0	—	—
32,8	22,6	1,75	2,71	—	1,45	48,5	5,13	24,4	18,7	5,7	—	—
лессовидные породы												
30,6	9,7	3,4	2,72	—	1,51	44,3	16,0	28,8	20,2	8,6	0,0001	0,001
38,9	10,8	0,14	2,73	1,51	1,88	44,6	22,0	28,0	22,0	6,0	0,005	0,025
32,7	13,1	0,74	2,70	1,47	—	47,5	—	29,5	20,4	9,1	0,000	—
37,3	18,3	0,8	2,71	1,52	—	43,8	15,2	—	—	—	0,005	0,025
40,7	22,7	4,75	2,73	—	1,63	43,7	16,6	26,1	17,7	8,4	—	—
лессовые породы												
30,0	22,8	3,18	2,70	—	1,40	46,7	21,4	29,2	20,1	9,1	0,005	0,001
39,7	25,4	1,2	2,74	—	1,54	42,7	19,0	29,7	19,2	10,5	0,018	—
42,7	21,0	2,18	2,74	1,56	1,44	47,4	8,9	26,1	19,2	6,9	0,029	—
38,4	32,7	2,0	2,70	1,58	1,39	48,6	—	—	—	—	—	—
—	—	—	2,71	—	—	46,5	—	27,9	Не раскатыв.		—	—

пятий. Литологически породы представлены пересланяющейся толщей глин, алевролитов, песчаников с прослоями песков, конгломератов, гравелитов, реже известняков мощностью 250—3000 м и более.

Песчаники мелко- и среднезернистые, полимиктовые со средней степенью цементации. Цемент глинистый и глинисто-известковый. Песчаники состоят из зерен кварца (40%) и полевого шпата (5%). Предел прочности при сжатии в сухом состоянии колеблется от 69 до 119 кг/см². Мощность зоны выветривания не более 2 м. При насыщении водой песчаники разрушаются и значительно снижают прочность. Небольшое содержание гипса и выщелачиваемых солей (0,2—0,4%) не снижает прочность и антисуффозионные свойства пород.

Песчаники в большинстве случаев трещиноватые. Объемная трещинная пустотность массива песчаников изменяется от 1,8 до 5,8%, блочность от 44,5 до 48,1 см (рис. 32).

Алевролиты мелкопесчанистые, известняковистые, прочные, но с поверхности быстро подвергаются выветриванию. Временное сопротивление сжатию составляет в естественном состоянии 102—236 кг/см², при насыщении водой они разрушаются. Коэффициент крепости пород равен 4—6, категория трудности разработки IV—VI.

Подгруппа пылеватых и глинистых цементированных пород распространена там же, где и предыдущие подгруппы.

Литологически породы представлены глинами, каменными лессами с прослоями и линзами конгломератов, реже песчаников. Мощность отложений от 20 до 500 м и более.

По гранулометрическому составу глины неоднородны, глинистые частицы составляют от 8 до 70% (в среднем 36%), пылеватые — от 14 до 70 (в среднем 55%), песчаные — от 3 до 42 (в среднем 9%).

Основные инженерно-геологические характеристики глин сведены в табл. 3 и 4.

Глины характеризуются как слабосжимаемые грунты (1—9 кгс/см²). Категория по трудности разработки II—III.

Каменные лессы — древние аналоги лессовых пород. Они широко распространены преимущественно в предгорьях, предгорных равнинах и адырах Ферганской впадины, Приташкентском районе (правобережной части р. Чирчика), Самаркандском, а также в предгорьях Гиссарского и Зирабулакского хребтов в Кашкадарьинской впадине. Каменные лессы почти во всех встречаемых участках залегают под мощной толщей лессовых пород верхнечетвертичного возраста. Каменные лессы Приташкентского и Самаркандского районов, по М. З. Назарову (1968), относятся к нижнему отделу четвертичной системы, а в Ферганской впадине — к верхнему отделу неогеновой системы. Наименьшей мощностью каменные лессы обладают в Самаркандском районе (около 10 м). На территории Ферганской впадины их мощность до 70 м и более, а в Приташкентском районе изменяется от 20 до 150 м. Они обычно подстилаются неогеновыми отложениями.

Каменные лессы очень плотные, слабо запесоченные, однородны по всему разрезу. С поверхности они сильно выветрелые. По гранулометрическому составу не отличаются от обычных лессов. Содержание песчаной фракции (>0,05 мм) изменяется от 2,5 до 51,6% и в среднем составляет 16,98%, пылевой фракции — от 36,8 до 85,1%, в среднем 70,6% и глинистой фракции — от 3,4 до 23,3%, в среднем 11,2%. Каменные лессы имеют высокий удельный вес (в среднем 2,71 г/см³) и низкую пористость (в среднем 34,9%). Коэффициент крепости пород составляет 3—4, категория трудности разработки III—V.

Породы без жестких связей и почвы

Данный класс пород подразделяется на две группы: осадочные и почвы.

Среди осадочных выделено три подгруппы — связанные, несвязанные и биогенные (озерно-болотные).

Подгруппа связанных пород включает комплексы лессовидных и собственно лессовых пород.

Комплексы лессовых пород, литологически представленные лессами, лессовидными суглинками и супесями, распространены на севере Ферганской впадины, в Голодной степи, в Приташкентском районе, на левом берегу Сурхандарьи, в Самаркандской и Кашкадарьинской впадинах, в периферийных частях сдвинутых конусов выноса, краевых, боковых притоках крупных рек и слагают отдельные территории междуречных и задырных впадин. Подстидают их песчаники, алевролиты, каменные лессы и галечники.

Лессы в вертикальном разрезе однотипные, однородные по составу, мощностью от 5—10 до 50—80 м, местами и более. Лессовидные отличаются меньшей однородностью и содержат прослои и линзы гравийно-песчаного материала.

Генезис лессовых пород разнообразен, выделяются эоловые, пролювиальные, делювиальные, аллювиальные и другие смешанные генетические типы. Наиболее широко распространены пролювиальные и аллювиальные.

Пролувиальные лессовые породы в пределах Узбекистана занимают большие площади периферийных частей предгорных равнин и широкой полосой прослеживаются в предгорной части Чаткало-Кураминского, Нуратинского хребтов и по возрасту относятся к средне- и верхнечетвертичному периоду.

По основным признакам лессовые породы Узбекистана делятся на лессы и лессовидные породы. Лессы обычно залегают в периферийных частях предгорных равнин, а лессовидные — ближе к горным частям.

Лессы в Юго-Западном Узбекистане повсеместно подстилаются коренными мезо-кайнозойскими породами, а в северо-восточном — местами конгломератами, галечниками и каменным лессом. Мощность их постепенно увеличивается от гор к равнине. Максимальная мощность — до 100 и более метров в Приташкентском районе и Кашкадарьинской впадине. Повсеместно они высокопористые и карбонатные. Состав и свойства лесса различных районов неодинаковы и зависят от условий распространения и области сноса материала (рис. 33, 34, 35, 36; табл. 4).

Одна из особенностей пролювиального лесса — его гранулометрический состав, незначительно изменяющийся по горизонтали и вертикали. В нем по всей толще преобладают пылеватые фракции (0,05—0,005 мм) — от 41,9 до 90,2%, среднее 71,6%. Песчаная фракция преобладает над глинистой, ее количество изменяется от 0,05 до 50,5%, среднее — 18,7%. Меньше всего глинистой фракции (<0,005 мм), содержание которой колеблется в широких пределах — от 4,4 до 10,86%, среднее 8,8%.

Следует отметить, что по мере удаления от гор к равнинной части в пределах бассейнов Кашкадарьи, Сурхандарьи, Зарафшана и Чирчика содержание пылеватой фракции увеличивается. Например, среднее

содержание пылевой фракции в толще лесса, расположенной в верхних частях пролювиальных отложений бассейна Кашкадарьи, составляет 75,4, в средней — 79,0, в концевой — 89,4%.

Увеличение глинистых фракций также изменяется по мере удаления от гор к равнине (от 6,0% — в верхних частях до 14,0% в концевой).

Гранулометрический состав пролювиальных лессов неодинаков и по трехчленной классификации грунтов (Приклонский, 1955) они относятся к пылеватым разностям суглинка и супеси.

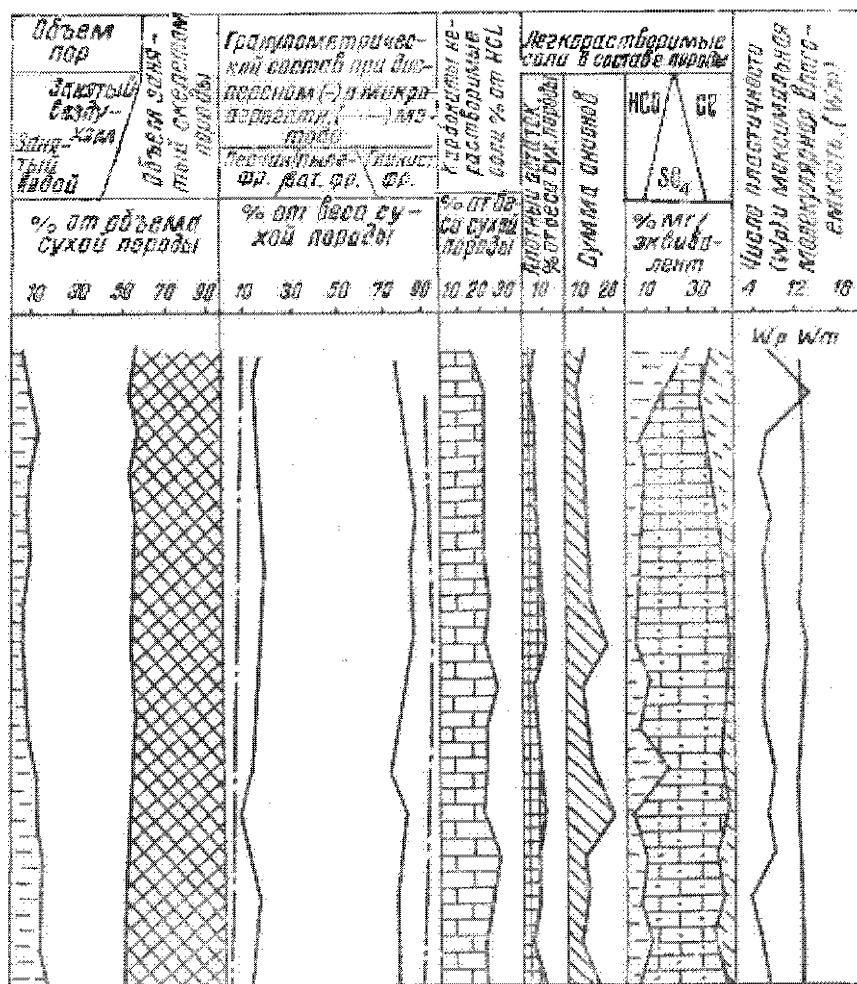


Рис. 33. График изменения состава и свойств пролювиального лесса по вертикальному разрезу средней части бассейна р. Зарафшана.

Карбонатность пролювиального лесса высокая и изменяется в пределах 17,4—33,7% (среднее 28,2%) от веса сухой породы. С удалением от гор карбонатность постоянно возрастает и достигает максимума в концевой части пролювия.

Минералогический состав фракции крупнее 0,005 мм показывает, что в основной массе пролювиального лесса преобладает легкая фракция с удельным весом менее 2,75 г/см³, которая составляет от 82,24 до 91,83, в среднем 85,7% в лессах Приташкентского района; 95,09 — 96,84, в среднем 96,14% в Голодной степи; от 72 до 85%, в среднем 78,33% в долине р. Зарафшана. Соответственно по районам в составе легкой

фракции содержание кварца 41,35 и 37,73%, полевого шпата 17,35 и 20,34%, агрегатов глинистых минералов 14,62, 25,2 и 11,0%; другие минералы встречаются в единичных зернах.

Содержание минералов тяжелой фракции в лессах Приташкентского района составляет 0,077—2,96%, Голодной степи 3,16—4,94% и долины Зарафшана 2,07—8,77% от веса бескарбонатной части породы. В тяжелой фракции обнаружены минералы группы элидот, лимонит, гематит, ильменит, турмалин, мусковит, роговая обманка, сфен, циркон, ангидрит и ставролит.

Разное содержание минералов легкой и тяжелой фракции в лессах различного района свидетельствует о том, что для каждого района характерна своя область сноса.

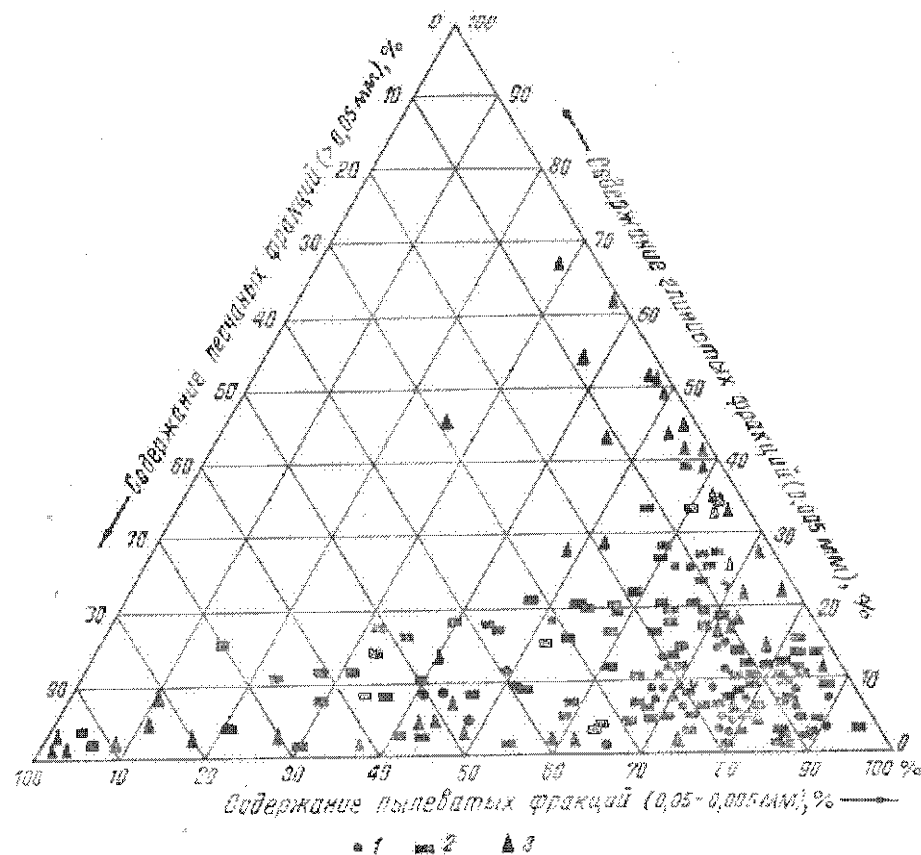


Рис. 34. Диаграмма-треугольник изображения гранулометрического состава лессовых пород.

Средние содержания по выработкам: 1—пролювиальный лесс; 2—пролювиальные лессовидные породы; 3—аллювиальные лессовидные породы.

В лессовых породах по мере удаления от гор к долиной части постепенно уменьшается содержание минералов тяжелой фракции и за счет этого увеличивается легкая фракция. Такое изменение подтверждает пролювиальное происхождение лесса.

Электронно-микроскопический анализ глинистой фракции ($<0,005$ мм) лесса показывает, что она состоит в основном из минералов группы гидрослюд и каолинита. Встречаются единичные образования монтмориллонита в виде ступков с расплывчатыми краями.

В результате химического анализа водной вытяжки выявлено, что в составе пролювиального лесса содержание водорастворимых солей

больше, чем в других генетических типах лессовых пород. Во всех районах за исключением верхней части толщи преобладают хлористые и сернокислые соли, в среднем более 8,10 мг/экв.

Тип засоления верхней части лессовой толщи преимущественно сульфатно-карбонатный, степень засоления слабая. Это обусловлено вымыванием солей из верхней части толщи просачивающимися атмосферными водами. С увеличением глубины тип засоления изменяется на сульфатный и хлоридно-карбонатный, а степень засоления на среднюю.

Наличие в составе мощной толщи пролювиального лесса, большого количества ионов SO_4 и Cl при глубоком залегании грунтовых вод указывает на то, что эти породы со времени своего образования не

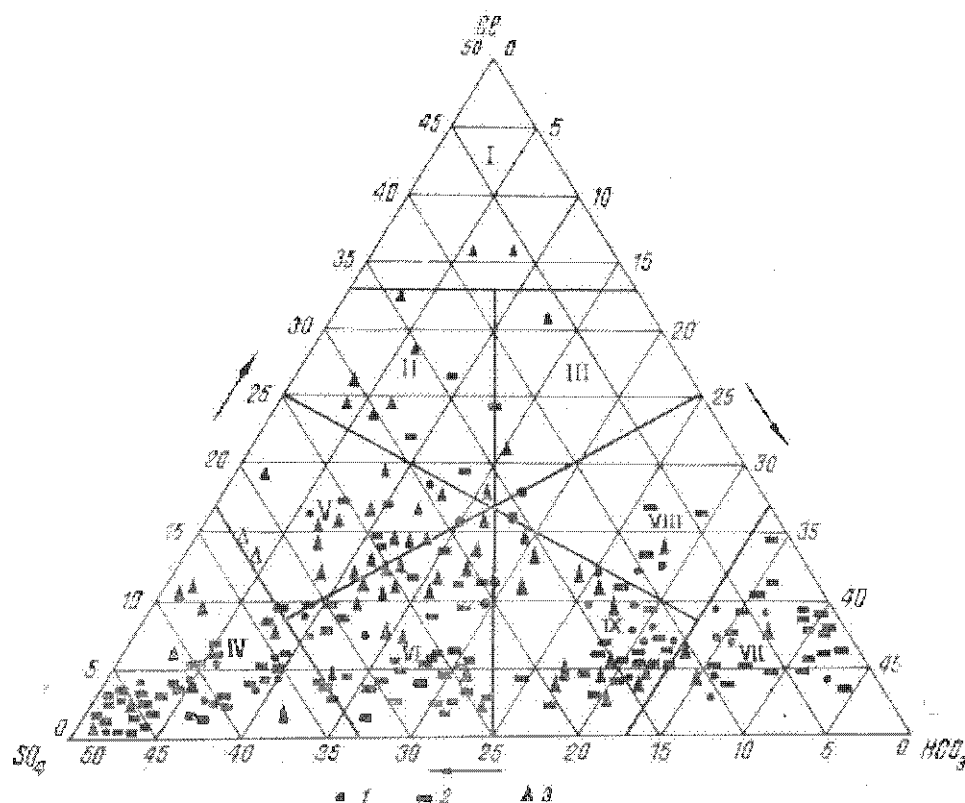


Рис. 35. Диаграмма-треугольник изображений типов засоления различных генетических типов лессовых пород.

Типы засоления: I—хлоридный, II—сульфатно-хлоридный, III—карбонатно-хлоридный, IV—сульфатный, V—хлоридно-сульфатный, VI—карбонатно-сульфатный, VII—карбонатный, VIII—хлоридно-карбонатный, IX—сульфатно-карбонатный. Средние содержания по выработкам: 1—пролювиальный лесс, 2—пролювиально-лессовидные породы, 3—аллювиально-лессовидные породы.

подвергались длительной замочке и, следовательно, не потеряли просадочной способности. Большое количество поверхностных вод Г. А. Мавлянов (1958) считает благоприятным условием для вымывания солей из породы при орошении.

Валовой химический состав пролювиального лесса представлен SiO_2 , Al_2O_3 , CaO и CO_2 , суммарное содержание которых в породе составляет в среднем 84,9% от веса сухой породы. Сравнительно в меньшем количестве отмечаются окислы Fe_2O_3 , MgO , Na_2O и K_2O (от 6,4 до 9,6%, среднее 7,9%).

В пролювиальном лессе наблюдаются существенные изменения влажности как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Весовая влажность лессов изменяется от 2,0 до 15,0 (среднее 9,3%).

В зависимости от этого изменяется и объемная влажность — от 7,5 до 21,3 (среднее 13,7%). Максимальная молекулярная влагоемкость лесса варьирует от 10,4 до 14,7 (среднее 12,26%). Результаты анализа пластичности лесса показывают, что верхний предел изменяется от 21,2 до 41,2 (среднее 26,65%); нижний — от 18,03 до 31,9 (среднее 21,45%); число пластичности от 1,98 до 10,5 (среднее 5,5%). С увеличением глинистой фракции увеличивается значение числа пластичности.

Удельный вес лесса колеблется от 2,60 до 2,76 (среднее 2,71 г/см³).

Значение объемной массы в лессе увеличивается с глубиной и изменяется от 1,30 до 1,79 г/см³ при естественной влажности (среднее

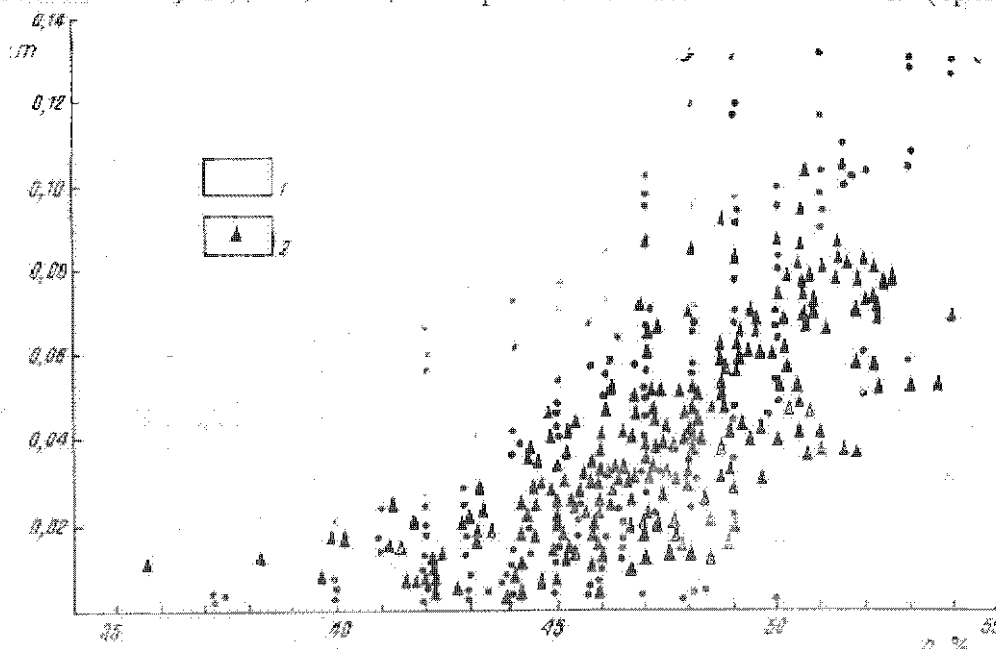


Рис. 36. График изменения коэффициента относительной просадочности в зависимости от пористости.

Единичные значения: 1—пролювиальный лесс, 2—эрозионные, лессовидные породы.

1,59 г/см³), в сухом состоянии от 1,20 до 1,63 г/см³ (среднее 1,43 г/см³). По значениям объемной массы и плотности лессов на различных участках и на разной глубине можно определить пористость пород и предварительно предсказать их просадочность.

Пористость лессовой толщи — один из основных показателей просадочности этих пород — меняется в зависимости от объемной массы и плотности. Пролувиальные лессы отличаются от других генетических типов лессовых пород высокой пористостью; ее значения изменяются от 42,2 до 56,1 (среднее 47,3%), уменьшаясь с глубиной. Благодаря большой мощности и влажности лессов в нижней части разреза произошло их частичное самоуплотнение от веса вышележащих толщ. Соответственно с глубиной уменьшается коэффициент пористости — от 1,66 до 0,72 (среднее 0,92%).

Компрессионные свойства пролювиального лесса, характеризующие степень его просадочности, определялись замачиванием образцов при природной нагрузке. Вертикальную нагрузку на породы накладывали ступенями и доводили до 10 кгс/см².

Сжимаемость лесса при естественной влажности сравнительно

слабая. При замачивании порода резко реагирует на увлажнение и утрачивает устойчивость структуры, проседает. С глубиной величина просадки в зависимости от величины природной нагрузки возрастает. Наблюдавшиеся в пределах Узбекистана вертикальные деформации поверхности лесса, местами достигающие 3,0 м, доказывают большую мощность просадочной лессовой толщи (рис. 37).

Таким образом, по удельной величине просадки, геолого-литологическим, геоморфологическим, гидрогеологическим условиям территория распространения пролювиального лесса относится к сильно просадочной (величина просадки 1—2 м и более). В зависимости от пористости, мощности лесса и продолжительности замочки коэффициент относительной просадочности, а также величина просадки меняются. Изучение сопротивления сдвигу лесса в лабораторных условиях показало, что коэффициент внутреннего трения изменяется от 0,25 до 0,85 кгс/см², угол внутреннего трения — от 14 до 40°, а величина сцепления от 0 до 0,5 кгс/см².

Коэффициент крепости лессовых пород равен 0,8. Категория по трудности разработки VII. Допустимая нагрузка 1—2,5 кгс/см². Условия для строительства неблагоприятные, требуется сложная инженерно-геологическая подготовка территории.

Пролувиальные лессовидные породы наиболее широко распространены в пределах бассейнов рек Чирчика, Ахангарана, Зарафшана, Кашкадарьи, Сурхандарьи и их притоков, а также по обоим склонам хребта Нуратау, в южной части Голодной степи, Ферганской долине, орошаемых частях предгорных равнин, речных долинах и концевых частях конуса выноса.

Лессовидные породы обладают большой мощностью — 40—60, местами 100 м, часто подстилаются коренными породами. В пределах низовьев Амударьи и Кызылкумов пролювиальные лессовидные породы распространены ограниченно и развиты в конусах выноса сухих саев и промоин, на склонах гор и останцовых возвышенностей мощностью до 2,0 м.

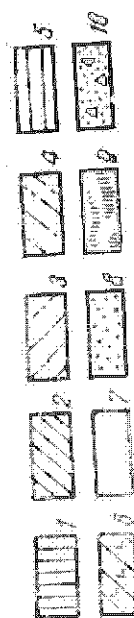
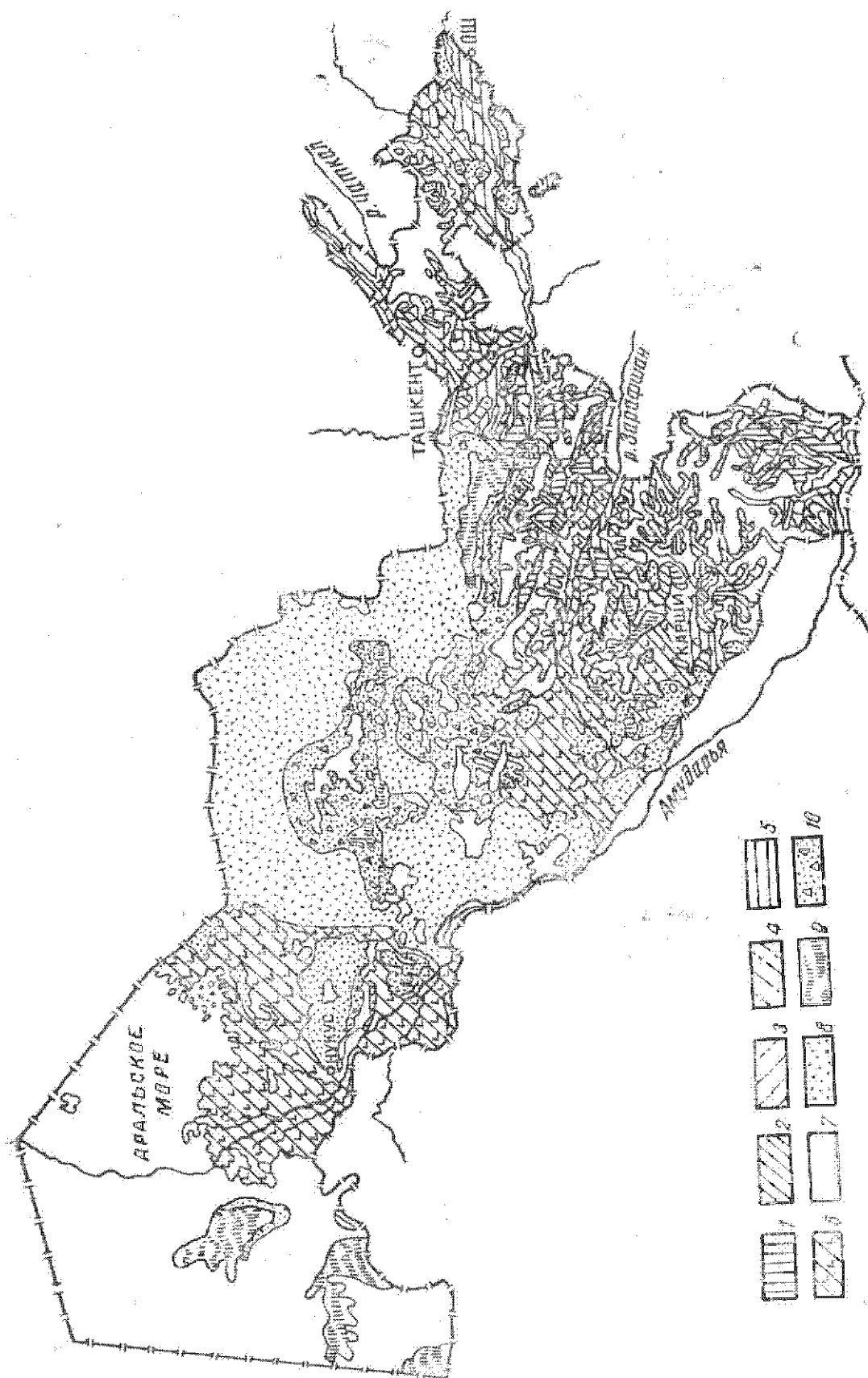
Толща лессовидных пород в отличие от лесса характеризуется содержанием прослойки и линз песка и гравия. Мощность и количество прослоек и линз грубозернистых образований в направлении от гор к долине постепенно уменьшаются, они сменяются более тонкозернистым материалом.

В лессовидных породах, слагающих полосу пролювиальных образований, песчаной фракции меньше, чем в верхней полосе, где среднее содержание ее колеблется от 46,9 до 14,6%. В этом же направлении увеличивается содержание пылеватой фракции от 41,23 до 68,02%, глинистая фракция изменяется от 5,7 до 16,8% (рис. 38).

Карбонатность лессовидных пород колеблется в широких пределах — 3,6—34,10% от веса сухой породы. В лессовидных породах, слагающих верхнюю полосу, содержание карбонатов несколько меньше — 3,6—26,10 (среднее 17%), причем такое изменение наблюдается только в горизонтальном направлении. А в лессовидных породах, слагающих

Рис. 37. Схематическая карта прогноза просадочности лессовых пород Узбекистана по классификации Г. А. Мавлянова, А. И. Исламова, С. М. Касимова и др., 1962, 1968, 1969.

Лесс и лессовидные породы: 1—сильнопросадочные, величина просадки 1—2 м и более; 2—средне-просадочные, величина просадки 0,5—1,0 м; 3—слабопросадочные, величина просадки 0,15—0,5 м; 4—очень слабепросадочные, величина просадки 0,05—0,15 м; 5—проявлено-просадочные; 6—непросадочные. Не лессовые породы: 7—коренные, местами покрытые маломощными четвертичными образованиями; 8—пески эоловые (грядовые, барханные); 9—содолики, заболоченные участки; 10—галечник, щебень, дресва, гравий и перемычки с песком.



среднюю полосу, 17,3—21,1%. Наибольшее содержание (увеличение) карбонатности наблюдается в концевой полосе пролювия.

При длительной замочке лессовидных пород карбонатность в них уменьшается в результате вымывания из породы части карбонатов и водорастворимых солей.

Результаты многочисленных анализов водной вытяжки показывают наименьшее содержание водорастворимых солей в верхней час-

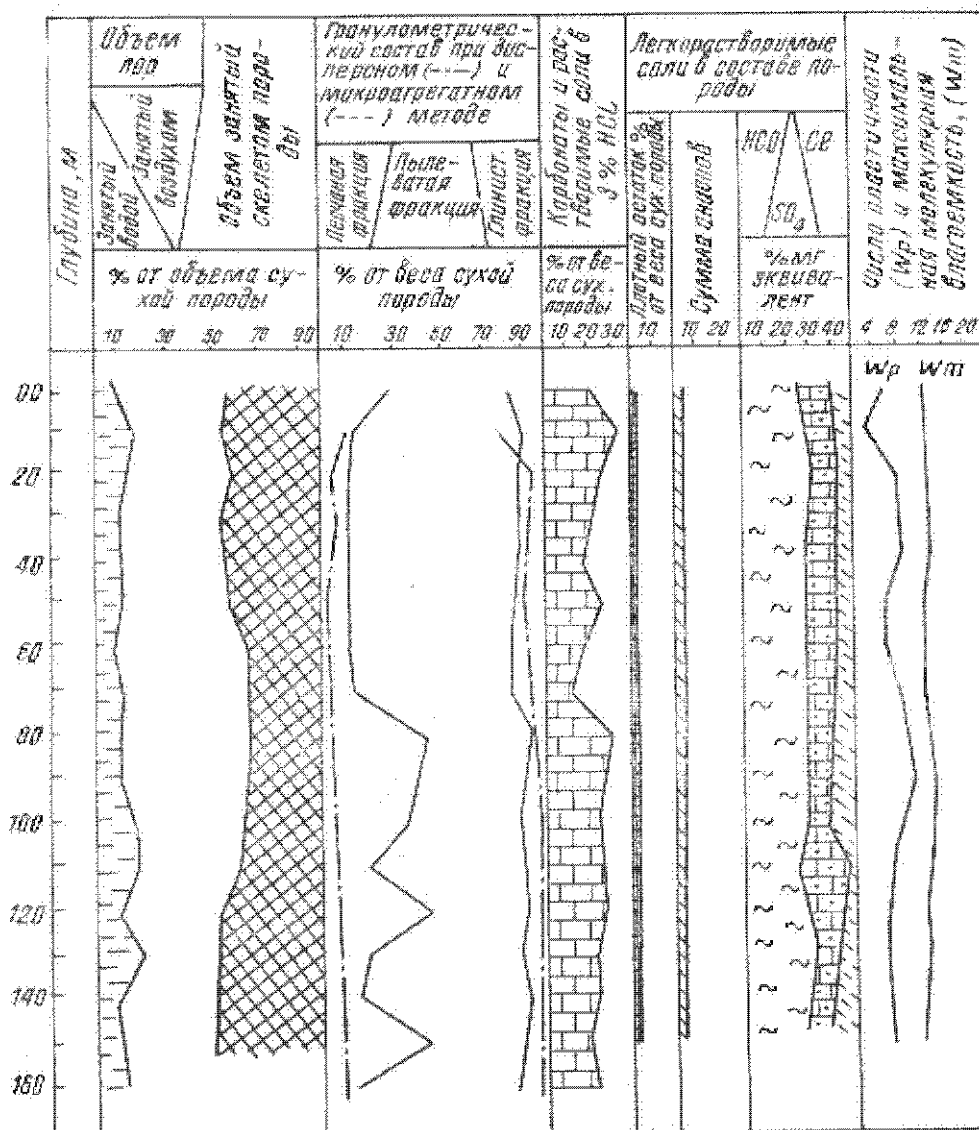


Рис. 38 График изменения состава и свойств пролювиальных лессовидных пород по вертикальному разрезу средней части бассейна р. Зарафшана.

ти пролювиальных лессовидных пород, где плотный остаток в среднем составляет 0,1%. Наибольшее содержание плотного остатка равно 0,54% (средняя полоса). Так, засоления изменяются от карбонатного до сульфатного, степень — от незасоленной до сильно засоленной (преобладает слабая), хлористые соли почти отсутствуют.

В концевой полосе на проявленно-просадочных породах водорастворимые соли составляют в среднем 0,2%.

Лессовидные породы в основном состоят из минералов легкой фракции, где содержание их изменяется от 75,7 до 99,9% от веса бескарбонатной части породы. В среднем легкая фракция непроявленно-просадочной породы составляет 93,4% а для проявленной — 88,03%.

Тяжелая фракция составляет незначительную часть породы и ее содержание изменяется в пределах 0,07—6,7 (среднее 0,2%). В валовом химическом составе лессовидных пород, как и лессов, преобладает содержание SiO_2 , Al_2O_3 , CaO , CO_2 , а сумма их в среднем составляет 82,3%. В зависимости от удаленности от области сноса к долине изменяется количественное содержание отдельных компонентов. Уменьшается содержание SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и увеличивается MgO , CaO , CO_2 .

Часть полосы	SiO_2	Al_2O_3	Na_2O	MgO	CaO	CO_2
Верхняя	58,9	13,4	2,4	2,8	6,8	5,6
Средняя	50,7	12,6	1,9	4,13	11,3	7,9
Концевая	49,04	12,3	0,9	3,70	1,1	12,0

Весовая влажность описываемых пород в верхней полосе изменяется от 1,2 до 8,1 (среднее 3,7%). Наибольшее значение отмечается для средней полосы (8,9%). Наибольшее среднее значение весовой влажности имеют породы, слагающие концевую часть (до 13,5%). Проявленно-просадочные породы имеют самое большое значение — от 4,7 до 26,8% (среднее 13,3%). Наблюдается также увеличение естественной влажности по глубине от 2,0 до 12,8%.

Пластичность лессовидных пород характеризуется следующими величинами: верхний предел 17,02—32,4 (среднее 23,48%), нижний 14,7—34,5 (среднее 18,5%), число пластичности 1,6—14,04 (среднее 6,2%). Общее увеличение пластичности пролювиального мелкозема наблюдается от горной части к долине рек.

Объемная масса лессовидных пород изменяется от 1,27 до 1,90 (среднее 1,43 г/см³) при естественной влажности сухого грунта от 1,20 до 1,77 (среднее 1,34 г/см³). В пролювиально-просадочных породах объемная масса в среднем составляет 1,45 г/см³. Объемная масса сухого грунта постепенно уменьшается от гор к долине, а с глубиной увеличивается за счет веса вышележащих толщ.

Удельный вес этих пород изменяется от 2,64 до 2,83 (среднее 2,73 г/см³). В проявленно-просадочных породах в результате вымывания легкорастворимых солей удельный вес увеличивается и в среднем достигает 2,75 г/см³.

Пористость лессовидных пород, слагающих верхнюю часть этих отложений, изменяется от 47,0 до 52,0%, в средней части 45,0—55,6%, в концевой части 41,6—56,8%. Пористость проявленно-просадочных пород изменяется от 41,7 до 49,8 (среднее 46,6%).

Приведенные данные показывают, что пролювиальные лессовидные породы отличаются более просадочными свойствами, что связано с их пористостью (рис. 37). Наблюдается закономерное уменьшение пористости по мере удаления от гор к равнинной части долины и с глубиной.

Компрессионные испытания лессовидных пород показали их способность деформироваться при замочке. Величина деформации непроявленно-просадочных пород, слагающих среднюю часть, меньше, чем пород, слагающих концевую часть.

Величина коэффициента относительной просадочности уменьшается с глубиной и колеблется в пределах 0,01—0,076 (среднее 0,036). Это свидетельствует о том, что лессовидные породы тоже могут дать большую просадку.

Коэффициент крепости лессовидных пород пролювиального генезиса равен 0,6—1,0. Категория по трудности разработки VII—VIII. Допустимая нагрузка достигает 1—2,5 кгс/см².

Условия для промышленно-гражданского и ирригационного строительства благоприятные за исключением территории развития оползневых процессов и уступов притоков. На этих участках целесообразно

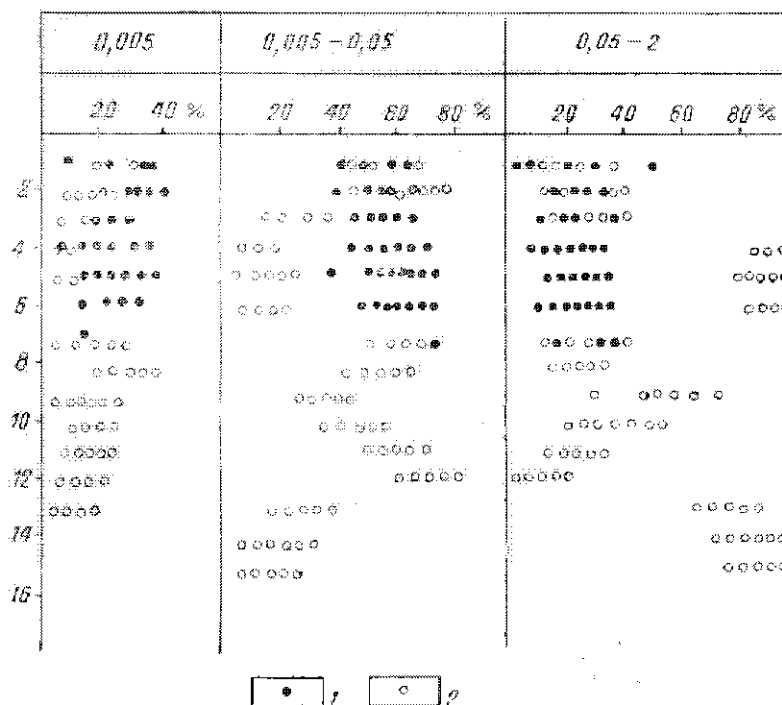


Рис. 39. График изменения гранулометрического состава аллювиальных отложений по разрезу.

1—частное значение лессовидных пород; 2—частное значение переслаивающихся лессовидных и песчаных пород.

насаждение деревьев с террасированием склонов. Необходимо также учитывать просадочные свойства и применять соответствующие мероприятия по их устранению.

Аллювиальные лессовидные породы широко распространены в пределах современной долины рек Чирчика, Ахангарана, Сырдарьи, Зарафшана, Кашкадарьи, Сурхандарьи, низовьях Амударьи и их крупных притоков, слагая первую, вторую и третью надпойменные террасы этих рек.

Гранулометрический состав отложений в различных участках Узбекистана разнородный и зависит от удаленности области сноса, а также от силы потока. В гранулометрическом составе аллювиальных лессовидных пород также преобладает пылеватая фракция (от 61,6 до 75,8%), но ее сравнительно меньше, чем в других типах лессовых пород. Песчаной фракции больше и ее количество изменяется от 10,1

до 25,8%. Содержание глинистой фракции также больше — от 6,8 до 25,8% (рис. 39).

Карбонатность этих пород изменяется от 22 до 30% (в среднем 27%) от веса сухой породы и увеличивается от древних террас к молодым.

В аллювиальных лессовидных породах, как и в других генетических типах лессовых пород, основную часть составляют легкие минералы: кварц, полевой шпат, биотит, мусковит и глинистые минералы; суммарное содержание их изменяется от 76,61 до 95,61% от веса бескарбонатной части породы. Тяжелые минералы представлены магнетит-ильменитом, лимонитом, гематитом, гранатом, цирконом и др. содержанием от 0,005 до 5,0%.

С увеличением количества глинистых минералов уменьшается содержание полевых шпатов и наоборот. Это объясняется тем, что глинистые минералы образовались в результате разложения (выветривания) легко истирающихся полевых шпатов.

Аллювиальные лессовидные породы состоят из основных пород образующих компонентов: SiO_2 (53,9—66,1%), Al_2O_3 , CaO , CO_2 (6—10%), Fe_2O_3 , FeO , TiO_2 , MnO , MgO , K_2O , Na_2O , SO_3 и др. (0,11—10,6%).

В аллювиальных лессовидных породах в отличие от других генетических типов лессовых пород легкорастворимые соли содержатся в незначительном количестве. В породах второй и третьей надпойменных террас Зарафшана, Чирчика, Сырдарьи и других рек их меньше, чем в породах первой террасы (0,315—0,330%). Тип засоления во многих случаях карбонатный и в очень слабой степени сульфатно-карбонатный. Это показывает неглубокое залегание и интенсивное испарение грунтовых вод.

Естественная влажность сравнительно высокая, зависит от мощности пород и глубины залегания уровня грунтовых вод, изменяется в больших пределах (13—23%) для нижних террас, а с глубиной также увеличивается.

Удельный вес пород колеблется от 2,70 до 3,73, среднее 2,72 г/см³. Объемная масса — от 1,35 до 1,75, в среднем 1,48 гс/см³. Большая объемная масса этих пород по сравнению с некоторыми другими генетическими типами лессовых пород свидетельствует о повышении природной плотности, обусловленной их генезисом. Пористость в среднем равна 44,3%. Следовательно, аллювиальные лессовидные породы имеют сравнительно хорошую уплотненность и при замочке под природной нагрузкой не деформируются, но могут дать ее под нагрузкой, превышающей природную, при этом величина деформации в зависимости от мощности толщи достигает 0,2—0,4 м.

Коэффициент крепости описываемых пород равен 0,5—0,8, категория по трудности разработки VII—IX. Условия для строительства малоблагоприятные из-за близкого залегания грунтовых вод.

Делювиальные лессовидные породы на территории Узбекистана часто встречаются на склонах горных хребтов, платообразных возвышенностей, на боргах оврагов и речных террас. Они залегают на породах разного возраста и разного литологического и петрографического состава. Образовались в результате выветривания и пересотложения горных пород, состоят из рыхлых обломочных образований и смеси с мелкоземом.

Делювиальные лессовидные породы наиболее распространены в бассейнах рек Зарафшана, Кашкадарьи, Чирчика, Ахангарана и др.

Имеют неоднородный состав, в толще содержат линзы, прослой песка, гравия, щебня и дресвы. Эти породы неоднородны как по горизонтали, так и по вертикали, но местами встречаются участки, сложенные из однородных лессовидных пород.

Делювиальные лессовидные породы по характеру образования разделяются на равнинные и горные. Равнинные образуются в результате разрушения и переотложения мелкоземистых террасовых образований без включения гальки и обломков пород. По инженерно-геологическим свойствам они близки к лессовидным породам. Горные породы образуются за счет продуктов разрушения коренных пород и в них содержится неравномерное количество обломков коренных пород.

Мощность делювиальных лессовидных пород как в равнинной, так и в горной зонах непостоянная и изменяется от сантиметров до нескольких десятков метров.

По гранулометрическому составу делювиальные лессовидные породы почти не отличаются от пролювиальных за исключением содержания в них обломков коренных пород. Количество песчаной фракции в них в среднем составляет 17,5%, пылеватой — 70,5 и глинистой — 12,0%, причем мощность пород вниз по склону возрастает и его состав становится более однородным. Это позволяет высказать мнение о том, что в условиях Узбекистана возможно развитие лессовых пород путем делювиального сноса.

В валовом химическом составе делювиальных лессовидных пород наблюдается повышенное содержание SiO_2 (14,16—63,53), Al_2O_3 (12,42—17,97%), CaO и CO_2 (сравнительно мало), что в сумме составляет 85—92% от веса сухой породы.

Карбонатность делювиальных лессовидных пород меньше, чем пролювиальных лессовых на 6—7%.

На различных участках Узбекистана минералогический состав делювиальных лессовидных пород неодинаковый и зависит от литологического состава слагающих коренных пород. В составе породы, так же как и в других генетических типах преобладает легкая фракция: кварц — 29,03%, полевые шпаты — 18, глинистые минералы — 24,05, слюды — 12%. В составе тяжелой фракции преобладают минералы эпидота — 0,60%, лимонит и гематит — 0,50, роговая обманка — 0,29, магнетит и ильменит — 0,28%. В делювиальных лессовидных породах минералов больше, чем в пролювиально-лессовидных и это доказывает, что при накоплении делювиальных отложений материал снесен с меньшего расстояния по сравнению с пролювиальными.

Химический анализ водной вытяжки показывает, что содержание щелочного остатка изменяется от 0,195 до 0,376% и отдельных ионов HCO_3^- — 0,178%, Ca — 0,078% от веса сухой породы.

Объемная масса изменяется от 1,28 до 1,58 г/см³ и в среднем составляет 1,33 г/см³, что свидетельствует о высокой пористости этих пород. Просадочные свойства в них очень низкие (в среднем до 0,015). Коэффициент крепости пород равен 0,5—0,8; категория по трудности разработки VII—IX, допустимая нагрузка на породы составляет 2—2,5 кгс/см². Условия для строительства неблагоприятные.

Элювиальные лессовидные породы широко распространены на водораздельных пространствах горной части Узбекистана, их мощность 2,0 м. В равнинных пространствах они тоже развиты, но их трудно отличить от исходной породы. Для горных элювиальных отложений

характерно отсутствие слоистости и неотсортированность материала как по механическому составу, так и по удельному весу.

В гранулометрическом составе элювиальных отложений преобладает пылеватая фракция, содержание которой изменяется от 39,8 до 75,6% (среднее 60,3%), песчаной фракции от 12,0 до 42,0% (среднее 28,0%), содержание фракции дресвы и щебня довольно значительное и достигает 21—22%, а глинистой от 4,0 до 20,7% (среднее 11,1%). Состав этих пород резко изменяется с глубиной, увеличивается содержание щебенисто-дресвяного материала.

По данным валового химического анализа, эти породы в основном состоят из SiO_2 , CaO , CO_2 , Al_2O_3 , сумма которых в среднем равна 83,1%. По сравнению с лессами и лессовидными породами других генетических типов наблюдается увеличение содержания CaO и CO_2 , уменьшение Al_2O_3 и SiO_2 .

В составе элювиальных лессовидных пород содержание водорастворимых солей незначительно. Величина плотного остатка изменяется в пределах 0,160—0,210% (среднее 0,165%). Тип засоления пород преимущественно карбонатный, по степени засоления — незасоленные.

Естественная влажность элювиальных лессовидных пород (весовая) изменяется от 0,1 до 12,1% (среднее 11,1%), объемная — от 11,3 до 18,6 (среднее 15,9%).

Объемная масса породы при естественном состоянии изменяется от 1,31 до 1,74 (среднее 1,5 гс/см³), сухого грунта — от 1,28 до 1,67 (среднее 1,44 гс/см³), что свидетельствует о большой пористости этих пород (30,1—48, среднее 46,9%), удельный вес породы составляет в среднем 2,71 гс/см³, значения его изменяются с глубиной. Судя по пористости, эти породы просадочные, однако из-за очень незначительной мощности величина просадки небольшая.

Коэффициент крепости пород равен 0,6—0,8; категория по трудности разработки VII—VIII. По рельефным условиям строительство возможно на выборочных участках.

В подгруппу несвязанных отнесены крупнообломочные и песчаные породы.

Крупнообломочные представлены валуно-галечниковыми, гравийно-щебнистыми и гравийно-песчаными образованиями аллювиального, пролювиального, аллювиально-пролювиального и другого генезиса от среднечетвертичного до современного возраста, которые на территории Узбекистана распространены исключительно широко в зоне высоких террас и краевых частей впадины, занимают прилегающие зоны адыров, полоу шлейфов, головные части крупных конусов выносов рек. Они также развиты на территории заадырных и межадырных понижений.

Породы представлены валуно-галечниковыми, галечниково-конгломератовыми гравелитами с песчано-гравийным заполнителем, щебнем и крупнозернистым песком. Местами они слабо сцементированы до состояния конгломератов и прикрыты с поверхности маломощным мелкоземом. Общая мощность толщи изменяется от 10 до 250 мм.

Основная часть рассматриваемых отложений сосредоточена в долинах крупных и мелких рек, они приурочены к древним террасам и современным руслам постоянных и временных водотоков, спускающихся с возвышенностей.

В пределах Голодной степи основные участки гравийно-галечниковых отложений расположены непосредственно у подножья западных

отрогов Туркестанского хребта, по руслам рек Каттааг, Шахрихансай, Зааминсу, Санзара, а также приурочены к I—II террасе р. Сырдарьи.

В Приташкентском районе валуно-галечниковые и гравийно-песчаные отложения распространены в речных долинах Ахангарана, Чирчика, Келеса и их притоках. Кроме того, эти отложения имеются в пределах Майской и Кингракской брахантиклинали, Черняевского, Дарбазинского и Ишанкурганского конусов и др., где они сцементированы песчано-глинисто-известняковыми цеменами и образуют конгломераты.

На востоке и юго-востоке Приташкентского района конгломераты обнажаются в основании высоких террас, залегают на неогеновых мергелистых отложениях и местами содержат прослой глины и песчаника.

Конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки. Размер гальки от 1—2 до 10—15 см, реже встречаются валуны до 0,5 м в диаметре. Гальки представлены разнообразными эффузивными породами и палеозойскими известняками, а также песчаниками мелового и палеогенового возраста. Эти породы почти везде перекрыты супышисто-супесчаными образованиями. Мощность конгломератов и перекрывающих мелкоземистых отложений очень изменчива и колеблется в пределах 2—5—50—80 м и более.

В речных долинах гравийно-галечниковый материал сосредоточен в основном в их пойме, где более крупные гальки расположены в верхних частях долин, а в среднем и нижнем течении рек — преимущественно песчаный материал в смеси с мелким гравием. Гальки состоят из разнообразных палеозойских и мезо-кайнозойских образований.

В пределах Ферганской впадины эти отложения образуются мощными сухими конусами выноса, распространенными почти на всем протяжении горных хребтов. Галечниковый материал также имеется в руслах рек Сумсара, Касансай, Намангансай, Нарына, Шайдинсай, Чадака и многих других. Петрографический состав гальки на большей части площади постоянен и представлен фельзитовыми и кварцевыми порфирами, диоритами, кварцитами, кремнистыми сланцами, роговиками, известняками, гранитами, гранодиоритами и другими жильными породами.

В пределах конуса выноса преобладают фракции 100—25 мм, которые составляют около 45%, фракции 40—10 мм — до 21%, фракция 10—1 мм — 24%, 1—0 мм — 25—17%, среднее содержание пылеватых фракций около 20%.

В Самаркандском районе конгломераты и галечниковые отложения распространены в пределах Хазаринской теснины, по долине р. Зарафшана. В этом районе основную массу составляет песчано-гравийный материал. Механический состав этих образований в среднем следующий: содержание фракции 5—1 мм составляет от 23 до 86%, фракция 0,3—1,0 мм колеблется от 12 до 48%, фракция 0,3—0,1 мм — от 2,0 до 22%. Содержание глинистых и пылеватых фракций составляет 1—16%.

В южной и юго-западной части Узбекистана галечниковые отложения распространены в долинах рек Кашкадарьи, Сурхандарьи, Гузардарьи, Аксударьи, Туполангдарьи, а также в пределах конусов выноса многих временных водотоков. По механическому составу в толще пород основную массу составляют обломки размером от 3 до 60 мм, содержание которых колеблется от 90 до 50%, валуны больше 60 мм составляют 6—40%, количество пылеватых и глинистых фракций не-

значительно и не превышает 1—5%. На долю песчаных фракций приходится от 25 до 45%.

В пределах Кызылкумов и низовьев Амударьи щебенисто-галечниковый материал встречается очень редко, приурочен в основном к предгорьям и образуется в результате разрушения более древних пород, развитых в горных возвышенностях. Породы представлены в основном плохоокатанными или перокатанными щебенистыми отложениями в смеси с песчаным материалом небольшой мощности (1—5 м).

К комплексу валуно-галечниковых и песчаных отложений приурочены подземные воды, залегающие на глубине от 1—3 до 100 м. Воды безнапорные, с минерализацией 1—5 г/л, характеризуются слабой сульфатной агрессивностью.

Коэффициент крепости пород 1,5—2, категория разработки III—IV, условные допустимые нагрузки составляют до 6 кг/см².

Песчаные породы представлены аллювиальными песками низких террас речных долин, морскими песками и золотыми образованиями. Аллювиальные пески наиболее широко развиты в виде узких полос шириной до 1 км в пределах низовьев Амударьи, а также в нижнем течении рек Зарафшана, Кашкадарьи, Гузардарьи и их притоков. Пески разнозернистые с линзами гравия и мелкозема. Мощность песка увеличивается к руслу, вниз по течению от 3—4 до 100 м. В гранулометрическом составе аллювиальных песков содержание песчаных частиц достигает 60—95%, пылеватых 5—40% и глинистых до 1%. Удельный вес песков изменяется от 2,67 до 2,87 г/см³, пористость 42—43%. Коэффициент фильтрации 3—4,5 м/сутки.

В низовьях Амударьи описываемые породы покрывают обширные равнинные пространства и слагают всю древнюю и современную дельту. Ими выполнены также пониженные участки, предгорные наклонные равнины, долины временных потоков общей мощностью 50—70 м. По составу как по горизонтали, так и по вертикали перекрываются супесями и суглинками мощностью от 1 до 10 м.

В других районах пески приурочены в основном ко второй надпойменной террасе речных долин и их притоков, которые сложены плохо отсортированными разнозернистыми песками с включениями гравия мощностью 5—10 м, местами перекрывающиеся прослойками мелкозема (супеси и суглинки). Основная масса песков состоит из зерен кварца, кварцевых порфиров, полевых шпатов и др.

Золотые образования занимают громадные территории Узбекистана и преимущественно распространены в пределах Кызылкумов, в центральной части Ферганской впадины, в Каршинской степи. Эти образования характеризуются чрезвычайно изменчивой мощностью. Золотые отложения образуются в результате развевания песков и песчаников и отличаются от последних степенью окатанности и отсортированностью.

В составе их много зерен кварца и полевых шпатов. В гранулометрическом составе песков преобладают песчаные фракции, которые достигают 97—98%, пылевой фракции 5—10%, глинистая почти отсутствует. Мощность золотых песков колеблется от 1—5 до 20—30 м, точно определить ее очень трудно, так как породы отличаются от материнских. Удельный вес золотых песков в среднем составляет 2,62 г/см³, объемная масса при естественной влажности—1,32—1,67 г/см³. Пористость от 38 до 60%. Коэффициент фильтрации песков от

1 до 8 м/сут. Коэффициент крепости песков 0,5, категория по трудности разработки II.

Подгруппа биогенных (озерно-болотных химических) осадков развита в основном в центральных и западных частях Узбекистана, особенно в пределах северных склонов Нуратинского хребта, Ферганской впадины, низовьев Амударьи, на плато Устюрт, по юго-восточному побережью Аральского моря, во впадинах Хорезмского и Бухарского оазисов и др. Биогенные озерно-болотистые отложения образуются в застойных условиях в небольших озерных водоемах и состоят из тонкоотмученной глинистой фракции с незначительной примесью пылеватых частиц (переслаивающиеся ил, суглинки, супеси и пески). Цвет пород различный — от синевато- до розово-серого с охристыми и бурыми пятнами. Текстура тонкослоистая. Они часто засоленные, иногда с включениями гипса.

В прибрежной полосе Аральского моря на Устюрте, благодаря высокой испаряемости воды из водоемов, образуются химические (хемогенные) осадки, сопровождающиеся выпадением кристаллов гипса, поваренных и калиевых солей. Кроме того, в ряде районов низовьев Амударьи и Кызылкумов распространены корковопухлые галечники, образовавшиеся под действием раствора натрия, поднимающегося по капиллярам. Поваренная соль загрязнена черным илом и содержит прослой гипса, супеси, суглинка и песка.

Рассматриваемые отложения как правило маломощные (от I—2 до 5—10 м) и залегают на отложениях сарматского возраста). Описываемые впадины сами по себе являются естественной ареной подземных вод, в результате чего на ее поверхности развиты процессы шарообразования и засоления. Коэффициент крепости пород 0,5, категория по трудности разработки I, условные допустимые нагрузки на них могут достигать 1,5—2 кг/см².

Группа почв. Разнообразные климатические факторы, наличие различных литологических поверхностей обуславливают образование различных почвенных покровов.

В зависимости от состава почв и характера почвообразовательных процессов на территории Узбекистана выделяется несколько типов почв.

В поясе высоких гор преобладают скалы, крупные осыпи, среди которых на отдельных небольших массивах развиты маломощные грубоскелетные светло-бурые почвы с большим количеством мелкого щебня.

В районах низких гор и предгорных равнин развиты темные и светлые сероземы. Главной материнской почвообразующей породой здесь являются лессы.

Темные и светлые сероземы, луговые, болотно-луговые, а также болотные почвы распространены преимущественно в западной части и на крайнем востоке республики. Образовались они в условиях близкого залегания и хорошего оттока грунтовых вод.

Луговые почвы занимают большие площади на нижних речных террасах, нижних частях предгорных плоскостей и конусов выноса, в областях выклинивания грунтовых вод по периферии орошаемых базисов с вторично поднятыми грунтовыми водами.

Болотно-луговые почвы занимают сравнительно небольшие площади в пределах речных террас и предгорных равнин в условиях близкого залегания на поверхности уровня грунтовых вод. Болотные

почвы развиты на наиболее пониженных участках речных террас и во впадинах с залеганием уровня грунтовых вод на глубине 0,5 м. Особенно широко они распространены в дельтовой части низовьев Амударьи, солончаковые и такырные почвы — на нижних террасах в западной и юго-западной частях республики, пустынные песчаные почвы — в Кызылкумах и Каршинской степи.

Из сказанного видно, что на территории Узбекистана развиты различные генетические типы пород, резко отличающиеся по своему происхождению, составу и свойствам, а также по характеру распространения, мощности и времени происхождения. Поэтому они имеют различные инженерно-геологические и инженерно-сейсмологические характеристики.

ИССЛЕДОВАНИЕ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛЕССОВЫХ ПОРОД (ПУТЕМ ЗАМОЧКИ КОТЛОВАНА)

Территория распространения лессовых пород в условиях Узбекистана является основным объектом под ирригационное, промышленно-гражданское и другие виды строительства. Под влиянием инженерной хозяйственной деятельности человека такие территории могут изменять свое первоначальное состояние, состав и свойства. Все эти изменения, как известно, сопровождаются оседанием определенной части поверхности земли, образованием трещин срыва и т. д. Иногда опускание дневной поверхности лессовой толщи при замачивании под действием собственного веса достигает двух и более метров. Интенсивность и скорость просадочных деформаций особенно увеличивается при землетрясениях, в результате чего наблюдается приращение балльности до 1—1,5 балла (Попов и др., 1971).

Изучением просадочных явлений занимались многие исследователи — В. И. Замарин и М. М. Решеткин (1932), Ф. И. Воронов, В. И. Дмитриев (1943), И. Д. Седлецкий, С. М. Юсупова (1940), И. Я. Денисов (1951), В. А. Приклонский (1952), Г. А. Мавлянов (1954, 1958), Х. А. Аскарлов (1955), А. К. Ларионов (1958), Г. А. Мавлянов, К. Пулатов (1975), П. М. Карпов (1964) и многие другие.

При этом одни исследователи (В. А. Приклонский, И. Д. Седлецкий, С. М. Юсупова) просадочность связывают с микроразрывными и механическими свойствами породы, невысокой естественной влажностью, присутствием легкорастворимых солей, высокой пористостью; другие (Н. А. Денисов, А. К. Ларионов, Ф. И. Воронов) — с разрыхлением или разрушением структурных связей под воздействием воды. Е. А. Замарин и М. М. Решеткин большую роль в процессе просадки отводят макропорам и т. д.

В ряде районов Таджикской ССР на кафедре инженерной геологии МИСИ и в Таджикгипроводхозе (В. В. Попов, Г. М. Терехина, Г. П. Назаров, В. Ф. Оглоблин, И. Г. Миндель) в 1967—1969 гг. выполнены экспериментальные исследования предпостроечным замачиванием лессовых грунтов. При этом использованы различные полевые методы: общегеологические, опытное замачивание, геофизические исследования (электроразведочные и сейморазведочные), моделирование сейсмического воздействия с помощью взрывов.

Г. А. Мавлянов и К. П. Пулатов (1975) путем анализа литературных источников и по результатам проведенных ими работ в преде-

лах Средней Азии составили методику изучения просадочности лессовых пород, где достаточно полно описали основные признаки просадочности, выявленные полевыми и лабораторными исследованиями.

В Яванской долине Таджикской ССР сотрудники ПНИИИСа и Таджикгипроводхоза под руководством Н. И. Кригера, А. Д. Кожевникова и А. В. Лаврусевич (1976) провели опыт по изучению характера просадочности с помощью замачивания и взрывов лессовых пород, в результате чего ими разработана рекомендация по методике применения геофизических методов по изучению взаимосвязи инженерно-геологических и сейсмических свойств.

Лессовые грунты различных районов в зависимости от генезиса, возраста, условий формирования и распространения, а также комплекса природных физико-географических условий, приобретают своеобразные свойства и состав.

В связи с этим сотрудниками лаборатории сейсмомикрорайонирования С. М. Касымовым, М. Ахмедовым, С. А. Абдурахмановым, Т. С. Валиевым, К. А. Алимджановым, Н. Шамсеевым, лаборатории региональной инженерной геологии М. Ш. Шерматовым и У. Акрамовым впервые в пределах Приташкентского района на лессовом массиве Ташкентского комплекса осадконакопления (Q_2^{ls}) проведены работы по изучению закономерностей изменения и взаимосвязи инженерно-геологических и сейсмических свойств лессовых пород путем замочки котлована на определенное время.

Глубина залегания грунтовых вод в районе исследований составляет более 20—30 м.

Прежде чем перейти к анализу результатов опыта, приводим характеристику методики исследований. Полевой опыт определения величины просадки состоит из трех периодов: организационного, проведения опыта, ликвидации его.

Организационный период начинается с выбора места для опытной замочки, где учитываются геолого-литологические данные просадочности пород, ее мощность, возможность подачи пресных вод.

На основе анализа исследований П. М. Карпова, Н. И. Кригера, проводивших опытные замачивания котлованов на территории Таджикской ССР, Г. А. Мавлянова, К. П. Пулатова, С. М. Касимова и др., ставивших опыты в Каршинской степи, сделан вывод, что размер опытного котлована зависит от мощности просадочных толщ и от возможности подачи требуемого количества воды на инфильтрацию. Чем больше размер опытного котлована, тем точнее будет определена величина натурной просадки.

В пределах района исследований по данным шурфов и фондового материала мощность просадочной толщи достигает 25—30 м и размер котлована для нашего опыта считали приемлемым $10 \times 10 \times 1,0$ м.

После выбора участка для замачивания откапывается опытный котлован размером, зависящим в основном от мощности и фильтрационных свойств просадочных лессовых пород.

Разрыхленный грунт из котлована отбрасывали на расстояние не менее 60 м, за пределы крайне возможных просадочных трещин и за пределы реперов.

После откопки котлована с целью регистрации просадочной деформации, на дне и вокруг котлована устанавливаются поверхностные и глубинные нивелировочные реперы, обращенные к центру котлована четырьмя лучами на расстоянии 1,0; 2,0; 2,0; 2,0 м друг от друга.

Всего установлено 28 поверхностных, 7 глубинных и 1 контрольный репер на расстоянии 40—50 м от котлована (рис. 40). Последний принимался нулевым и отсчет с каждого репера брался относительно контрольного.

Дно опытного котлована после планировки было покрыто 20-сантиметровым слоем щебенки для предотвращения процесса колматации в результате подачи воды для замачивания.

Одновременно с подготовкой опытного котлована к замачиванию осуществлена проходка шурфа для изучения разреза просадочных

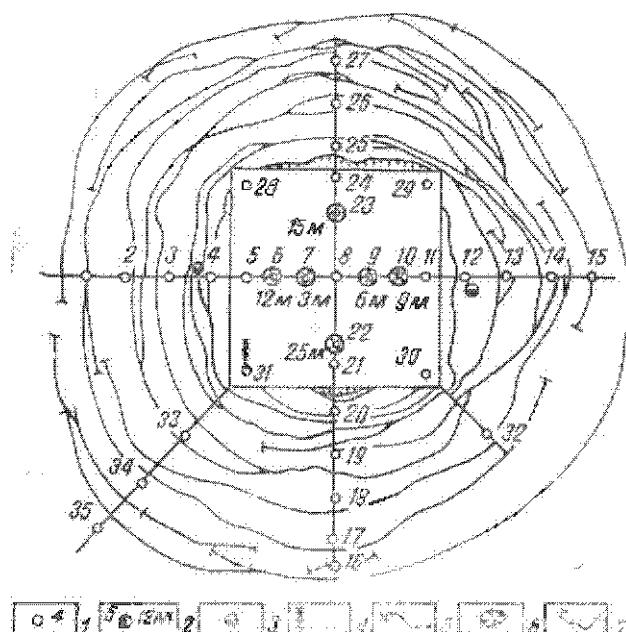


Рис. 40. Вид просадочных трещин вокруг опытного котлована на трассировочной клетке.

1—поверхностный репер, 2—глубинный, 3—скважины для определения влажности, 4—водомерная рейка, 5—суфляжные воронки, 6—трещины от опыта 1976 г.

толщ, литологического состава лессовых пород. Общая глубина шурфа составляет 27,75 м.

Литологическое описание пород	Мощность слоя, м	Глубина до подошвы слоя, м
Почвенный слой светло-серого цвета, комковатый, пронизан корнями растений, сухой.	0,25	0,25
Лессовидный суглинок светло-серого цвета, среднеуплотненный, макропористый, пронизан корнями растений, сухой.	1,00	1,25
Лессовидная супесь серого цвета, сильно уплотненная, макропористая, редко встречаются ходы землероев.	4,00	5,25
Лессовидный суглинок светло-серого цвета, сильно уплотненный, макропористый, влажный (2—3%), на глубине 6—6,5 м имеются единичные остатки корней растений. Встречаются белые гипсоносные включения. Погребенный почвенный горизонт.	2,25	7,50
Лесс от светло-серого до палевого, сильно уплотненный, макропористый, влажный (3%), наблюдаются вкрапления карбоната.	2,50	10,0

Лесс от палевого до светло-палевого цвета, макропористый. Вкрапления карбонатов до-вольно крупных размеров.

1,50 11,50

Лесс светло-палевого цвета, сильно уплотнен-ный, макропористый, влажный (2—3%). Встре-чаются мелкие вкрапления карбонатов, замет-ны червеобразные структуры диаметром 1,0—1,6 мм.

1,25 12,75

Лесс от светло- до серовато-палевого цвета, сильно уплотненный, влажность 2—3%,

встречаются вкрапления карбонатов, черве-образных структур небольшого диаметра

1,25 14,00

Лесс от светло-палевого до палевого цвета, сильно уплотненный, макропористый, наблюдаются червеобразные структуры длиной и диамет-ром 1—1,5 см, слой характеризуется как погребенный почвенный горизонт.

1,25 15,25

Лесс палевого цвета, сильно уплотненный, мак-ропористый, влажность 4%. Встречаются вкрап-ления карбонатов, червеобразных структур длиной 1—1,5 см, диаметром 0,2—0,4 см.

2,74 18,0

Лесс светло-серого цвета, сильно уплотнен-ный, макропористый, влажность 5—7%. Отме-чаются червеобразные структуры длиной 1—2, диаметром 0,2—0,3 см. Встречаются редкие включения карбонатных вкраплений. В интер-вале 19,75 м порода пронизана прожилками и линзами кальцита.

3,00 21,00

Лесс светло-серого цвета, сильно уплотненный, макропористый, влажность 7%. Встречаются вкрапления карбонатов и отложений солей.

1,75 22,75

Суглинок светло-коричневого цвета, уплотнен-ный, макропористый, влажность 5—7%. Встре-чаются блестящие вкрапления карбонатов. В интервале 23, 30—29, 90 обнаружена галька раз-мером 6—8 см.

1,25 24,0

Лессовидный суглинок темно-коричневого цве-та, сильно уплотненный, макропористый, влаж-ность 8—9%. Встречаются белые скопления солей.

1,00 25,00

Суглинок светло-коричневого цвета, очень уп-лотненный, макропористый. Встречаются вкрап-ления солей и мелкие вкрапления карбонатов, редко гальки (2×1 см).

2,75 27,75

Количество встречающихся галек увеличи-вается, в связи с чем проходка шурфа оста-новлена на глубине 27,95 м.

В процессе проходки шурфа через каждый метр отбиралось по два монолита размером 20×20×20 см и через каждые 0,5 м — образ-цы для изучения их водно-физических, физико-механических свойств и состава в лабораторных условиях.

Замачивались лессовые породы в течение 114 суток летом 1975 г. В результате образовалось 15 просадочных трещин, из них три вызван-ны проседанием блоков вокруг опытного котлована. Некоторые тре-щины образовались на третий день замочки. При этом регулярно фик-сировалось появление трещин, изменялась их ширина и высота уступов (рис. 41, 42).

Максимальная высота уступа трещин 15—20 см, минимальная — 8—10 см, глубина до 1—1,5 м.

Законченным считали опыт тогда, когда величина суточной про-садки достигла примерно 1 мм, стабилизировался расход воды на ин-фильтрацию из котлована.

В процессе проведения опыта, наряду с инженерно-геологическими методами применены полевые сейсморазведочные и электроразведочные работы для изучения закономерности изменения сейсмических и электрических свойств лессовых грунтов в зависимости от изменения инженерно-геологических свойств и от развития процесса просадки, которые впервые применены В. В. Поповым и др. (1968, 1971 гг.).

Полевые сейсморазведочные работы проводились двумя видами аппаратуры. Первый из них — одноканальная сейсмическая установка

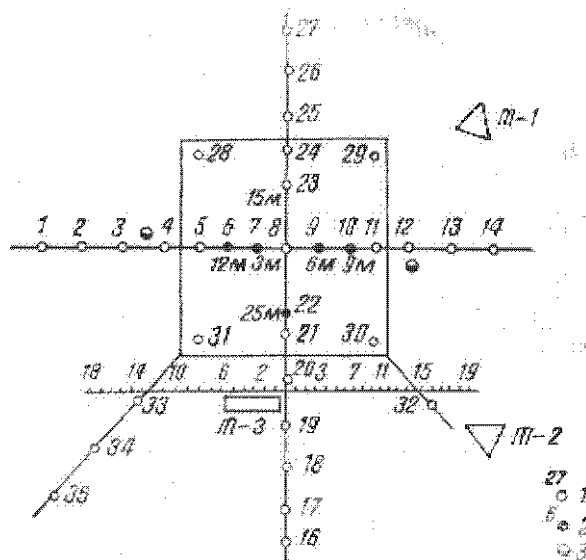


Рис. 41. Схемы расположения пунктов наблюдения;

m=1, m=2 — сейсморазведочные; m=3 — электроразведочные; 1 — поверхностный репер, 2 — глубинный, 3 — скважины для определения влажности.

ОСУ-1, в качестве сейсмоприемников были использованы приборы типа СПЭД-62. Колебания в грунтах возбуждались ударом кувалды о землю весом 8 кг. Эта установка позволила характеризовать по скоростям упругих волн грунтовые толщи, залегающие на глубине 5—15 м.

Другой вид — 12-канальная сейсмическая станция типа АСМ-12 «Поиск», которая была использована для получения некоторых динамических характеристик сейсмических волн. Колебания грунтов также возбуждались при помощи удара, т. е. с высоты 6 м спускалась гиря весом 50 кг. Пункты наблюдения располагались вдоль профиля, проходящего рядом с котлованом. Продольные сейсмические волны измерялись на двух этапах, до замочки котлована и после.

Наконец, с целью изучения изменения и зависимости электрических свойств лессовых пород в результате их замачивания проводились электрометрические измерения методом ВЭЗ.

Для стационарного измерения в процессе замачивания на южной бровке опытного котлована закреплялись электроды, представляющие собой металлический стержень длиной 30—40 см, диаметром 8—10 мм, на верхнюю часть стержня наматывались провода с соединителями для обеспечения прочного контакта и противокоррозии, концы проводов и стержней очищались и плотно закреплялись изоляционной лентой.

Место для электродов выбиралось так, чтобы они протягивались вдоль бровки на наибольшую площадь инфильтрации воды через котлован в разрезе.

Для исключения случайных ошибок и соблюдения стандартных условий, питающие электроды для каждого разнеса АВ/2 согласно выбранному интервалу закреплялись на грунт в следующем порядке: 1,0; 1,5; 2,0; 2,5; 3,0; 4,0; 5,0; 6,0; 8,0; 9,0; 10,0; 11,0; 12,0;



Рис. 42. Панорама замочки котлована.

13,0; 14,0; 15,0; 16,0; 18,0; 20,0; 22,0; 24,0; 28,0; 30,0; метра, размеры приемной линии $MN/2$ 0,5—1,5; 3,0 м.

Измерительная аппаратура состояла из электронно-стрелочного компенсатора ЭКС-1.

Как было отмечено, одна из основных задач данной работы — изучение физико-механических свойств лессовых пород, участвующих в просадочных процессах и обладающих способностью при увлажнении быстро изменять свою первоначальную плотность, структурные связи и другие свойства.

Ниже дается характеристика состава, свойств и состояния пород.

Гранулометрический состав лессовых пород изучался дисперсным методом. Как показывают результаты, содержание песчаных фракций в них до замочки изменяется от 2 до 8%, глинистых — от 10 до 22%, пылеватых — от 74 до 86%, а после замочки соответственно 2—8; 16—24 и 71—78%. Увеличение содержания глинистой фракции при замачивании объясняется разрушением пылеватых фракций (Морозов, 1951).

Минералогический состав изучался по крупным фракциям (0,25—0,1; 0,1—0,05; 0,05—0,01 мм) в поляризационном микроскопе с применением метода иммерсии и разделением на легкую и тяжелую фракции (уд. в. $<2,9$ и $>2,9$). Наиболее крупные частицы (1,0; 0,5—1,0; 0,25—0,5 мм) изучались под бинокляром.

В минералогическом составе легкой фракции преобладает кварц (до 63,9%), обломки пород (32,2%) мусковит (15,3%), полевой шпат (9,9%), недезинтегрированные обломки (4,5%) и т. д.

В минералогическом составе тяжелой фракции во всех исследованных образцах присутствуют магнетит-ильменит (до 39,8%), гематит-лимонит (29,2%), эпидот (13,9%) и т. д.

Минералогический состав глинистой (менее 0,005 мм) фракции изучался рентгеноструктурным и электронно-микроскопическим методами, при этом среди глинистых минералов преобладают полупроз-

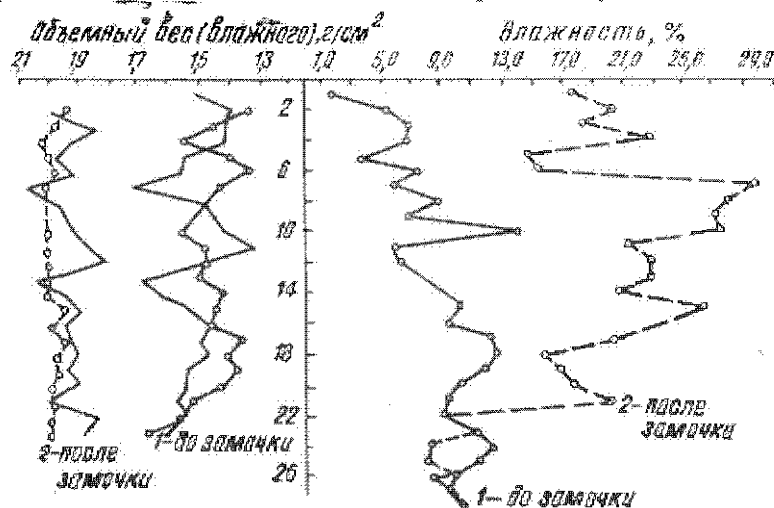


Рис. 43. Изменение объемного веса влажности лессовых пород (до и после замочки) с глубиной по шурфу.

рачные гидрослюды различной формы. Реже встречаются хлорит и каолинит.

Как показывают анализы минералогического состава лессовых пород до и после замочки, а также по глубине незначительная замочка значительных изменений не вызывает.

Содержание водорастворимых солей, как показывают результаты химического анализа водных вытяжек до замачивания, изменялось в пределах 0,12—1,30 г/л. Довольно большое содержание солей (от 0,9 до 1,30 г/л) характерно для толщ лессовых пород на глубинах от 2 до 10 м, а ниже их содержание значительно уменьшается (до 0,33 г/л).

После замачивания содержание солей в верхних горизонтах падает, а в нижних до глубины 18—20 м наблюдается общее увеличение, что объясняется инфильтрацией вод сверху вниз.

Естественная влажность толщи лессовых пород определялась как в полевых, так и в лабораторных условиях и колеблется от 1,82 до 14,02%, а коэффициент водонасыщения от 0,14 до 0,31; с глубиной оба показателя приобретают тенденцию к увеличению.

После замачивания влажность до глубины 20—21 м увеличивается (от 14,80 до 29,8%). Объясняется это тем, что подаваемая в котлован вода, фильтруясь через лессовые породы, доходит до глубины 21,0 м, а ниже величина влажности почти такая же, как до замачивания (рис. 43). Коэффициент водонасыщенности 0,863—0,992.

Удельный вес изучаемых лессовых пород изменяется в небольших пределах — от 2,70 до 2,72 г/см³.

Объемный вес определялся в полевых и лабораторных условиях методом режущих колец и изменяется от 1,34 до 1,69 г/см³ до замочки от 1,94 до 2,07 г/см³ после (рис. 43). Объемный вес сухого грунта составляет 1,26—1,56 г/см³, а после замочки 1,57—1,71 г/см³.

Пористость лессовых пород до замочки изменяется от 44,8 до 53,3%, а после замочки — от 38 до 48,0%, что объясняется уплотнением пород в результате уменьшения макропор и содержания легко-

растворимых солей. Коэффициент пористости составляет соответственно 0,813—1,168 и 0,722—0,993. По вертикальному разрезу с глубиной наблюдается общее уменьшение пористости (рис. 44).

Результаты изучения размокаемости показывают, что чем ниже естественная влажность, тем интенсивнее процесс размокания; чем плотнее образец, тем позднее наступает момент размокания. Лессовые породы с большой скоростью размокания (0'45"—2'30" мин) относятся к верхней просадочной толще. Для грунтов более нижних горизонтов (10—20 м) характерна меньшая скорость размокания (от 3 до 10 мин, реже до 24 часа) и незначительная просадочность.

Набухаемость и давление набухания определялись и после замачивания. Величина свободного набухания при естественном состоянии изменяется в пределах 2,80—23%, а при воздушно-сухом состоянии — от 6,7 до 24,8%.

При этом давление набухания соответственно изменяется от 0,5 до 0,90 кг/см² и от 0,15 до 0,37 кг/см².

Определение свободного набухания после замачивания показывает, что величины свободного набухания значительно уменьшаются (0,6—18,9%).

Сопротивление сдвигу лессовых пород изучено при естественном и насыщенном состоянии при вертикальной нагрузке $R_{\text{ср}} = 1,23$ кг/см². Установлено, что величины сдвигающих усилий, как и сцепления, коэффициента и угла внутреннего трения после водонасыщения значительно уменьшаются относительно до водонасыщения. Величина угла внутреннего трения при естественной влажности колеблется от 29°30' до

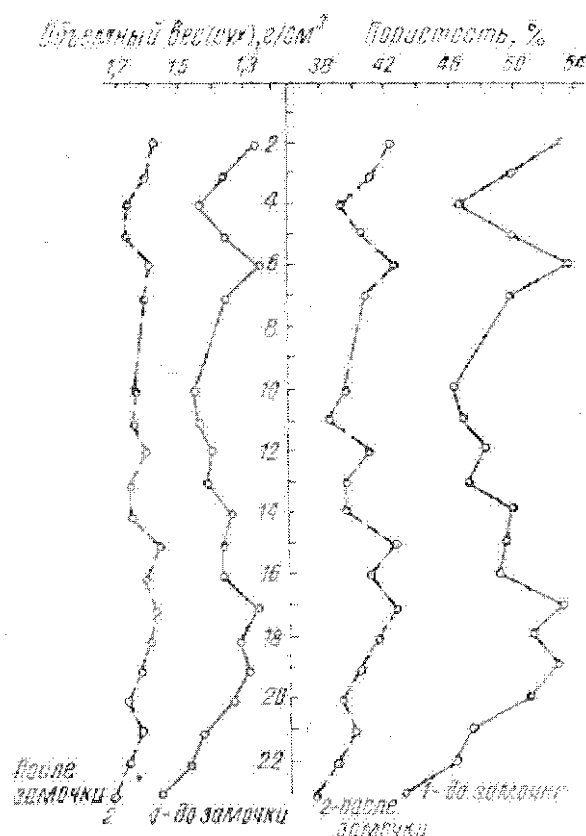


Рис. 44. Изменение объемного веса (сух.) и пористости лессовых пород с глубиной по шурфу.

66°, а при насыщении водой — от 24°30' до 35°30'. Сила сцепления соответственно равна 0,074—1,39 и 0,003—0,19 кг/см².

Сопротивление сжатию и просадочность, как показывают полученные результаты, у образцов, отобранных с глубины 6, 12, 13, 14, 17, 18, 19 под природной нагрузкой, характеризуются наибольшим значением сжимаемости и величиной просадки: 9,31; 8,77; 9,29; 10,00; 11,7; 11,16; 14,13 мм/м соответственно.

Величина просадки верхних 4-метровых горизонтов при природном давлении значительно меньше (от 0,3 до 0,5 см/м).

Общая величина просадки по 23-метровой толще лессовых пород при природной нагрузке по лабораторным методам составляет 132,24 см.

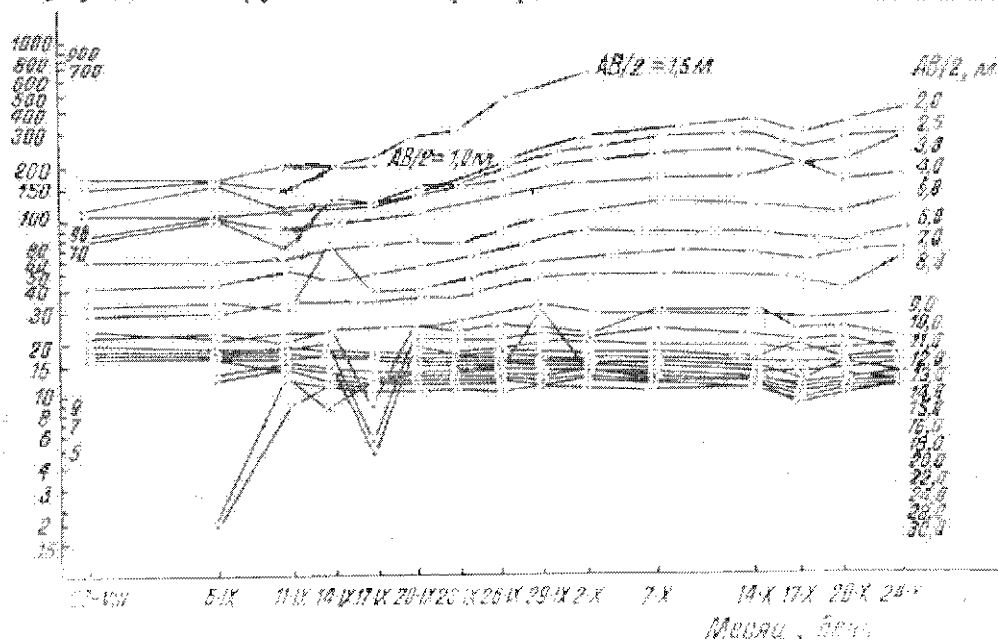


Рис. 45. График изменения кажущихся сопротивлений во времени при замочке грунта для разных $AB/2$, м.

методом замачивания котлованов — 122 см. Однако здесь необходимо отметить, что с увеличением вертикального давления общая величина просадки закономерно увеличивается. Так, при давлении 3 кг/см² она достигает 196 см, при 5 кг/см² — 266,01 и при 8 кг/см² — 299 см.

Кроме того, с целью изучения электрических (кажущихся) сопротивлений (ρ_n) грунтов во времени в течение замочки котлована, были проведены электроразведочные работы. Данные электрических наблюдений приведены в виде графика изменений кажущихся сопротивлений (ρ_n) во времени для каждого разноса $AB/2$, где по оси ординат отложены значения ρ_n в логарифмическом масштабе, по оси абсцисс — время повторных измерений. Всего выполнено 17 поверхностных наблюдений с интервалом 3—5 дней.

Изменение ρ_n во времени во всех случаях имеет нарастающий характер (рис. 45), считаем, что оно связано с вымыванием солей в грунте в процессе замочки с верхних слоев, а с глубиной запаздывает, что также закономерно и связано с развитием процесса замочки в глубину. Начиная с $AB/2=10$ м и более ρ_n изменяется со временем все меньше и остается почти постоянным для интервала $AB/2=14—30$ м, а для глубины $AB/2=13$ м остается постоянным ($P=17,45$ ом/м) в нача-

ле и в конце наблюдений. Этот факт нами связывается с наличием первого почвенного горизонта (в интервале глубины 6,75—7,50 м), состоящего из плотных лессов, которые могли служить водоупором в период наших исследований.

Для прослеживания во времени изменения величины ρ_k в процессе замочки мы сопоставили значения ρ_k , полученные до начала замочки с последующими. Сравнение делалось для каждого интервала АВ/2. Изменение ρ_k выражалось в процентах (рис. 46).

По всем трем сопоставлениям для значений АВ/2-1—3 м изменение ρ_k составляет 100—270%, для АВ/2-6—7 м 50—150% и для АВ/2-10 м и глубже составляет 0—20%, а для АВ/2-13 м значения ρ_k оставались без изменений за весь период наблюдений.

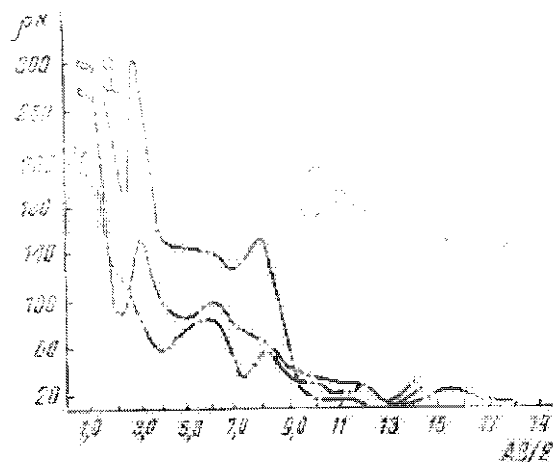


Рис. 46. Сравнительная характеристика изменений ρ_k во времени, %.

Таким образом, установлено, что в период замочки в грунтах изменяются электрические сопротивления (ρ_k), особенно в пределах верхних слоев, по всей вероятности связанных с вымыванием солей, а также разрушением структурных связей и цементаций под влиянием просачивающихся вод из котлована.

Наконец, для изучения сейсмических свойств покровных рыхлых отложений и определения глубины залегания и мощности

верхних слоев разреза проводились сейсморазведочные работы.

По материалам сейсморазведочных наблюдений были построены годографы прямых и преломленных волн лессовой толщи до и после замочки котлована (рис. 47). По этим системам вычислены скорости распространения продольных волн в грунтах и определены мощности слоев.

При естественном состоянии верхний слой обладает наименьшей скоростью ($V=0,3$ км/сек) продольных волн и относительно малой мощностью ($h_1=3$ м), второй слой соответственно — $V=0,56$ км/с и $h_2=12$ м, а третий — $V=0,85$ км/с, $h_3=\infty$ (рис. 45).

При влагонасыщенном состоянии верхний слой имеет скорость продольных волн $V=0,40$ км/с, мощность слоя $h_1=3$ м, верхний слой соответственно — $V=0,60$ км/с, $h_2=13$ м, а третий — $V=1,5$ км/с, $h_3=\infty$.

С увеличением влажности грунтов закономерно увеличивается величина скорости продольных сейсмических волн. Так, грунты I и II слоя до замочки характеризуются влажностью, равной 7—12%, III слой 6—12%, после замочки — I и II слои 19—21%, а III слой 26—28%.

Для изучения влияния влажности грунтов на их сейсмические свойства через год после прекращения замочки котлована, т. е. с течением определенного времени проводились повторные сейсморазведочные исследования. В результате были получены следующие характеристики сейсмических волн и грунтов: I слой мощностью $h_1=3$ м, скорость продольных волн составила $V=0,3$ км/сек; II слой соответственно — $h_2=4$ м, $V=0,6$ км/сек; III слой — $V=1$ км/сек; соответствующие

значения влажности: I слой — $W=10-16\%$, II слой — $W=16-21\%$, III слой — $W=21-24\%$.

Таким образом, можно сделать вывод, что после замочки с течением времени закономерно уменьшается влажность лессовых грунтов и, соответственно, скорость продольных сейсмических волн. Кроме того, при изучении изменения состояния и свойств лессовых пород мощностью 30 м в течение и после замочки котлована были проведены инженерно-геологические, сейсморазведочные и электроразведочные исследования

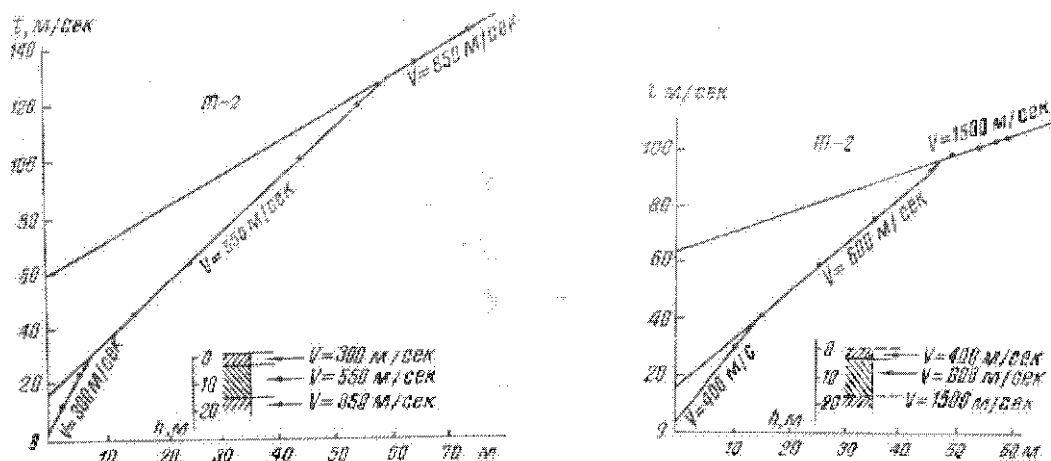


Рис. 47. Годографы сейсмических волн.

в районе Кибрая. Методика наблюдений и тип аппаратуры те же, что и в предыдущих исследованиях.

На основании полученных материалов и их соответствующей обработки был построен график изменения величины скорости продольных волн во времени (рис. 48).

Сопоставление данных лабораторных исследований и показателей инженерно-геологических свойств лессовых грунтов до и после замочки показывает, что в процессе замочки и просадки в основном изменяется содержание легкорастворимых солей и физико-механические свойства — как естественная влажность, объемный вес, пористость и относительная просадочность. С проявлением просадки в процессе опыта наблюдается резкое снижение скорости распространения упругих волн от 1,2 до 0,7 км/сек. Это, видимо, связано с нарушением структуры, текстуры и цементации пород в процессе замочки в результате воздействия фильтрационных вод из котлована. Данные опытных исследований согласуются с данными, полученными В. В. Поповым и др. (1968, 1971), Г. А. Мавляновым, К. П. Пулатовым (1975), П. И. Кригером и др. (1976), А. Д. Кожевиновым (1977) и другими для лессовых пород некоторых площадей Средней Азии.

Для изучения кажущихся электрических сопротивлений (ρ_k) лессовых пород в процессе замочки было выполнено 16 наблюдений с интервалом 3—5 дней. Эти наблюдения не показали изменения кажущихся сопротивлений в течение трехмесячной замочки лессовых пород, что, по-видимому, объясняется двумя причинами: во-первых, тем, что лессовые породы данного района в связи с древним орошением считаются проявленно-просадочными, во-вторых, поблизости от котлована на расстоянии 2—3 м проходит оросительный арык, который в свою

очередь также дает основание думать о проявленности просадочных свойств лессовых пород в связи с фильтрацией вод в окружающие территории.

Таким образом, в результате анализа и обработки полевых и лабораторных инженерно-геологических и электросейсморазведочных исследований было установлено следующее.

1. Общая величина просадки толщи лессовых пород методом замачивания котлована составила 135 см, а по лабораторным данным — 132 см.

2. После замачивания толщина лессовых пород значительно уплотняется, и значения объемного веса влажного грунта доходят до

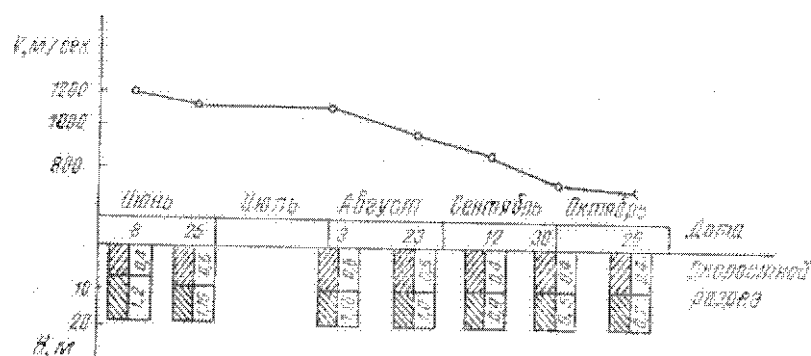


Рис. 48. График изменения величины скорости продольных волн во времени в процессе опытной замочки котлована в районе Кибрая.

2,05 г/см³, а сухого до 1,68 г/см³. Окончательно величина просадки проявляется спустя 10—15 дней после замочки, а в лабораторных условиях (65—70%) в пределах давлений 3 кг/см².

3. Между проявлением просадочной деформации и объемом воды, ушедшей после замачивания лессовых пород, существует тесная взаимосвязь.

4. В результате просачивания воды сверху вниз до глубины 10—11 м наблюдается резкое уменьшение содержания водорастворимых солей (от 0,873 до 0,537 г/л), а с глубины 11—12 до глубины 20 м, наоборот, — увеличение. Ниже 20 м изменений в солевом составе не наблюдается, что объясняется характером фильтрации воды сверху вниз и динамикой изменения влажности в толще лессовых пород.

5. Влажность после прекращения замочки опытного котлована в первой 5-метровой толще изменяется от 14 до 23%, во второй — от 15 до 28%, третьей — от 20 до 27%, четвертой — от 15 до 20%. Ниже 20 м влажность резко уменьшается до 9—11%, что соответствует природной.

6. Величина коэффициента фильтрации лессовых пород при естественном состоянии изменяется от 0,02 до 0,3 м/сут, после замачивания она уменьшается до 0,001 м/сут.

7. В гранулометрическом, минералогическом, валовом, химическом составе резких изменений не наблюдается.

8. Установлено, что с удалением от центра котлована величина просадки уменьшается, максимальная просадка наблюдается в самом котловане.

9. Скорость продольных сейсмических волн зависит от процентного содержания влаги в грунте. Так, при естественной влажности (7—12%), скорость продольных волн составляет от 0,3 до 0,85 км/с, а при влажности 19—28% — 0,4—1,5 км/с.

10. В зависимости от интенсивности проявления просадки резко снижается скорость распространения упругих волн и возрастает кажущееся сопротивление до стабилизации просадки. После проявления и стабилизации просадки с течением времени восстанавливается структура, текстура и структурные связи между частицами. При этом увеличивается скорость распространения упругих волн.

СЕЙСМИЧНОСТЬ

Оценка степени сейсмической опасности территорий в нашей стране имеет большое народнохозяйственное значение и с 1938 г. сейсмическое районирование территорий узаконено государством.

Цель районирования — выделить наиболее вероятные места возможного возникновения сильных землетрясений и оценить их максимальную силу и повторяемость.

Любое строительство в сейсмически активных областях проводится в соответствии с картой сейсмораионирования, что обеспечивает сейсмическую устойчивость зданий и сооружений, предотвращает разрушительные последствия землетрясений и т. д.

Обзор исследования сейсмичности УзССР

Сведения о сильных землетрясениях УзССР. Для сейсмического районирования необходимо использовать не только наиболее полные сведения о землетрясениях последних лет, но также все сведения о сильных землетрясениях с древних времен. Суждения о сейсмичности района будут тем надежнее, чем за больший период времени использованы данные наблюдений за землетрясениями.

Землетрясения на территории Узбекистана известны давно. Однако накопление систематических сведений о них начато лишь во второй половине XIX века.

Первое землетрясение в пределах нынешней Бухары (818 г.) известно как «семидесятидневное землетрясение в Трансоксиане» (Мушкетов, Орлов, 1893).

В 838 г. согласно «Перечню землетрясений» А. А. Семенова (1958) в Фергане случилось сильное землетрясение и много домов разрушилось.

Отдельные сведения о сильных землетрясениях древнего периода можно почерпнуть из исторических источников. Одно из землетрясений, происшедших под Самаркандом в конце XIV века нашей эры, было описано в летописи (Мавзолей «Ишратхана», 1958): «...раздался глухой подземный гул, затрепетала листва на деревьях и два последовательных толчка ужасного землетрясения обрушили своды Ишратханы и там, где еще недавно возлежал Тимур и его приближенные, глубокие трещины прорезали сверху донизу зловещие развалины Дома увеселений...».

В Самарканде 18 (20) февраля 1490 г. произошло еще одно сильное землетрясение (Семенов, 1958). Современники так описывают это явление: «...земля заколебалась, в небе раздался треск, словно разор-

вали шелковую материю, по горизонту метнулись молнии и «огненные яблоки» упали на землю под ноги перепуганных людей. Дома гузара Коумир и других гузаров развалились, погребая под развалинами всех спящих. Приготовленная для поминования еда выплеснулась из котлов и котлы опрокинулись...».

Захиритдин Бабур (948) дает такое описание сильного землетрясения, происшедшего в 911 г. (Хиджры): «В то время произошло землетрясение такое, что большинство крепостных валов и садовых стен обрушилось. В городе и в деревне много домов сравнялись с землей, под развалинами домов и стен погибло множество людей. В деревне Пагман все дома рухнули. Между Пашманом и Белоутом огромный кусок земли оторвался и упал вниз на расстоянии полета стрелы. На месте провала появились ручьи. Во время землетрясения над вершинами всех гор поднялась пыль... Большинство домов в Туве снесло начисто. В этот день земля тряслась тридцать девять раз!».

Вблизи Самарканда землетрясением 1212 г. была разрушена крепость Ургут (Семенов, 1958).

Начиная с первой половины XIX в. сведения о землетрясениях становятся более подробными, но все еще носят субъективный характер и содержат больше сведения переживших очевидцев, чем объективную научную информацию.

В г. Самарканде 15 ноября 1910 г. также было отмечено сильное землетрясение, в результате которого пострадали здания, в частности сообщается о повреждении башни «Биби-Ханум» (Попов, Горшков, Спесивцева, 1941).

В период 1821—1822 гг. произошло еще одно сильное землетрясение в Бухаре. Здесь были отмечены разрушения зданий, имелись человеческие жертвы. Это землетрясение вызвало новые повреждения в Самарканде (Горшков, 1949).

Во второй половине XIX века появляются описания отдельных сильных землетрясений и их каталоги (Череванский, 1868; Борзина, 1868; Северцев, 1868, Мушкетов, 1891; Мушкетов и Орлов, 1893; Леонов, 1898, 1899). В начале XX века публикуются систематические каталоги землетрясений (Чернышев и др., 1910; Бартольд, 1900; Бетгер, 1924).

Более упорядоченные сведения о землетрясениях Узбекистана мы находим в работах В. Н. Спесивцевой (1939); В. Н. Спесивцевой, Г. П. Горшкова и В. В. Попова (1941); Н. А. Халфина (1949); Е. М. Бутовской (1948); Г. П. Горшкова (1949) и др. В наиболее полном и систематизированном виде сведения о сильных землетрясениях Восточного Узбекистана содержатся в работах А. Т. Конькова (1961), Е. М. Бутовской, А. Г. Конькова и др. (1961), Е. М. Бутовской, А. И. Захаровой, В. К. Иодко и др. (1964). Мы привели лишь немногие из работ, положенных в основу построения карты сильных землетрясений Узбекистана (рис. 49), где нанесены эпицентры землетрясений силой не менее 7 баллов.

Анализ землетрясений прошлых лет показывает, что сильные 9-балльные землетрясения были зафиксированы в 1209 г. в Хорезме, в 1822 г.— в Фергане, в 1902 г.— в Андижане, в 1907 г.— в Каратаге, в 1946 г.— в Чаткале.

Наиболее полные сведения о сильных землетрясениях на территории Узбекистана содержатся в последней работе «Новый каталог

сильных землетрясений на территории СССР», под редакцией Н. В. Кондорской и Н. В. Шебалина (1977).

Е. М. Бутовская и др. (1961) отмечают, что в Ферганской долине по линии Куршаб—Андижан—Наманган, вдоль р. Карадарьи происходили 7—8-балльные землетрясения, очаги которых закономерно мигрируют во времени, перемещаясь с востока на запад и обратно, что связывается с жизнью тектонических швов в этом районе. В пределах г. Ташкента сильные 7—8-балльные землетрясения известны с древнейших времен, с эпицентрами как в районе самого города, так и в со-

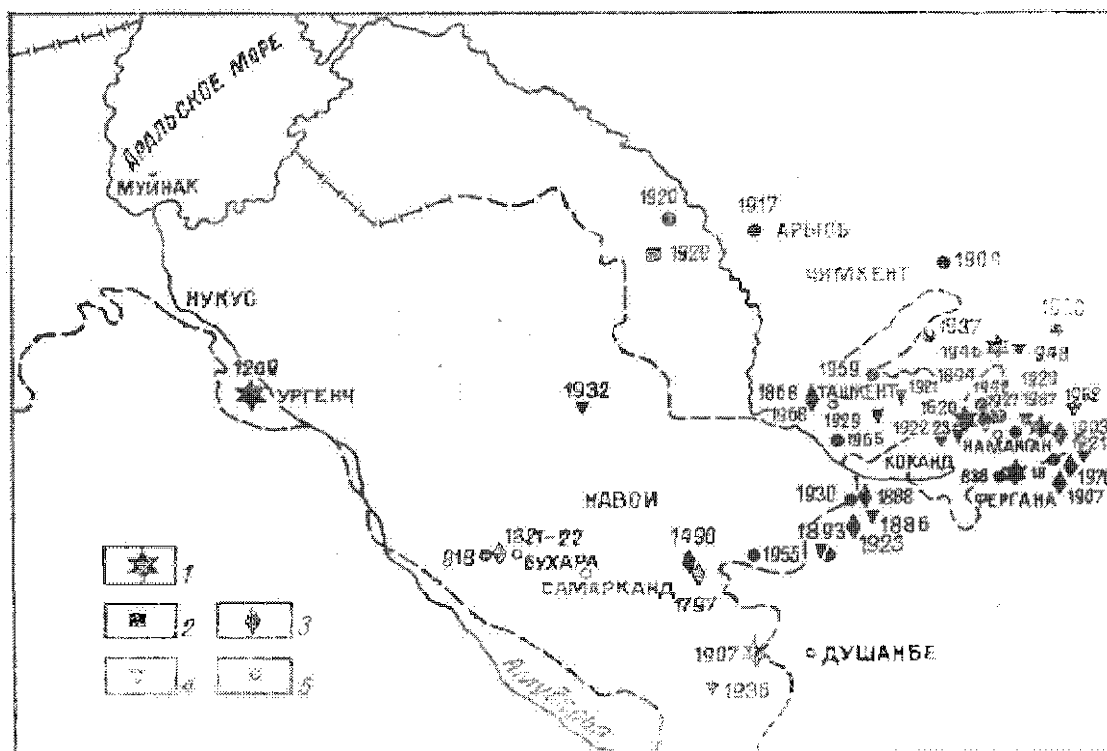


Рис. 40. Карта сильных землетрясений Узбекистана (по А. И. Захаровой).
1—9 баллов, 2—8; 3—8; 4—7—8; 5—7.

седних более сейсмических областях. Землетрясения произошли в феврале 1868 г. (7—8 баллов), в июне 1924 г. (7 баллов), и, наконец, в апреле 1966 г. (8 баллов). На рис. 41, наряду с эпицентрами сильных землетрясений, происшедших непосредственно на территории Узбекистана, показаны также сильные землетрясения ближайших эпицентральных зон, располагающихся у границ республики, проявившиеся в г. Ташкенте силой 7—8 баллов, и землетрясение 1929 г. в Чили силой 4 балла.

Система наблюдений землетрясений Узбекистана. Достоверность материалов по изучению землетрясений любого района в основном зависит от состояния инструментальных сейсмических наблюдений, которые дают основной фактический материал для изучения как сейсмичности, так и других вопросов, связанных с познанием самого явления землетрясения.

Инструментальные наблюдения землетрясений исследуемой территории были начаты в 1911 г., когда на первой в Средней Азии сей-

сейсмической станции «Ташкент», открытой в 1902 г., были установлены сейсмографы системы Б. Б. Голицына. В табл. 5 приведены списки сейсмических станций Узбекистана, сроки их работ и тип аппаратуры.

Мы даем схему расположения сейсмических станций Средней Азии, информация которых используется в Институте сейсмологии АН УзССР для обработки сведений о землетрясениях Узбекистана

Таблица 5
Сейсмические станции, расположенные в Узбекистане

Станция	Условные обозначения	Дата открытия	Дата закрытия	Тип прибора	Увеличение
Ташкент	Тп.	1911		СКД	1000
Андижан	Ан.	1929		СКМ-III	20 000
Фергана	Фг.	1950		СК	1000
Наманган	Нм.	1950		СК	1000
Чимкент	Чм.	1932		СК	1000
Самарканд	См.	10. 5. 1925		СК	1000
Пскем	6Т	25. 9. 1960		ВЭГИК	15 000
Суюк	9Т	23. 1. 1961		То же	20 000
Четсу	10Т	6. 10. 1961		"	10 000
Чимган	15Т	28. 1. 1965		"	"
Табошар	16Т	10. 12. 1965	1969	"	15 000
Болгалы	17Т	22. 2. 1965		"	15 000
Агалык	14Т	31. 12. 1962		СКМ-III	20 000
Нурата	Нур.	26. 2. 1967		То же	20 000
Кулкудук	К—К	16. 4. 1967		"	20 000
Тамдыбулак	Т—Б	22. 4. 1967		"	20 000
Джизак	ДЖЗ	25. 1. 1967		"	20 000
Байсун	Бс	20. 4. 1969	1971	ВЭГИК	10 000
Паткамар	Пч	22. 5. 1969	1971	То же	10 000
Мираки	Мир	11. 9. 1969	1972	"	10 000
Янги-Юль	Я—Ю	8. 1. 1970		СКМ-III	2 500
Ташкент-2	Тшк-2	1. 1. 1971		То же	5 000
Чирчик	Чр.	29. 4. 1972		РС-III	2 000

(рис. 50). На схеме наряду с сейсмическими станциями Узбекской сети наблюдений, показаны и сейсмические станции, принадлежащие сейсмологическим учреждениям других республик Средней Азии, с которых в адрес Института сейсмологии АН УзССР приходят сейсмологические бюллетени. На территории республики сейсмические станции открывались с большим разрывом во времени, распределены неравномерно, в результате этого при изучении сейсмичности произошло разделение территории на Восточный (41—43° с. ш., 68—74° в. д.) и Западный Узбекистан; степень изученности сейсмичности этих площадей различна.

Количественное изучение сейсмичности Восточного Узбекистана было начато под руководством Е. М. Бутовской в конце 50-х — начале 60-х годов. В результате работ Е. М. Бутовской и др. (1961, 1964), Х. А. Атабаева и др. (1968) для Восточного Узбекистана и его горного обрамления, а также для Приташкентского и Южного районов центральной части Чаткальского хребта и Ферганской долины, представилась возможность дать первые графики повторяемости и карты сейсмической активности. В работах О. А. Рыжкова и др. (1962), Е. М. Бутовской и др. (1966), А. И. Захаровой, Л. М. Матасовой (1968) помещены графики повторяемости для отдельных сейсмических зон, выде-

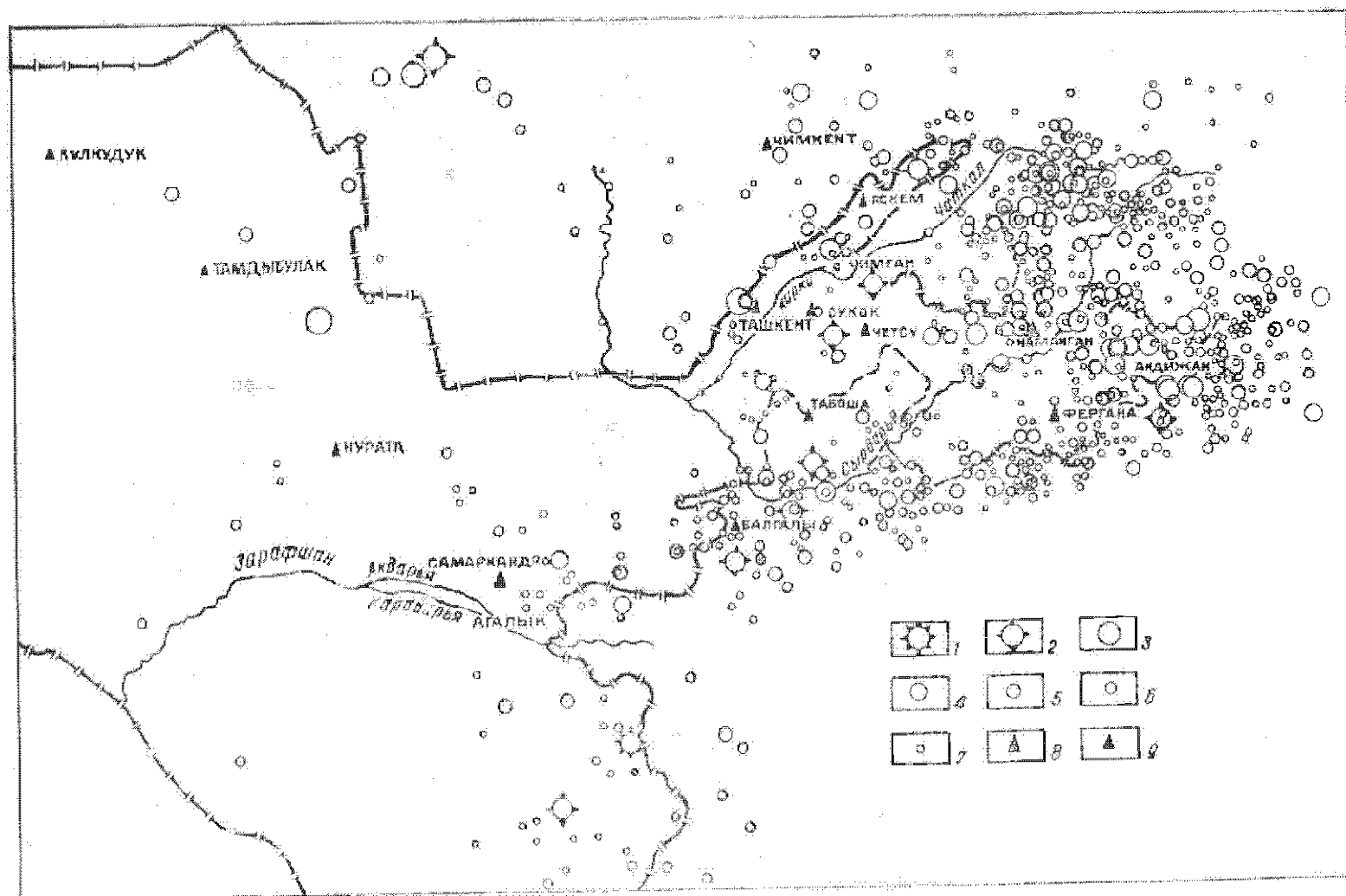


Рис. 50. Карта эпицентров землетрясений Узбекистана и его горного обрамления (по Захаровой).

По магнитудам M : 1— $M=7$, 2— $M=6\frac{1}{2}$; по энергетическим классам K : 3— $K=14$, 4— $K=13$, 5— $K=12$, 6— $K=11$, 7— $K=10$; сейсмические станции: 8—стационарные; 9—экспедиционные.

ленных в основном по геологическому признаку. Позже графики повторяемости и карты сейсмической активности были построены (Бутовская и др., 1968; Захарова, Матасова, 1969; Гаприлова, 1971; Матасова, 1972) по всему Восточному Узбекистану с учетом экспедиционных наблюдений за 1961—1966 гг. (Захарова, Сейдузова, 1969; Ризниченко и др., 1971). Анализ результатов работ (Захарова, Сейдузова, 1969; Бутовская и др., 1961, 1966; Бутовская, 1964; Захарова, Матасова, 1969; Ризниченко и др., 1971) позволяет проследить изменение графика повторяемости землетрясений в Узбекистане в зависимости от времени, диапазона классов энергии и площади исследования. В этих работах представлены карты активности за разные сроки наблюдений. Для ряда районов Восточного Узбекистана разработаны новые годографы, которые позволили на порядок поднять точность определения положения очагов землетрясений (Бутовская и др., 1962; Захарова, 1962; Атабаев, 1962).

Инструментальные и макросейсмические данные землетрясений Западного Узбекистана до 1967 г. имелись лишь в разрозненном виде (Репников, 1935; Мицкевич, 1937; Спесивцева, 1933; Бутовская и др., 1964).

С 1967—1969 гг. в результате расширения сети сейсмических станций республики на запад появилась возможность провести специальные исследования сейсмичности Западного Узбекистана. Составляются карты максимальных возможных землетрясений $K_{\max}$, графики повторяемости землетрясений, карты сейсмической активности A . Эти все данные приводились пока на базе только сейсмологических данных без совместного количественного учета геофизических и геологических материалов. В Центрально-Кызылкумской сейсмогенной зоне на основании изучения динамики земной коры Западного Узбекистана установлена возможность возникновения как минимум семибалльных землетрясений, которая подтвердилась возникновением двух сильных землетрясений с магнитудой 5,5 в районе пос. Тамдыбулак в марте 1968 г.

В 1976 г. 8 апреля и 17 мая произошли два разрушительных землетрясения в южной части Центрально-Кызылкумской сейсмогенной зоны. Магнитуды их соответственно 7 и 7,3. Сотрясения, вызванные на поверхности земли во время второго землетрясения, достигли 9—10 баллов. Эпицентральная область землетрясения 8 апреля, оконтуренная по данным макросейсмических обследований, имеет юго-восточное простирание и протягивается на длину около 50 км. Эпицентр землетрясения 17 мая расположен в северо-восточном направлении и пересекается под углом с эпицентральной зоной землетрясения 8 апреля. Эти сведения позволяют предположить (Уломов, 1976), что данные очаговые области приурочены к линиям пересечения двух систем разломов земной коры: Бухарской зоны разломов с Центрально-Кызылкумской зоной тектонических нарушений. Последние дают основание пересмотреть некоторые результаты, полученные из приемов определения сейсмической опасности в Западном Узбекистане, основанных на сопоставлении данных о сейсмических зонах и величинах $K_{\max}$. Исследованы также динамические параметры очагов землетрясений Западного Узбекистана (23 очага) и построены схемы расположения главных осей напряжений и возможных плоскостей разрыва в очагах (Захарова, Матасова, 1972).

С 1976 г. на территории Западного Узбекистана были развернуты комплексные исследования для глубокого изучения сейсмичности,

основанием которого явилось решение директивных органов республики о создании научно обоснованной карты сейсмического районирования. В частности, построены механизмы очагов землетрясений 8 апреля и 17 мая 1976 г., а также определены типы механизмов очагов более 40 их афтершоков (Уломов, Яковлев и др., 1974). Эти данные позволяют понять тектонические и физические процессы, предшествующие землетрясению и сопровождающие его, а, следовательно, и общую сейсмотектоническую обстановку, обуславливающую сейсмичность района.

Карта $K_{\max}$ построена для Восточного Узбекистана (рис. 51) и

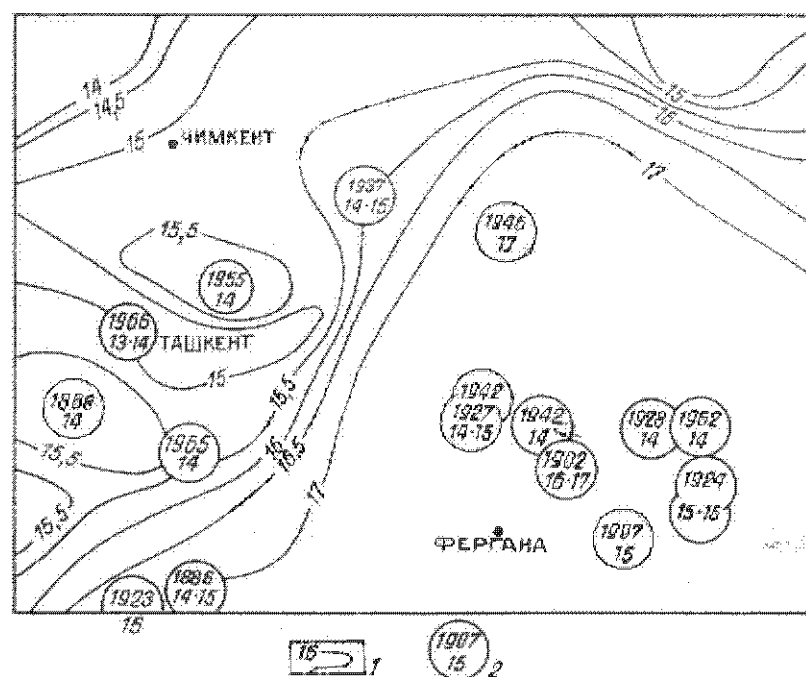


Рис. 51. Карта $K_{\max}$ Восточного Узбекистана (по Захаровой, 1969).

1—изолинии $K_{\max}$, 2—год землетрясения и класс энергии.

1969 г. (А. И. Захарова, С. С. Сейдузова), а для территории Юго-Западного Узбекистана (рис. 52) в 1972 г. (Захарова, Яковлева, 1972) по методике Ю. В. Ризниченко. Карты сотрясаемости построены лишь для территории Восточного Узбекистана (Ризниченко и др., 1967; Захарова, Сейдузова, 1971).

Таким образом, сейсмический режим территории Восточного Узбекистана изучен достаточно полно по сравнению с территорией Западного Узбекистана и площадями, которые ранее подвергались воздействию сильных землетрясений.

Еще 10—15 лет назад платформенная часть Западного Узбекистана считалась асейсмичной. Но это мнение опровергается приведенными выше примерами. Даже эти далеко не полные и отрывочные данные дают представление о повторяемости сильных землетрясений на территории Западного Узбекистана в среднем через 125 лет на протяжении более десяти веков. Убедительным проявлением сейсмичности Западного Узбекистана явились Газлийские землетрясения 1976 г.

Сейсмическая активность A , являясь характеристикой сейсмического режима, как величина γ определяется с помощью графика повторяемости. Величина A может быть снята с графика повторяемости в виде ординаты в принципе для любой абсциссы, т. е. для любого класса K — энергии землетрясений.

При этом устойчивым будет значение A , соответствующее наиболее многочисленному $K=10$, т. е. $A=A_{10}$. Величина A_{10} определяется

числом землетрясений энергетического класса $K_2=10$, происходящих в среднем на единичной площади (1000 км^2) в единицу времени (1 год). Величина сейсмической активности A_{10} , полученная с помощью графика повторяемости, дает представление лишь о среднем уровне сейсмичности. Распределение сейсмической активности по всей исследуемой территории можно получить, рассчитав карты активности.

В результате сейсмических наблюдений на территории всего Восточного Узбекистана (Захарова А. И., Сейдузова С. С., 1969) была построена карта сейсмической активности за период 1951—1966 гг. Диапазон энергетического класса $K=10-13$, а в пределах районов действия высококонсультативных экспедиционных станций за 1962—1966 гг. $K \geq 8-9$ (рис. 53). В результате этого вся территория Восточного Узбекистана по значениям A делится на западную и восточную области.

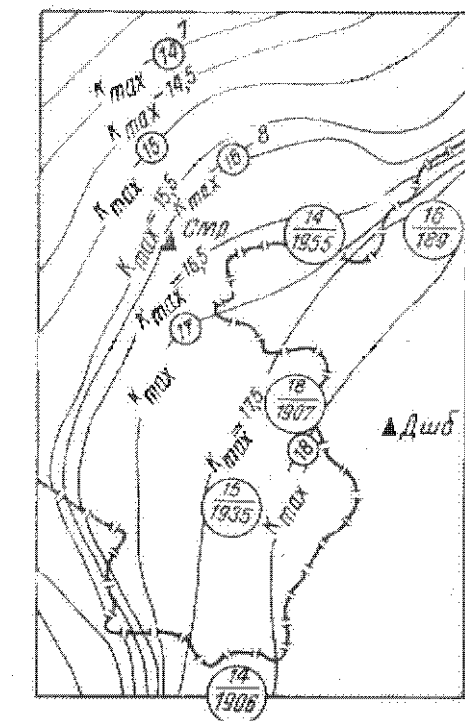


Рис. 52. Карта K_{max} для Юго-Западного Узбекистана.

значениями преимущественно $A=0,2$ и ниже. В юго-западном углу ее наблюдается повышение активности до $A=0,5$. На левобережье Сырдарьи значения A , равные 0,5 и даже 1,0, относятся к северным склонам Туркестанского хребта (район Уратюбе).

Фон сейсмической активности восточной части повышен до 0,5. В пределах Атойнакского хребта активность достигает 1,5 с изолинией, вытянутой в юго-восточном направлении. Вдоль Чаткальского хребта протягиваются изолинии $A=1,0$. К сопряжению предгорной части Алайского и Ферганского хребтов приурочена высокая активность $A=10$, изолинии $A=1,0$ вытянуты в меридиональном направлении. Другая активная зона с $A=1,0$ наблюдается в пределах северного склона Алайского хребта. Общая вытянутость изолиний с $A=0,5$ и меньше также соответствует простиранию основных тектонических элементов.

Таким образом, анализ карты сейсмической активности показывает, что наибольшая активность ($A=1,5$) приурочена в пределах Чаткальского хребта, а также в южной и восточной части Ферганской долины ($A=0,5-1,0$) к предгорьям Кураминского хребта ($A=0,5$). Нан-

менее сейсмичны северо-западная часть Ферганской долины ($A=0,2$) и Приташкентский район, где встречаются значения $A \leq 0,2$.

Эти данные могут быть использованы при расчете сотрясаемости, так как результаты проведенных работ близки к долговременному среднему распределению A на площади исследуемой территории.

Для территории Западного Узбекистана имеется комбинированная карта активности (Захарова, Яковлева, 1972). В связи с наибольшим количеством эпицентров в пределах юго-восточной части Западного Узбекистана карта активности построена по методу постоянной деятельности с зоной осреднения $0,2 \times 0,2^\circ$ и шагом $0,1^\circ$ методом сумми-

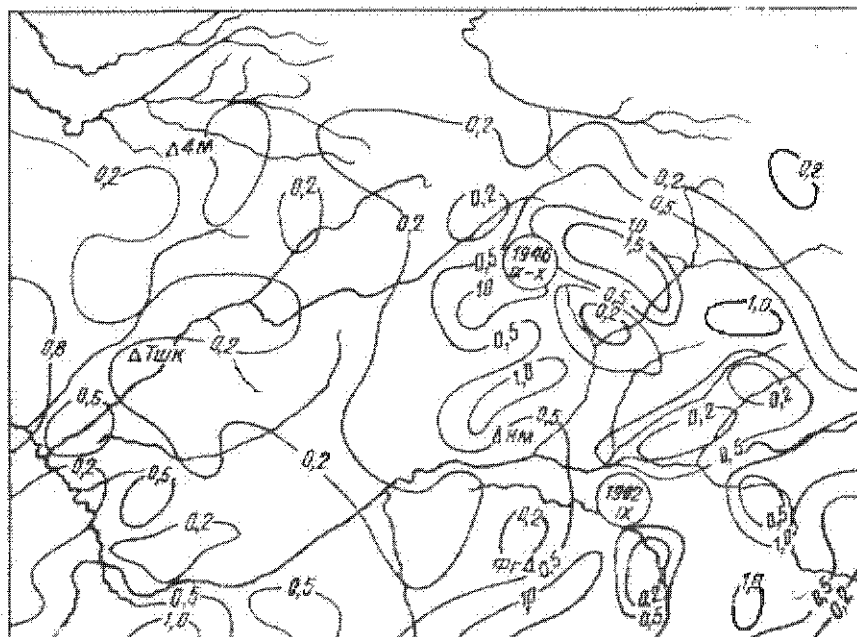


Рис. 53. Карта сейсмической активности Восточного Узбекистана в изолниях A_{10} .

рования (Ризниченко и др., 1970). В тех точках карты, где по методу постоянной деятельности $A_{10}=0$, значение активности определялось методом постоянной точности.

Территория Западного Узбекистана по сейсмической активности отчетливо делится на две части. Первая приурочена к равнинным и низкогорным площадям Бухаро-Хивинской области и Кызылкумов, вторая — к горным хребтам и межгорным впадинам Самаркандской, Кашкадарьинской и Сурхандарьинской областей. Основной фон сейсмической активности равнинной части составляет $A_{10}=0,01$. В юго-западном и северо-восточном направлении наблюдается снижение активности до 0,005. Нужно отметить, что для этой части Западного Узбекистана карта активности строилась по очень ограниченным данным о землетрясениях, поэтому характеристика сейсмичности здесь дается приближенно.

Фон активности в горных и предгорных районах на порядок выше, чем в равнинной части Западного Узбекистана и составляет 0,1. На этом фоне отмечается несколько крупных максимумов активности, достигающих 2,0 единиц. Максимум $A_{10}=0,5$ располагается в отрогах Мальгузарских гор и Туркестанского хребта. Здесь выделяются локаль-

ные максимумы с интенсивностью от 1,5 до 2,0, юго-западнее — 0,2. Отмечается два локальных максимума изометричной формы с $A_{10}=1,5$, из которых западный приурочен к центральной части Кашкадарьинской впадины, а восточный — к ее восточному замыканию и горам Чакылкалян.

Третий максимум активности $A=0,2$ охватывает юго-западные отроги Гиссарского хребта и сопредельные районы Сурхандарьинской сейсмоактивной зоны.

Максимальные значения, равные 1,0—2,0, наблюдаются в 10—15 км к востоку от пос. Байсуи, а на крайнем юго-востоке Узбекистана отмечен еще один максимум 0,2 с локальным повышением A_{10} до 1,0. Выделенная область повышенных значений A_{10} не замкнута с юга и востока и имеет, по-видимому (Захарова, 1972), продолжение на территории Афганистана.

После расширения сети сейсмических станций в Западном Узбекистане стало возможным регистрировать землетрясения с $K=8$, что позволило построить уточненную карту сейсмической активности, включая данные 1976 г. (Уломов, Яковлев и др., 1977).

При сопоставлении карт сейсмической активности, построенных для Западного Узбекистана различными авторами, выявлено их существенное расхождение. Эти различия наблюдаются и в значениях A_{10} , и в расположении зон, оконтуриваемых изолиниями, а определяются, в основном, отсутствием необходимой статистики землетрясений в период наблюдения до 1972 г.

Нужно отметить, что новые данные, полученные в работе (Уломов, Яковлев и др., 1977), являются обобщением результатов, полученных на одном из этапов исследований и могут быть в дальнейшем изменены, однако обращает на себя внимание более высокий средний уровень активности, чем это было принято считать до сих пор.

Карта $K_{\max}$. При сейсмическом районировании в пределах любого района одной из важнейших задач является установление величины максимального возможного землетрясения. Для построения карты $K_{\max}$ Восточного Узбекистана были использованы сведения о землетрясениях за 1964—1968 гг., приведенные в работе Е. М. Бутовской и др. (1964). Самые сильные землетрясения на исследуемой территории: Чаткальское (1946 г.) с $K=17$, Андижанское (1902 г.) с $K=17$. Для этих землетрясений была рассчитана величина A , зоны осреднения которой получены из зависимости

$$\lg A = 1,16 + 0,21 (K_{\max} - K_7),$$

где $K=15$. Оказалось, что вычисленные значения A хорошо согласуются с корреляционной зависимостью (Ризниченко, 1964). Это дало возможность использовать при расчетах значений $K_{\max}$ предполагаемые землетрясения на этой территории, на карте $K_{\max}$, построенной в изолиниях для Восточного Узбекистана (рис. 50), приведены и эпицентры сильных землетрясений с $K=13$, наблюдавшихся на этой территории за период 1868—1964 гг. Изолинии максимального возможного землетрясения с $K=17$ оконтуривают Ферганскую депрессию и ее орогенное обрамление — Ферганский и Чаткальский хребты.

В северном и западном направлениях значения $K_{\max}$ уменьшаются для 14—15 энергетического класса.

По вышеуказанным методам построена карта $K_{\max}$ и для Юго-Западного Узбекистана (рис. 52). При этом изолиния максимального

возможного землетрясения $K=18$ в начале захватывает лишь пограничные части Сурхандарьинской области, затем в основном проходит по территории Таджикистана. Изолинии $K_{\max}=17,5-16,5$ охватывают значительную площадь, включающую всю Сурхандарьинскую область и восточную часть Кашкадарьинской, затем к западу и северо-западу значения $K_{\max}$ резко снижаются и практически повторяют конфигурацию изолиний сейсмической активности. На карту $K_{\max}$ кружками нанесены сильные землетрясения, наблюдавшиеся на площади Западного Узбекистана. Все они, за исключением Каратагского (1907 г.) $K=18$,

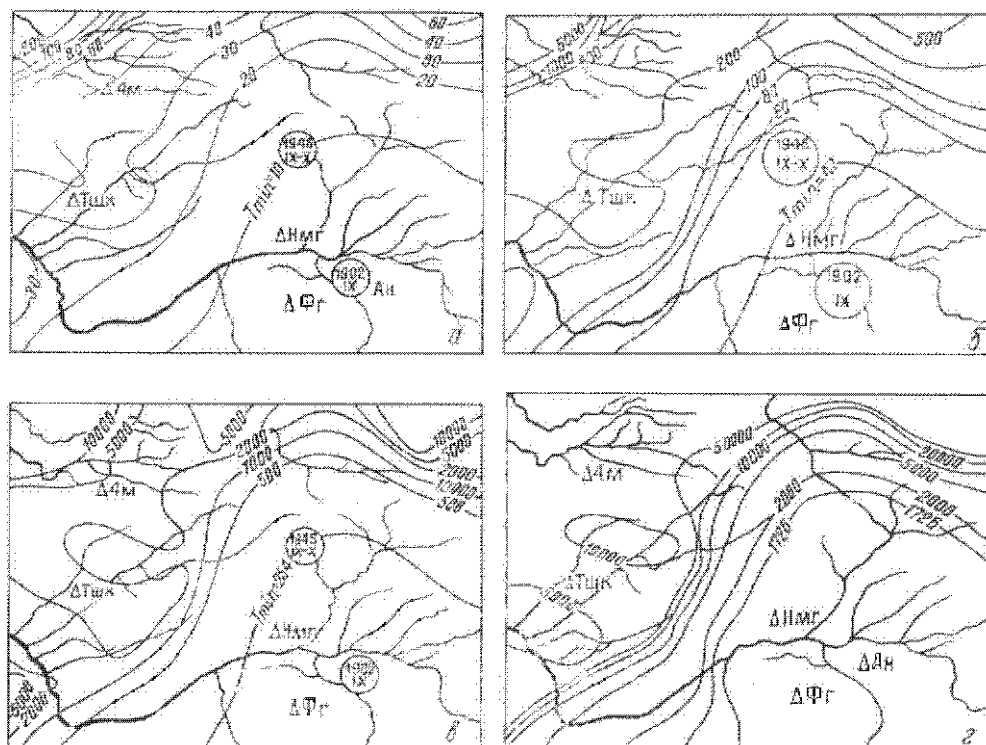


Рис. 54. Карта сейсмической сотрясаемости Восточного Узбекистана для интенсивности.

а — $I=6$ баллов, б — $I=7$ баллов, в — $I=8$ баллов, г — $I=9$ баллов.

попадают в разрешенные для них области $K \leq K_{\max}$, т. е. величина их K не превышает расчетное значение $K_{\max}$ для той же области. Каратагское же землетрясение с $K=18$ попало примерно на изолинии $K_{\max}=17,8$, т. е. величина ее на 0,2 единицы K превышала расчетное значение. При определении K допустимая ошибка $\pm 1,0$.

Карты сотрясаемости. Под сотрясаемостью понимается средняя частота повторения в данной точке земной поверхности сильных землетрясений.

В настоящее время для больших территорий получение вручную карт сотрясаемости — трудоемкая задача. В связи с этим в последнее время используются статистические методы с применением ЭВМ (Захарова, 1972).

Для сотрясения с интенсивностью $I=6$ баллов (рис. 54, Ризниченко, Захарова, 1970) $T_{\min}$ равен 10 годам и его область занимает восточную часть Ферганской долины и южные склоны системы Чаткало-Ферганских хребтов. Далее величина T медленно растет, принимая на се-

вере значение $T=20-30$ лет, на северо-западе — 200 лет, т. е. $T_{\max}=100-200$ лет.

Карты сотрясаемости для $I=7$ баллов (рис. 54): $T_{\min}=47$ лет, $T=100-200$ лет, $T_{\max}=1000-5000$ лет. Карта сотрясаемости $I=8$ баллов (рис. 54), $T_{\min}=254$ года, $T=1000-2000$, $T_{\max}=10\,000$ лет. Карта сотрясаемости для $I=9$ баллов (рис. 54): $T_{\min}=1726$ лет; $T=5\,000-10\,000$ лет; $T_{\max}\geq 50\,000$ лет. Для сравнения расчетных значений сотрясаемости с тем, что наблюдалось в действительности, была сделана попытка собрать сведения об ощутимости сильных землетрясений в крупных городах Восточного Узбекистана. Наиболее полные макро-

Таблица 6

Периоды повторения сотрясения в г. Намангане

Балльность	Наблюдаемые				Расчетные
	год землетрясения	число толчков	суммарное число толчков	средний период (годы)	период (годы)
6	1902 1913 1942	3	7	9	10
6—7	1912	1	4	16	21
7	1946	1	3	21	47
7—8	1966	1	2	32	107
8	1927	1	1	64	644
8—9 9					1726

сейсмические данные имеются для городов Андижан, Наманган и Ташкент (Бутовская, Коньков, 1960; Бутовская и др., 1964).

Ниже приводятся сведения о количестве толчков разной интенсивности, наблюдавшихся на территории Андижана за период $t=1902-1956$ гг. и Намангана за период 1902—1966 гг. и средних периодов их повторения (табл. 6, 7, 8). При этом во внимание не принимались сотрясения с $I\geq 6$, вызванные афтершоками землетрясений. Для $I=6$ баллов хорошо согласуется сравнение данных расчетных и наблюдаемых периодов. Для $I=7$ баллов расхождения заключаются в пределах погрешностей расчета величины B_{Σ} , исследованных в работе (Ризниченко и др., 1969). Для значений $I\geq 7-8$ баллов число наблюдаемых событий не превышает одного — двух, поэтому говорить о достоверности средних периодов их повторений не имеет смысла. Эти величины сопровождаются в таблице вопросительным знаком. Результаты аналогичных работ, проведенных в городе Ташкенте, не дали соответствующих данных. Наблюдаемые периоды оказались меньше рассчитанных (табл. 7). Этот факт Е. М. Бутовская (1964), В. М. Мирзаев и др. (1969) объясняют следующим образом. Эффект сотрясений в районе г. Ташкента от очагов, расположенных на значительных расстояниях, был завышенным по сравнению с балльностью, отмечавшейся на более близких расстояниях.

Так, при Чаткальском землетрясении (1946 г.) в целом Приташкентский район оказался в области 6—7-балльных сотрясений, а сам Ташкент был подвергнут землетрясению силой 7—8 баллов, что от-

четливо видно на схеме изосейст в работе Е. М. Бутовской и др. 1964 г.
Местное повышение сейсмического эффекта от удаленных землетрясений в г. Ташкенте на $\Delta I = 1,5$ балла относительно окружающей

Таблица 7

Период повторения сотрясений в г. Ташкенте

Балльность	Наблюдаемые				Рассчитан- ные	Период, исправлен- ный на счет местных условий
	год землетрясений	число толчков	суммарное число толчков	средний период (годы)	период (годы)	
6	1888 1897 1911	3	9	11	35	
6—7	—	—	6	17	80	
7	1938 1886 1924	3	6	17	220	
7—8	1968 1946	2	3	23	630	35
8	1966	1	1	100	2500	80
8—9						220
9						630

город территории позволяет при заданных уровнях интенсивности I для расчетов B_M в Восточном Узбекистане считать этот уровень в Ташкенте равным $I + \Delta I$.

Таблица 8

Периоды повторения сотрясений в г. Андижане

Балльность	Наблюдаемые				Рассчитанный период (годы)
	год землетрясения	число толчков	суммарное число толчков	средний период (годы)	
6	1932 1942	2	5	11	10
6—7	1948	1	3	18	21
7	1947	1	2	27	47
7—8			1	54	
8			1	54	107
8—9			1	54	644
9	1902		1	54	1726

В заключение необходимо остановиться на анализе некоторых карт сейсморайонирования и карты K_{max} для Юго-Западного Узбекистана (Захарова, Яковлева, 1972). При анализе этих карт видно, что согласно карте K_{max} 9-балльная зона охватывает большую часть Южного Узбекистана, где по районированию 1962 г. выделены 8—9-балльные зоны. Соответственно расширяется зона 8-балльных сотрясений. На юге Узбекистана она почти полностью перекрывает прежнюю 7-балльную зону, на севере захватывает ее южную половину, включая г. Джизак и Самарканд. Далее на большой площади, за исключением северо-западной части (для $K=14$), получены значения K_{max} , соответствующие

ние 7 баллам. Анализ данных расчета карты $K_{\max}$ Западного Узбекистана показывает, что возможно внесение в дальнейшем отдельных корректив в карту сейсмического районирования 1962 г.

В связи с этим для точности определения параметров сейсмического режима, которые в свою очередь играют большую роль в исследованиях сейсмичности Западного Узбекистана, рекомендуется в дальнейшем увеличить сеть сейсмических станций, при этом большое внимание должно уделяться равномерности расположения станций в пределах Западного Узбекистана.

До настоящего времени при сейсмическом районировании составлялись карты с разделением районируемой территории на зоны различной балльности, как правило, без учета сотрясаемости.

Предполагаемая сейсмическая опасность выявляется при совместном анализе карт сотрясаемости и инженерно-сейсмологических и они во многом облегчают задачу перспективного планирования промышленного и гражданского строительства, ибо уже на них будут окомтурены площади с минимальной ожидаемой балльностью, а также указаны районы, где дальнейшее описание сейсмической опасности невозможно или экономически нецелесообразно.

Сейсмическое районирование. В результате сейсмического районирования территории Узбекистана в 1962 г. были выделены районы с различной балльностью. Центральная часть Чаткальского хребта, ограничивающего с востока Ферганскую долину, относится к 9-балльной зоне. Западная граница этой зоны проходит вблизи городов Намангана и Ферганы. Далее она идет в южном и юго-западном направлениях в Таджикистан и захватывает небольшую территорию на севере Сурхандарьинской области в районе Шаргуни. Зона характеризуется повышенными значениями сейсмической активности $A_{10} \geq 1$ и градиента скорости тектонических движений до 100×10^{-10} год⁻¹. Здесь же располагаются эпицентральные зоны девятибалльных землетрясений: Чаткальского (1946 г.) с $M > 7$; Андижанского (1902 г.) с $M = 7 \frac{1}{4}$ и Каратагского (1907 г.) с $M > 7 \frac{1}{2}$.

Районы хребтов Каржантау, Угама и Пскема относятся к 8-балльной зоне. Южнее она протягивается полосой между городами Ташкент, Наманган и Фергана и далее уходит в Таджикистан, попадая из него в Сурхандарьинскую область, где примыкает с запада к девятибалльной зоне в районе северной части хребта Байсунтау.

Сейсмическая активность в пределах 8-балльной зоны меняется от 0,5 до 1,0. Градиент скорости тектонических движений составляет от 10×10 до 30×10^{-10} год⁻¹. Территория Сурхандарьинской области относится к 7-балльной зоне. Северная граница уходит далеко в районы Чимкентской области Казахской ССР. На юге занимает западную часть Кашкадарьинской области и основную площадь Сурхандарьинской области. Примерно с широты г. Джизака западная граница зоны почти вдоль меридиана 66° восточной долготы протягивается до Афганистана. 7-балльная зона в Восточном Узбекистане характеризуется сейсмической активностью от 0,2 до 0,5 и градиентом скорости тектонических движений до 3×10^{-10} год⁻¹.

В Западном Узбекистане как 7-, так и 6-балльные зоны установлены, по мнению Захаровой А. И. и Резниченко Ю. В., Захаровой А. И., и др. (1971), недостаточно обоснованно. Сеть сейсмических станций начала развиваться здесь лишь в последние годы, поэтому инструмен-

тальных данных о землетрясениях по времени проведения сейсмического районирования здесь фактически не было. В то же время сохранившиеся сведения о сильных землетрясениях прошлого и Газлийского 8 апреля и 17 мая 1976 г. свидетельствует о заметной сейсмичности Западного Узбекистана.

В заключении можно сказать, что в формировании инженерно-сейсмогеологических условий большую роль играют естественно-природные условия территории (геологическое строение, рельеф, климат, поверхностные воды, почвы, растительность и др.). В связи с этим для определения ее инженерно-геологических условий необходимо изучить устройство поверхности земли, климат (температурные режимы и количество выпадающих атмосферных осадков в зависимости от вертикальной зональности), поверхностные воды (разрушение, перенос и отложение наносов). Влияние поверхностных вод проявляется в инфильтрации их на расстояние до 3—4 км из рек и каналов, где повышается уровень грунтовых вод. При этом изменяются свойства, состав и состояние грунтов.

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ РЯДА ТЕРРИТОРИЙ ПРОМЫШЛЕННОГО И ГИДРОТЕХНИЧЕСКОГО ОСВОЕНИЯ В УЗБЕКИСТАНЕ

Многолетние исследования по сейсмическому микрорайонированию Узбекистана показывают, что сейсмический эффект на поверхности какого-либо участка определяется тремя факторами:

- 1) общей сейсмичностью района исследований;
- 2) положением изучаемого участка по отношению к очаговым зонам;
- 3) инженерно-геологическими условиями верхней части разреза исследуемого участка.

Аналогичные мнения высказывали ранее многочисленные исследователи (Пучков, 1965; Медведев, 1962; Ершов и др., 1965; Мирзаев, 1969) и др. Работы, проведенные нами, подтверждают правильность приведенных выше положений и выводов.

Различные мнения существуют до настоящего времени о роли каждого фактора в отдельности, в частности, о роли грунтовых условий в пункте наблюдений.

Прежде чем охарактеризовать специфику сейсмического микрорайонирования городских территорий, необходимо кратко остановиться на некоторых принципах выбора грунтовых условий, которые имеют большое значение при микрорайонировании городских территорий.

ВЫБОР СРЕДНИХ ГРУНТОВЫХ УСЛОВИЙ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В СЕЙСМИЧЕСКОМ МИКРОРАЙОНИРОВАНИИ

Все существующие методы инструментального сейсмического микрорайонирования имеют общее начало: при районировании какой-либо области или района необходимо из анализа инженерно-геологических данных изучаемой площади выделить так называемый эталонный или средний тип грунта, к которому относится исходная балльность по карте сейсмического районирования СССР.

Такие грунты мы будем рассматривать ниже на примере сейсмического микрорайонирования городских территорий Ташкента, Чирчика, Алмалыка, Андижана, Намангана, Ферганы, Зарафшана и гидротехнических сооружений (Чартакское и Чадакское водохранилища).

По СнИП II—А. 12, 69 СМР какой-либо конкретной территории за средние грунтовые условия принимается самый распространенный грунт со средней мощностью и средним УГВ, а также к ним могут быть приравнены некоторые другие участки с иными условиями, но одинаковые по сейсмическому эффекту на сооружения.

Для указанных выше городов преимущественно приняты за средние грунтовые условия районы развития лессовых пород с глубоким залеганием УГВ ($>6-10$ м), мощностью лессовых пород 10—50 м и более. Иногда, разумеется, встречаются такие районы, где в толще лессовых пород залегают линзы галечника, песка и грубообломочных пород. Бывают также лессы сухие и под ними залегают галечники, каменные лессы, конгломераты и другие породы.

Только для территории г. Ташкента за средние грунтовые условия принята область распространения толщи галечников (Мирзаев и др., 1968), поверхности поймы I и II надпойменных террас р. Чирчика. Галечники сверху покрыты чехлом суглинков и супесей мощностью 1—3 м. В этом случае надо отметить, что приращения между сухими и обводненными галечниками, по данным инструментальных исследований, дают одинаковый сейсмический эффект.

На участке Чартаковского и Чадакского водохранилищ инженерно-геологические и сейсмические свойства грунтов различны. Так, на территории Чартаковского водохранилища выделены следующие инженерно-геологические группы грунтов: полускальные — каменный лесс и конгломерат в сейсмическом отношении лучшие грунты; связные — лессовые, супесь и суглинок — сухие, «средние», в обводненном состоянии — худшие; грубообломочные — валунно-галечниковые, сухие, слабосцементированные — лучшие, при обводнении близки к средним грунтам. В сейсмическом отношении фактор ухудшения на данной территории — обводненность связных грунтов.

На участке проектируемого Чадакского водохранилища распространены преимущественно скальные группы грунтов, в сейсмическом отношении — это «лучшие» грунты. Грубообломочные и связные — валунно-галечники, супесчано-суглинисто-щебнистые и лессовые отложения имеют подчиненное распространение. Фактор существенного изменения эффекта землетрясений — степень трещиноватости скальных грунтов, вызванных тектоническими процессами и интенсивным выветриванием.

Исходная сейсмичность территории Чартаковского водохранилища — 9 баллов, а Чадакского — 8.

Согласно требованиям СНиП II—А 12—69 (1970), инструкции (Медведев и др., 1962) и рекомендации по сейсмическому микрорайонированию (1971, РСМ—73) «...указанная на картах сейсмичность относится к участкам со средними геологическими условиями, характеризующимися песчано-суглинистыми грунтами и низким (на глубине 6 м и более от поверхности земли) уровнем грунтовых вод».

Такими грунтами на участке Чартаковского водохранилища являются сухие связные инженерно-геологические группы пород. Анализ и сопоставление данных о физико-механических свойствах с применением математической статистики, расчетов среднеарифметических значений ($\bar{X}$), среднеквадратичных отклонений (σ) и коэффициента вариаций (V) позволяют принимать за средний грунт на участке Чартаковского водохранилища аллювиально-пролювиальные верхнечетвертичные лессовые грунты III надпойменной террасы р. Чартак с уровнем грунтовых вод 10 м и более, мощностью 20 м.

Объемная масса при естественной влажности грунта в среднем $\gamma_{\text{пл}(x)} = 1,65 \text{ т/см}^3$, $\sigma = \pm 0,14$, $V = 8,5\%$, скелета грунта $\delta_{(x)} = 1,44 \text{ г/см}^3$, $\sigma = \pm 0,076$, $V = 5,28\%$, влажности $W_{(x)} = 13,5\%$, пористости $n_{(x)} =$

46,6, коэффициента пористости $e_{(x)} = 0,874$. Скорость прохождения упругих продольных волн $V_{p(x)}$ в среднем 0,55 км/сек.

На территории Чадакского водохранилища «средние» грунты практически отсутствуют. Изучение инженерно-геологических условий показало, что исходный сейсмический балл следует отнести к эталонным грунтам — скальному по следующим соображениям. Территория окружена с юга Северо-Ферганским разломом I порядка (Ибрагимов, 1970; Якубов, 1970), с запада и с севера — разломами II и III порядка, среди которых выделяются Акташский, Ахмадбулакский, Куруксайский разломы. В случае возникновения землетрясений силой 9 баллов, связанных с Северо-Ферганским сейсмогенным разломом, на территории водохранилища, сложенного скальными грунтами, возможно землетрясение силой 7—8 баллов.

Скальный (эталонный) грунт характеризуется объемной массой 2,6—2,75 г/см³, пористостью 2—5%, скоростью прохождения упругих волн 3,9—5,65 км/сек.

Поэтому на территории Чартакского водохранилища исходный сейсмический балл отнесен к выбранному среднему грунту, а на территории Чадакского водохранилища — к эталонному. Определены приращения балльности (ΔI) на территории водохранилища. В пределах Чартакского выделены зоны с $\Delta I = 0+1$ и -1 , а Чадакского 0 и $+1$.

СПЕЦИФИЧНОСТЬ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ ГОРОДСКИХ ТЕРРИТОРИЙ

Поскольку до сегодняшнего дня нет общепринятого расчленения различных типов горных пород по сейсмическим свойствам, пригодного для строителей, для решения этой задачи в каждом конкретном случае проводится более или менее (в зависимости от технической оснащенности, сроков исследований, значимости объекта и т. д.) полное комплексное изучение территории с целью выделения зон с различной степенью сейсмической опасности — микрорайонирование. Как уже отмечалось, сейсмическое микрорайонирование — это широкий комплекс геологических инженерно-геологических, геофизических, сейсмометрических исследований. Проведение этих работ в полной мере требует значительных средств и времени. Однако при выборе того или иного комплекса исследований обычно используют рациональный комплекс исследований, который позволит получить решение поставленной задачи, и в то же время ограничиться минимальными затратами.

Выбор рационального комплекса зависит от характера исследуемого объекта. В данной главе на примере некоторых городов Узбекистана будут описаны приемы макрорайонирования, а также совместная интерпретация геологических, геофизических, сейсмогеологических материалов для построения карты сейсмического микрорайонирования территории городов.

Сейсмическое микрорайонирование в городах имеет ряд особенностей, связанных со специфичностью городских условий вообще. Подробнее об этом будет сказано ниже. Кроме того, городские территории представляют собой различные в геологическом и инженерно-геологическом отношении объекты. Условия могут резко меняться от одного города к другому. Опыт изучения инженерно-геологических и сейсмологических условий ряда городов (Ташкент, Чирчик, Ангрен, Алмалык, Андижан, Наманган, Фергана, Зарафшан) показывает, что условия

строительства и сейсмическая интенсивность территорий зависит от комплекса природных факторов. К ним относятся геоморфологическое и геологическое строение, тектоника и современные движения земной коры, подземные воды, геологические и инженерно-геологические процессы и явления, состав и свойства пород, наличие различных искусственных объектов: каналов, водохранилищ, карьеров и др. Перечисленные факторы создают основу инженерно-геологических условий и в природе находятся во взаимосвязи. Вместе с тем на каждом определенном участке они имеют далеко не одинаковое значение. В горных районах в большинстве случаев первостепенную роль играет рельеф, а в равнинных — подземные воды или состав и свойства пород (Мавлянов и др., 1972).

Выделение главных факторов очень важно для правильной оценки и прогнозирования инженерно-сейсмогеологических условий, определения степени сейсмической опасности. Важная роль принадлежит геологическому строению, составу и свойствам пород. Геологическое строение территории определяется генезисом и возрастом пород, особенно их условиями залегания, распространением, пространственным соотношением поверхностных отложений с коренными породами. Вещественный состав и физико-механические свойства являются прямым показателем инженерно-геологических и сейсмических характеристик горных пород (Медведев, 1962; Максимов, 1973).

В настоящее время большинство городов Узбекистана расположено в долинах рек. Здания и сооружения возводятся на характерных для долин рек отложениях. В качестве первого приближения мы разделяем два типа городских территорий:

а) города, расположенные в средней части речных долин или на равнине;

б) города, расположенные в верхней части долин рек или в предгорьях.

Некоторые особенности сейсмического микрорайонирования, характерные для городских территорий в равнинных частях, будут показаны на примере городов Ташкента, Андижана.

Особенность сейсмического микрорайонирования определяется характером объекта — положением очаговых зон и путями распространения сейсмических волн.

Ташкент и Андижан расположены на волнистой равнине: первый — в долине р. Чирчика, второй — Андижанская. Наибольшие абсолютные отметки: Ташкент—530 м, Андижан—560. Относительные превышения в пределах города Ташкента не больше 140 м, в Андижане 100 м. Относительно плавный и выравненный рельеф — характерная черта городских территорий в средней и нижней частях долин рек. Это обстоятельство, как мы увидим далее, имеет существенное значение при выборе методов сейсмического микрорайонирования и интерпретации материалов.

Относительно спокойный рельеф поверхности характерен для средней части речных долин и отражает некоторую однородность геологического строения участков, по крайней мере на глубину первых десятков метров. Под однородностью нужно понимать относительную выдержанность мощностей отложений определенной литологии и возраста по площади, отсутствие резких изменений элементов залегания пластов на ограниченных площадях, приблизительно горизонтальное залегание слоев и т. п.

Сказанное выше относится к верхнему (обычно неоген-четвертичного возраста) горизонту отложений. В то же время глубинное строение может быть очень сложным. Так, непосредственно под Ташкентом отмечаются тектонические разломы и связанные с ними очаги землетрясений. Сложное строение имеют и глубокие части разреза в Ферганской долине, в частности, Андижанская антиклиналь — блоковая, в ее пределах отмечаются контрастные движения в современное время.

Инженерно-геологические условия в общих чертах определяются тектонической обстановкой данного района. Для правильной оценки сейсмической опасности данной территории необходимо знать о наличии тектонических нарушений, ослабленных и сейсмогенных зон. Как показывают исследования многих авторов (Котлов и др., 1967; Худайберганов, 1970; Мавлянов и др., 1973; Касымов и др., 1974), на устойчивость сооружений влияют современные движения, вызывающие различные инженерно-геологические процессы и явления.

В данной главе мы ограничимся рассмотрением влияния третьего фактора приведенной выше классификации, а именно — учетом локальной геологии или грунтово-геологических условий при оценке сейсмического эффекта возможного сильного землетрясения на данной площади.

Поскольку под грунтовыми условиями обычно понимается строение верхней части разреза на глубину нескольких десятков метров, мы дадим краткое описание инженерно-геологических условий территории городов Ташкента и Андижана и на их примере покажем отличительные признаки, которые нужно учитывать при проведении исследований по сейсмическому микрорайонированию в условиях городов, расположенных в средней части речных долин.

На территории города Ташкента верхние горизонты горных пород представлены четвертичными отложениями всех четырех возрастных комплексов.

Нанайский комплекс (Q_1^n) сложен галечниками, выше суглинками и супесями. Отложения уплотненные, мощностью от 60 до 120 м.

Ташкентский комплекс (Q_2^{ts}) — это в основном лессовые породы. Они слагают IV террасу р. Чирчика и охватывают около 70% всей площади города. Мощность рыхлых отложений от 5 до 60 м.

Голодностепский (Q_3^{st}) развит в крупных врезках долинно-балочной сети. Особенностью этих отложений является слоистость, супесчаный состав. Отложения голодностепского комплекса слагают III надпойменную террасу р. Чирчика. В основании этой почвы лежат галечники мощностью 10—12 м, а в верхней части — лессовидные породы (3—10 м).

Сырдарьинский комплекс (Q_4^{sd}) — это отложения I и II надпойменных террас р. Чирчика, представленные галечником. Их мощность 4—6 м.

В геоморфологическом отношении на территории г. Ташкента выделяются:

- 1) ташкентская пролювиальная равнина среднечетвертичного возраста (примерно три четверти города);
- 2) долина р. Чирчика с ее террасами (голдностепский, сырдарьинский);
- 3) крупные балки и долины каналов в пролювиальной равнине.

Результаты анализа данных гранулометрического состава лессовых пород показывают, что почти все образцы, взятые из IV пролювиальной равнины, отличаются от других комплексов несколько большим содержанием глинистых фракций.

Минералогический состав фракций также относительно устойчив в пределах каждой геологической группы отложений и закономерно изменяется при переходе от пролювиальных пород к аллювиальным. Удельный вес пролювиальных и аллювиальных пород преимущественно одинаковый и составляет $2,71 \text{ г/см}^3$. Плотность пород различных литологических разностей закономерно изменяется при переходе от одного генетического типа к другому. Грунтовые воды на территории Ташкента распространены повсеместно. Приурочены они почти ко всем имеющимся литологическим разностям пород: аллювиальным галечникам, конгломератам р. Чирчик, пролювиальным суглинкам, супесям и подстилающим их (местами галечно-щебенистым отложениям, песчанникам, песчанистым алевролитам неогена). Глубина залегания уровня подземных вод колеблется в больших пределах. В аллювиальных галечниках она составляет $0,5\text{—}3,0 \text{ м}$.

На территории города Андижана четвертичные отложения распространены повсеместно и представлены следующими возрастными комплексами: сохским (Q_1^{sh} , навайский), ташкентским (Q_2^{ts}), голодно-степским (Q_3^{st}), сырдарьинским (Q_4^{sd}).

Сохские отложения представлены конгломератами, галечниками, гипсами общей мощностью $100\text{—}110 \text{ м}$.

Отложения ташкентского комплекса — конгломераты, галечники, плотные песчаные глины и суглинки. Общая мощность их $60\text{—}90 \text{ м}$.

Отложения голодно-степского комплекса резко преобладают на площади г. Андижана. Они представлены переслаивающимися суглинками, супесями, галечниками и песками. Их общая мощность $30\text{—}90 \text{ м}$. Пролувиальные породы сложены толщей супесей и суглинков мощностью 15 м и более.

Отложения сырдарьинского комплекса развиты преимущественно в пойменных террасах рек Карадарьи и Андижансая, они представлены валунно-галечниками мощностью $2\text{—}3 \text{ м}$.

В геоморфологическом строении выделяется четыре типа рельефа: 1) аккумулятивный, 2) эрозионно-аккумулятивный, 3) эрозионный, 4) структурно-эрозионный.

Почти вся территория города относится к аккумулятивному типу рельефа, представленному III надпойменной террасой р. Карадарьи и оконечностью р. Андижансая, сложенной галечниками, суглинками, супесями мощностью $10\text{—}25 \text{ м}$.

Результаты анализов гранулометрического состава и минералогии показывают, что содержание песчаных фракций по мере удаления от адырной зоны к равнинной уменьшается, обратная зависимость наблюдается по содержанию глинистой фракции.

Количество минералов тяжелой фракции также приобретает тенденцию к уменьшению по мере приближения к равнине.

Удельные веса пород одного и того же литологического состава близки. Так, удельный вес лессов ташкентского комплекса $\approx 2,72 \text{ г/см}^3$, а голодно-степского $\approx 2,70 \text{ г/см}^3$.

Плотность пород закономерно изменяется при изменении их литологического состава, возраста, генезиса.

Грунтовые воды на территории г. Андижана содержатся преимущественно в пролювиальных осадках на различных глубинах — от 2 до 10 и более метров.

Таким образом, рассматривая инженерно-геологические условия двух городов (Ташкента и Андижана), наряду с разнообразием локальных особенностей строения верхней части разреза, можно обнаружить общие черты, характерные для территорий, расположенных в средних или равнинных участках долин рек:

1) основная территория города расположена в условиях слабоволнистой равнины, с поверхности сложенной обычно рыхлыми отложениями;

2) поверхностные рыхлые отложения обычно представлены лессовыми, лессовидными или мелкоземистыми породами, подстилаемыми галечниками;

3) мощность поверхностной рыхлой толщи обычно хорошо выдерживается на больших площадях и достигает 10 и более метров;

4) грунтовые воды присутствуют практически в любых породах, развитых в пределах города.

Опыт проведения исследований по сейсмическому микрорайонированию городов Узбекистана показывает, что в условиях равнинных частей долин рек в силу отмеченных выше особенностей строения на интенсивность сейсмического эффекта от землетрясений особенно влияют следующие геологические и инженерно-геологические факторы:

1) литологический состав горных пород, составляющих отдельные инженерно-геологические участки;

2) мощность поверхностной рыхлой толщи лессовых или суглинистых отложений;

3) плотность горных пород, определяемая возрастом и генезисом;

4) уровень грунтовых вод.

Исходя из перечисленных выше природных факторов, определяющих главным образом сейсмическое воздействие на территории городов, равнинных частей речных долин, в общей схеме сейсмического микрорайонирования, описанной выше в общих чертах, нужно сделать акцент на те методы, которые дают наиболее высокую эффективность при решении задач сейсмического микрорайонирования.

Таким образом, при выделении инженерно-геологических участков, для которых будет проводиться дальнейшее количественное определение приращения сейсмической балльности, нужно учитывать их различный генезис, мощность верхней рыхлой толщи, геоморфологическое строение, литологию, уровень грунтовых вод.

Интерпретация инструментальных данных во многом зависит от того, к какому типу (равнинному или предгорному) относится территория данного города. Хотя при проведении сейсмического микрорайонирования применяются все методы инструментальных исследований, частота применяемости каждого метода может изменяться. Может меняться и интерпретация получаемых данных.

Рассмотрим на некоторых примерах использование наиболее распространенных при сейсмомикрорайонировании инструментальных методов.

Метод акустических (сейсмических) жесткостей. В основе метода, как отмечалось выше, лежит выведенная С. В. Медведевым связь между величинами $\rho \cdot V$ (где ρ — плотность горных пород V — скорость распространения продольных упругих волн в этих горных породах) и величиной сейсмических сотрясений в баллах (B_{Σ}).

В настоящее время для определения сейсмической интенсивности применяется формула:

$$\Delta I = \Delta I_{\text{гр}} + \Delta I_{\text{у.г.в}} + \Delta I_{\text{рез}},$$

где ΔI — общее изменение сейсмической интенсивности на исследуемом грунте и на опорной точке,

$\Delta I_{\text{гр}}$ — изменение балльности, вносимое литологией грунтов и их плотностями, т. е. величинами сейсмических (или акустических) жесткостей,

$\Delta I_{\text{у.г.в}}$ — изменение балльности за счет уровня грунтовых вод,

$\Delta I_{\text{рез}}$ — изменение балльности за счет резонансных явлений в слое.

Применение этой формулы для различных условий требует различного подхода к оценке всех членов, входящих в эту формулу, так как нет еще единого мнения о некоторых параметрах.

В частности, не всегда ясно, какую среднюю скорость V и среднюю плотность ρ брать для расчетов в этой формуле для верхней 10-метровой толщи рыхлых отложений или такой же толщи с нижним высокоскоростным слоем, которым можно пренебречь. В то же время наличие мощной почвы рыхлых отложений, как показывают некоторые исследования, существенно увеличивает сейсмический эффект на поверхности. Причем приращение балльности тем больше, чем больше мощность исследуемой рыхлой толщи. Такая тенденция наблюдается до глубины 60 м. Этот эффект можно объяснить наличием резонансных явлений в рыхлом слое. Отсюда ясно, что третий член рассматриваемой формулы приобретает в этих условиях большое значение. Член, учитывающий влияние обводненности, в технике также очень важен, так как в некоторых работах (Ершов, Медведев и др., 1975; Касымов и др., 1977) отмечается, что обводнение рыхлых лессовых или суглинистых отложений может привести к увеличению сейсмической интенсивности на один балл и более, в то время как более плотные породы не столь сильно подвержены влиянию грунтовых вод.

При проведении записи слабых землетрясений или взрывов одним из главных моментов является выбор точек наблюдения. При этом следует разбивать исследуемую территорию на участки с характерными инженерно-геологическими условиями. Интерпретация полученных материалов также должна основываться на этих же предпосылках.

Среди геофизических методов можно отметить электроразведочные (ВЭЗ), которые могут успешно применяться для решения отдельных задач. При микрорайонировании территории городов Ташкента и Андижана методом ВЭЗ решались задачи по литологическому расчленению верхней 30—40-метровой толщи (г. Андижан) и 50—100-метровой (г. Ташкент). Определялась глубина залегания кровли каменных лессов.

Перспективно также для расчленения верхней части разреза применять сейсморазведочные методы (КМПВ и МОВ) с использованием малых зарядов или ударного возбуждения.

Все вышесказанное относится к городам, расположенным на равнинах. Однако на территории каждого города имеются участки с резко отличными от вышеописанных условиями. Поэтому изложенные рекомендации можно брать за основу комплекса методов. В то же время, микрорайонирование любого города требует привлечения различных сейсмологических, геофизических и других инструментальных методов.

Но объем этих исследований значительно меньше, чем, например, в предгорных районах.

Для уточнения границ между II и III надпойменными террасами р. Чирчика при сейсмическом микрорайонировании территории г. Ташкента успешно применялся метод симметричного электропрофилирования.

Здесь и далее мы излагаем некоторые особенности сейсмического микрорайонирования городских территорий, обусловленные геологическим строением верхней части разреза, которое в свою очередь зависит от положения исследуемой площади относительно системы горы—равнина. Выше было описано сейсмическое микрорайонирование городов Узбекистана, находящихся в равнинных условиях. Следующим типом территорий будут города, лежащие в предгорьях или в верхней полосе пролювиальных равнин. Ниже будут рассмотрены некоторые особенности сейсмического микрорайонирования, выбора рационального комплекса методов исследования, особенности проведения инструментальных исследований и интерпретации получаемых результатов на примере микрорайонирования территорий городов Чирчика и Ангрена.

Сохраняя общую схему, примененную выше, описываем геологические и инженерно-геологические условия двух этих городов для того, чтобы проследить те общие черты, которые, как мы считаем, позволяют объединить различные территории с существенно различным геологическим и тектоническим строением в одну группу, которая в свою очередь, отличается от описанной выше группы равнинных территорий.

Территория города Чирчика расположена в сравнительно узкой долине р. Чирчика между отрогами Каржантау и Чаткальского хребта. Описываемая территория представляет собой холмистую наклонную равнину, расчлененную многочисленными суходолами. Относительные превышения достигают 320 м.

Поверхностные отложения, служащие основанием под сооружения на данной территории, образовались главным образом в четвертичное время, поэтому отложения данного возраста представляют наибольший интерес для сейсмомикрорайонирования.

Выделяются четыре возрастных комплекса четвертичного периода: нанайский, соответствующий нижнему отделу (Q_1^n); ташкентский — среднему (Q_2^{ts}); голодностепский — верхнему (Q_3^{st}); сырдарьинский — современному (Q_4^{sd}).

Наиболее широко распространены отложения ташкентского, голодностепского и сырдарьинского комплексов.

Ташкентский комплекс представлен в нижней части конгломератами, гравийно-галечниками, песчанниками мощностью до 50 м, в верхней — лессовой толщей желтоватого цвета мощностью 10—20, местами до 40 м. Эти отложения слагают IV и V надпойменные террасы р. Чирчика.

Отложения голодностепского комплекса слагают III надпойменную террасу. Они представлены в нижней части 10—20-метровой толщей галечников, а сверху залегают лессовидные породы мощностью 5—10 м.

Отложения сырдарьинского комплекса слагают I и II террасы р. Чирчика (район старой застройки города). Они также имеют двухслойное строение. Верхняя рыхлая часть состоит из супесей, суглин-

ков мощностью 0—5 м. Снизу они подстилаются галечниками мощностью 20—25 м.

По происхождению все отложения можно разделить на аллювиальные, пролювиальные, делювиальные, элювиально-делювиальные породы. Наиболее распространены аллювиальные и пролювиальные генетические типы пород.

На территории г. Чирчика выделяется три типа рельефа: денудационный, аккумулятивно-денудационный и аккумулятивный. Наибольшее значение имеет последний тип, так как он характерен для большей части территории.

В гранулометрическом составе аллювиальных лессовидных пород нижних (I—II) террас содержится относительно большое количество песчанистой фракции и малое — глинистой. Для более высоких террас (пролювиальные лессовые отложения ташкентского комплекса) характерно повышенное содержание пылеватой фракции и пониженное песчанистой.

Естественная влажность в аллювиальных лессовых породах значительно больше, чем в пролювиальных (Мавлянов и др., 1972). Удельные веса одинаковых литологических разностей для пород различных генетических типов близки, что объясняется сходным минералогическим составом этих отложений.

Плотность пород закономерно изменяется при изменении литологического состава, возраста и генезиса, а также глубины залегания отложений. Подземные воды четвертичных отложений на рассматриваемой территории распространены повсеместно и на значительной части территории залегают близко к поверхности.

Город Ангрен расположен в верхней полосе пролювиальных равнин в долине р. Ахангарана между Чаткальскими и Кураминскими глыбово-сводовыми поднятиями альпийского цикла.

Поверхность рассматриваемой территории представляет собой холмистую наклонную равнину, прорезанную руслами временных и постоянных водотоков. Отмечается наличие оврагов, обрывов, резких уступов на местности.

Территория города сложена отложениями четвертичного возраста, которые разделяются на четыре группы:

отложения нанайского комплекса, ташкентского, голодностепского и сырдарьинского.

Наиболее широко в пределах рассматриваемой территории развиты отложения последних трех комплексов.

Отложения ташкентского комплекса слагают пятую террасу р. Ахангарана и представлены сильно карбонатными лессами и лессовидными суглинками, которые подстилаются галечниками. Мощность лессовидных пород на большей части территории 10—15 м.

На территории современного города Ангрена наиболее широко распространены породы голодностепского комплекса. Они слагают III надпойменную террасу р. Ахангарана и образуют обрыв высотой 10—12 м у слияния рек Карабаусая и Ахангарана. Эти отложения представлены пролювиальными суглинками мощностью 2—5 м, которые подстилают аллювиальные галечники мощностью 10—12 м. Ниже залегают галечники на песчанисто-глинистом цементе, мощность их 30—35 м.

Отложения сырдарьинского комплекса слагают конусы выносов боковых притоков, представлены аллювиальными галечниками с песчано-гравийным заполнителем.

На территории г. Ангрена развиты в основном денудационно-аккумулятивный и аккумулятивный типы рельефа. Основную площадь с поверхности составляют аллювиальные отложения р. Ахангарана и боковых притоков, а также пролювиальные лессовидные и лессовые породы голодностепского комплекса.

Физико-механические свойства пород верхней части разреза различны. Отмечается, что галечники ташкентского и голодностепского комплексов р. Ахангарана отличаются большой плотностью и консолидированностью, лучшей окатанностью галек и их отсортированностью.

Лессовые породы по происхождению делятся на аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, делювиально-пролювиальные генетические типы. Основная часть территории, как уже отмечалось, сложена аллювиально-пролювиальными генетическими типами горных пород.

Грунтовые воды в основном приурочены к валунно-галечниковым отложениям и встречаются на глубине от 1—2 до 10 и более метров. Особо следует отметить наличие недалеко от городской черты Атчинского оползня. Площадь его 50—70 км². Он состоит из 25—30 оползневых смещений, которые генетически связаны друг с другом. Расстояние между ними изменяется от 30 до 500—700 м. Многие оползни имеют ступенчатый характер развития, т. е. в результате смещения нижних оползневых тел двигаются верхние. Глубина срыва современных оползневых смещений изменяется в пределах 1—10 м.

В настоящее время в Институте сейсмологии АН УзССР начато изучение влияния сейсмических воздействий на состояние оползневого тела. Получены первые данные, говорящие о том, что после определенных сейсмических воздействий тело оползня движется значительно быстрее. Детальное исследование воздействия землетрясений на подобные объекты очень сложно и еще ждет своего разрешения, однако уже сейчас нет сомнения в том, что при сейсмическом микрорайонировании необходимо особенно тщательно учитывать повышенную опасность оползней в районах, где к тому имеются предпосылки.

Рассматривая приведенные выше примеры двух городов Узбекистана, находящихся в условиях предгорий или верхней полосы пролювиальных равнин, с точки зрения инженерно-геологических предпосылок для сейсмического микрорайонирования можно отметить сложное строение верхних частей разреза по сравнению с равнинным участком. Кроме того, равнинные города расположены главным образом на однотипных в возрастном и генетическом отношении грунтах, а в условиях предгорий появляются (в нашем случае аллювиальные и пролювиальные отложения) различные типы пород, сейсмические свойства которых могут существенно отличаться, несмотря на одинаковый литологический состав.

В качестве следующей важной особенности следует отметить резкую изменчивость отложений на сравнительно небольшой площади, что также учитывается при составлении прогнозных карт микрорайонирования.

В условиях предгорий часто верхний рыхлый слой лессовых и лессовидных пород имеет мощность на большей части территории города 5—10 и даже 2—5 м, т. е. значительно меньшую, чем в условиях равнинных территорий.

Увеличивается неоднородность самой рыхлой толщи, появляются включения других пород, сложность, выклинивание пластов. Рельеф поверхности становится резко расчлененным. Появляется множество

уступов, обрывов, ущелий и каньонов, что имеет очень большое значение при планировании, проведении исследований по сейсмическому микрорайонированию. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен ниже.

Грунтовые воды находятся практически во всех типах пород, на всех уровнях, от 0 до глубины 10—12 м и более. Однако, как показывает опыт работ по сейсмическому микрорайонированию городов Узбекистана, грунтовые воды на глубине 8—10 м и менее часто приурочены к гравийно-галечниковым отложениям, которые служат как бы коллекторами. Это важное обстоятельство также нужно особо учитывать при сейсмическом микрорайонировании. Обобщая опыт исследования по сейсмическому микрорайонированию, проводимого в лаборатории сейсмического микрорайонирования ИСАН УзССР вот уже более 10 лет, а также опыт других исследователей, нам представляется возможность выделить наиболее существенные признаки, наличие которых помогает определить величину сейсмического эффекта на поверхности территории города, находящегося в условиях предгорий.

1. Литологический состав поверхностных отложений.
2. Мощность верхней рыхлой толщи лессовых пород, а также подстилающих их галечников.
3. Несооднородность верхней 10—20-метровой толщи отложений, связанная с различными включениями, слоистость и т. д.
4. Рельеф дневной поверхности.
5. Физико-механические свойства пород, в частности их плотность.
6. Наличие погребенных структур, находящихся на небольшой глубине.
7. Возможность возникновения оползней, обвалов, селевых потоков, под действием землетрясений в опасных участках.
8. Уровень грунтовых вод.

Ниже подробно рассмотрим каждый фактор в отдельности.

Литологический состав поверхностных отложений. Зависимость сейсмического эффекта землетрясений от литологического состава слагающих верхний слой отложений отмечали многие авторы (Леонов, 1970; Антоненко, Прошунина, 1965; Медведев, 1962; Цшохер, 1949 и т. д.). Поэтому при проведении сейсмического микрорайонирования исследуемую территорию вначале разделяют по этому признаку. В условиях предгорных частей долин рек главными литологическими разностями являются галечники и рыхлые отложения — лессы, лессовидные породы, суглинки, супеси. Распространены также делювиальные отложения предгорных склонов, т. е. имеет место более широкий набор литологических разностей, чем в условиях равнины. Кроме того, если в условиях равнины литологический признак как правило (в сочетании с уровнем грунтовых вод) преобладает, то в условиях предгорной части одинаковые по литологическому составу поверхностные отложения могут иметь существенно различные сейсмические свойства и, наоборот, различные в литологическом отношении породы одинаково реагируют на сейсмические воздействия.

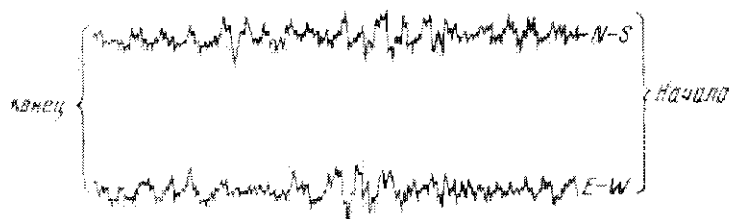
Так, при сейсмическом микрорайонировании территории г. Чирчика обнаружено, что сейсмические эффекты в пункте 4 и 7 близки по значениям приращения балльности, хотя пункт 4 расположен вблизи предгорного склона на делювиальных отложениях, а пункт 7 — на сухих лессах мощностью более 10 м (рис. 55). Таким образом, в дан-

ном случае мы наблюдаем одинаковую реакцию на сейсмическое воздействие существенно различных грунтов.

С другой стороны при микрорайонировании территории г. Аяг-на выявлено, что сейсмический эффект от взрывов существенно отличается от сейсмического эффекта при слабых землетрясениях на галечниках террас р. Ахангарана и боковых притоков, хотя литология этих отложений близка. Это объясняется различной степенью окатанности

Землетрясение И-06-73г

ста „Чирчик-7“



ста „Чирчик-4“

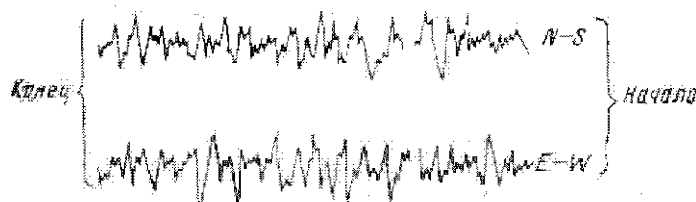


Рис. 55. Примеры записей смещений на различных грунтах г. Чирчика.

и отсортированности гальки, а также крепостью и плотностью галечников.

Эти примеры говорят о том, что в ряде случаев принадлежность тех или иных пород к той или иной литологической разности в условиях предгорий не всегда позволяет дать однозначный ответ об изменении приращения сейсмической балльности, так как в условиях предгорий возрастает роль других факторов приведенной выше классификации.

Мощность верхней рыхлой толщи лессовых пород и мощность подстилающих их галечников. Этот фактор играет существенную роль в формировании сейсмического эффекта, наблюдаемого на поверхности. Влияние мощности лессовых пород на интенсивность сейсмических колебаний изучали многие авторы (Медведев, 1962; Мирзаев и др., 1969; Ершов, Медведев и др. 1975; Касымов и др., 1974, 1977).

Результаты их работ показывают, что интенсивность сейсмических колебаний возрастает с увеличением мощности рыхлой толщи. Этот эффект наблюдается до мощности порядка 60 м, что также подтверждено

нашими исследованиями. Кроме того, как показывают инструментальные записи слабых землетрясений на рыхлых грунтах различной мощности (Касымов и др., 1977), проведенные в Чирчике и Ангрене, мощность рыхлого слоя начинает существенно сказываться на интенсивности колебаний при величине порядка 5 м и более (рис. 56). Более тонкие слои почти не влияют на приращение балльности по сравнению с подстилающими их галечниками. В этих случаях на высоких частотах по сравнению со средними (РСМ—1973) наблюдаются более благоприятные в сейсмическом отношении условия, но в более низкочастотной области интенсивность колебаний при малой (менее 5 м) мощности может

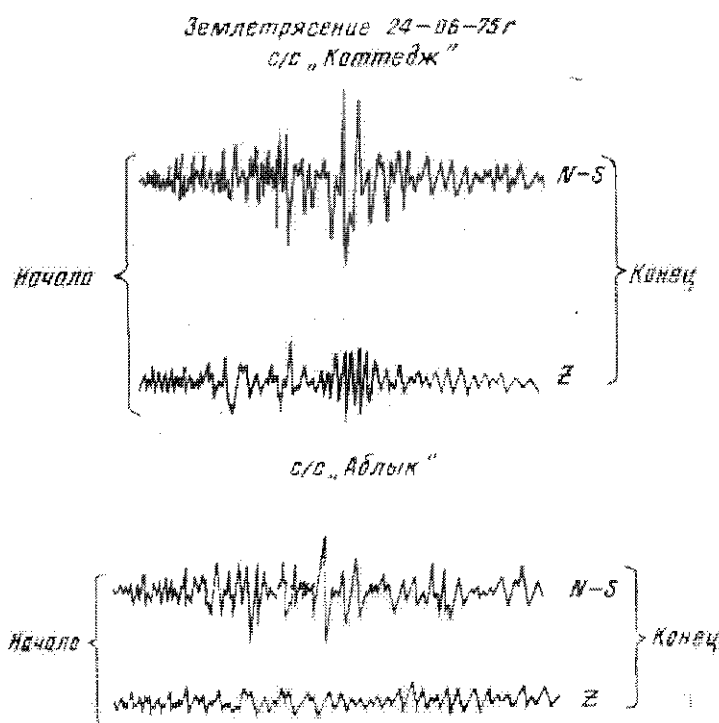


Рис. 56. Примеры записей смещений на однотипных грунтах разной мощности г. Ангрен.

превысить интенсивность при большей мощности рыхлых отложений. Это, казалось бы, противоречие объясняется влиянием в последнем случае слоя галечников. В условиях больших мощностей (10—20 м и более) основной вклад в формирование сейсмических колебаний вносят рыхлые отложения. При мощности 5 м и менее основной уровень интенсивности формируется уже галечниковыми образованиями. В этом заключается еще одна особенность проведения исследований по сейсмомикрорайонированию в предгорных районах. Такое обстоятельство нужно учитывать при выборе пунктов наблюдения и записи землетрясений на территории города, а также при проведении геофизических исследований.

Так, при определении приращений балльности методом сейсмических жесткостей следует с особой тщательностью выбирать мощность исследуемого слоя, так как от выбора этой мощности будут зависеть конечные результаты. В условиях равнины при мощностях 10—20 м и более это не имело большого значения, но в предгорных районах, где

толщина верхнего рыхлого слоя большей частью составляет менее 10 м, неправильный выбор исследуемой мощности может привести к искаженным результатам. В этом случае желательно проводить параллельные измерения сейсмических жесткостей грунтов и записи слабых землетрясений на тех же грунтах, чтобы иметь возможность сопоставить их результаты.

3. Неоднородность верхней 10—20-метровой толщи может существенно изменять интенсивность сейсмических колебаний. При сейсмическом микрорайонировании территории г. Алмалыка, по записям слабых землетрясений в пределах второй надпойменной террасы р. Ахангарана выделялись галечники с ухудшенными сейсмическими свойствами. Это объясняется тем, что в толще этих галечников имеются многочисленные прослои рыхлых пород, песков, суглинков. Эти особенности нужно учитывать при сейсмическом микрорайонировании городских территорий.

Рельеф дневной поверхности. В силу того, что в предгорной области долины рек значительная часть территории городов расположена на участках с резкими формами рельефа, этот фактор играет большую роль.

Вопросами влияния крутизны склонов на сейсмический эффект, а также колебаниями на склонах ущелий, каньонов занимались многие исследователи. С. В. Пучков (1955) изучал, например, сооружение высотой 60 м и периметром основания 2 км. Результаты измерений показали, что амплитуды вертикальной составляющей продольных и поперечных волн на вершине оказались в 4—5 раз больше, чем у основания (Пучков, 1955). Ш. Дуйшеналиев (1971), рассматривая изменения динамических характеристик колебаний в условиях рельефа, пересеченного ущельями, установил, что амплитуда колебаний на склонах превышает амплитуду на дне каньона в несколько раз. При этом особенно усиливаются горизонтальные колебания.

Е. Г. Бугаев и др. (1975) рассматривали сейсмическое воздействие взрывов и землетрясений на склонах бортов каньона р. Сулак. Проведенные исследования показали, что сейсмический эффект в различных точках неоднороден. Отмечалось, что при колебаниях бортов каньона при землетрясениях и взрыве интенсивность колебаний увеличивается с ростом высоты пункта наблюдений.

Мы (Касымов и др., 1976, 1977) также отмечаем усиление интенсивности вблизи резких уступов и обрывов на местности. Например, при микрорайонировании г. Чирчика в пункте 2 отмечено сейсмическое увеличение интенсивности одной горизонтальной составляющей по отношению к другой (рис. 57). Амплитуды колебаний часто различались в 1,5—2 раза, что соответствует изменению интенсивности на 1 балл стандартной шкалы ГОСТ. Установлено, что колебания усиливаются лишь тогда, когда эпицентр землетрясения определенным образом ориентирован по отношению к пункту наблюдений (на восток), в то же время составляющая восток — запад давала «аномальное» увеличение интенсивности сотрясений грунта. Таким образом, выяснилось, что на сейсмическом эффекте, регистрируемом в пункте 2, сказывается наличие близ пункта резкого обрыва высотой 5—6 м, расположенного от станции на расстоянии 30—40 м.

Влияние рельефа местности отмечалось также при микрорайонировании г. Ангрена. Так, сейсмическая станция, расположенная на известняках, регистрировала колебания, вызванные взрывом с ано-

мально высокими для скальных грунтов амплитудами. Это объясняется тем, что станция установлена в 20 м от обрыва. Интересно отметить, что землетрясения, эпицентры которых обычно находились в другой стороне, чем пункты взрывов, станцией регистрировались «нормально», т. е. интенсивность была на 1—1,5 балла ниже, чем на рыхлых грунтах.

Приведенные примеры показывают, насколько важно правильно определить влияние рельефа при проведении инструментальных иссле-

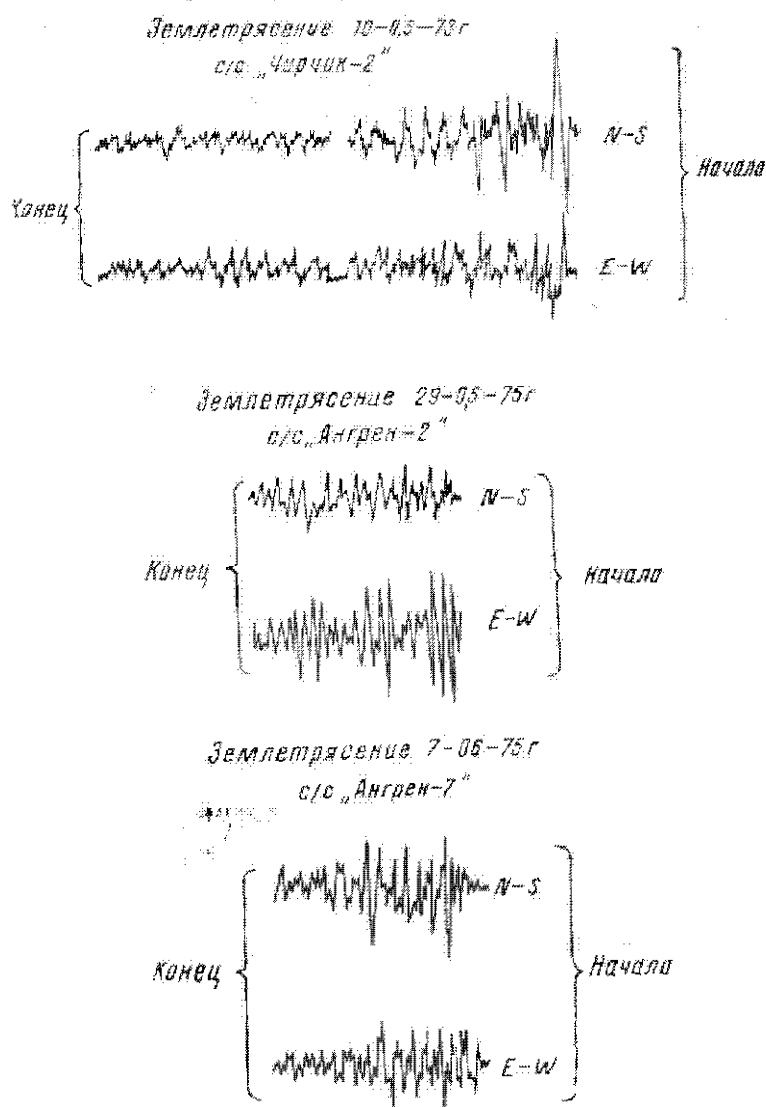


Рис. 57. Примеры влияния рельефа на смещения грунтов г. Чирчика и Ангрена.

дований, интерпретации материалов и составлении последующих прогнозных карт.

Большое значение при сейсмическом микрорайонировании городов имеют физико-механические свойства отложений, особенно плотность. Так, в приведенном выше примере на территории г. Ангрена галечники различной плотности имели существенно различные сейсмичес-

кие свойства. Здесь следует отметить в общем известный факт, что этот параметр обычно коррелируется с возрастом, генетическим типом пород, условиями залегания, т. е. инженерно-геологические условия для выбора наиболее правильного решения нужно рассматривать в комплексе.

Наличие погребенных структур. В пределах территорий, находящихся в условиях предгорий, возможны также геологические ситуации, когда вблизи поверхности (на глубине первых десятков метров) заложены структурные элементы (складки, сбросы, сдвиги и т. д.). Их наличие может вызвать локальные изменения интенсивности сейсмических колебаний непосредственно над этими структурами.

В качестве примера приведем эффект, наблюдавшийся при микрорайонировании территории г. Чирчика. Пункт наблюдения 6 расположен на поверхности полускальных пород — алевролитов неогенового возраста с весьма значительной мощностью. Однако при одновременной регистрации слабых землетрясений в пункте 6 и других обнаружилось, что интенсивность плотных алевролитов в ряде случаев не только не меньше, но иногда превышает интенсивность тех же колебаний в пунктах, где поверхностные отложения представлены рыхлыми грунтами. Здесь следует подробнее остановиться на описании положения пункта 6. Эта сейсмостанция расположена вблизи вершины гряды холмов со склонами порядка 10° . Это явление объясняется влиянием рельефа, которое приводит к избирательному увеличению колебаний, пришедших из одного направления (со стороны, в которую обращены склоны гряды холмов).

Однако нам кажется, что может быть и другое объяснение. По мнению некоторых исследователей, мощный пласт неогеновых алевролитов у бортов долины р. Чирчика резко погружается и образует некоторую сейсмическую поверхность внутри рыхлых отложений, которые резко отличаются от него по своим упругим характеристикам.

7. Необходимость учета возможности возникновения оползней, обвалов под действием землетрясений при микрорайонировании очевидно. Хотя сами оползни не сейсмическое явление, изучение колебаний, вызванных землетрясениями там, где существует такая опасность, имеет большое значение. Поведение оползневых тел при землетрясении находится в начальной стадии изучения. Некоторые работы начаты в лаборатории сейсмического микрорайонирования. Вблизи тела оползня открыта региональная сейсмическая станция с круглосуточной регистрацией. Предполагается изучить реакцию тела оползня или отдельных частей на сейсмические воздействия различной энергии, изучить зависимость от направления прихода колебаний и их длительности. Представляется перспективным проводить наблюдения за фоном высокочастотных микроколебаний непосредственно в нескольких частях тела оползня и в ближней стабильной зоне. Однако на этом пути имеются трудности. Так, непосредственно на оползне уровень помех настолько велик, что записывать микроколебания, вызванные далекими источниками или самим оползнем при современной регистрации, невозможно. Эти вопросы требуют дальнейшего изучения.

Уровень грунтовых вод сильно влияет на интенсивность сейсмических колебаний. Это влияние тем сильнее, чем рыхлее горная порода, чем больше в ней глинистой фракции.

В условиях предгорных долин грунтовые воды зачастую подходят к поверхности, что дает формальное право повышать предполагаемое

приращение балльности в данном пункте. Однако, как показывает опыт, к оценке влияния уровня грунтовых вод нужно подходить дифференцированно. Отмечается, что обводнение плотных галечников р. Чирчика не приводит к существенному повышению балльности участка (Касымов и др., 1977). В то же время при микрорайонировании территории г. Ангрена обнаружено увеличение балльности при обводнении галечниковых отложений рек Дукунтася и Карабаусая, что объясняется незначительной плотностью и сцементированностью этих отложений, плохой отсортированностью и окатанностью материала. Обводнение рыхлой лессовой толщи приводит к увеличению сейсмической интенсивности на один балл. В нашей лаборатории проводились и натурные измерения интенсивности колебаний при землетрясениях, и теоретические расчеты по математическим и физическим моделям. Эти исследования дают сходные результаты, а именно, что обводнение рыхлой толщи приводит к повышению сейсмической опасности. В условиях предгорий грунтовые воды часто находятся на глубине менее 5 м, причем с поверхности участки сложены лессовыми породами. Но увеличение приращения балльности по сравнению с участками из сухих лессов не отмечается, так как грунтовые воды находятся в галечниковых отложениях и рыхлые, лессовые породы не смачиваются. Влияние (или не влияние) уровня грунтовых вод фиксируется сейсмическими станциями путем записи землетрясений. В то же время применение других геофизических методов, например, метода сейсмических жесткостей, требует специальной корректировки в условиях предгорных участков.

Из описанного выше видно, что проведение комплексных исследований по сейсмическому микрорайонированию имеет специфические особенности для каждой конкретной территории. Нами выделяются пока две категории территорий городов — равнины и предгорья. Кроме этих категорий в будущем, возможно, будут выделены другие, например, территории городов пустынной зоны. Микрорайонирование таких городов, как показывают исследования последних лет, имеют свою специфику.

В заключении остановимся на некоторых особенностях сейсмического микрорайонирования, присущих всем городским территориям, независимо от их геолого-геоморфологического и тектонического строения. Эти особенности обусловлены инженерно-геологическими особенностями территории, наличием действующих промышленных объектов и другими факторами, что влечет за собой различия в схемах микрорайонирования. С. В. Медведев (1962) выделяет три основные схемы сейсмического микрорайонирования в зависимости от степени различия сейсмической опасности разных участков города.

К первой схеме относится случай сейсмического микрорайонирования, когда на территории города нельзя выделить участки, отличающиеся один от другого повышением или понижением сейсмичности на один балл. Такие случаи возможны, даже когда грунты, слагающие исследуемые участки, различаются по возрасту, генезису, литологическому составу, мощности и т. д. Это подтверждается примерами, рассмотренными выше. В таком случае для всей территории города устанавливается величина сейсмической балльности, определяемая «Картой сейсмического районирования территории СССР». Хотя вся территория в данном случае относится к единой зоне балльности, целесообразно выделять на таких территориях участки с более и менее благо-

приятными в сейсмическом отношении условиями. Нужно попытаться дифференцировать грунты по частотной избирательности, так как при одинаковой абсолютной величине интенсивности на всех частотах эта величина может существенно зависеть от периодов сейсмических колебаний. Примером могут служить грунты второй, третьей, четвертой террас р. Чирчика (Касымов и др., 1977). При общей одинаковой балльности (8 баллов) сейсмические условия существенно улучшаются в нижних террасах (I, II, III), по сравнению с высокими (IV и V). То же наблюдается в областях высоких и средних (до 0,7 сек) периодов. При дальнейшем увеличении периода колебаний интенсивность сотрясений в пределах I и II террас увеличивается по отношению к IV и V террасам.

По второй схеме сейсмического микрорайонирования планируемая территория может быть разделена на два района, отличающихся по сейсмичности на один балл. Здесь возможны два случая: первый, когда сейсмическая опасность одного из районов ниже балльности, даваемой общим районированием СССР и второй — когда балльность другого участка выше, чем исходная. Выбор одного из этих двух вариантов сводится по существу к выбору «городских грунтовых условий», о которых сказано выше.

Согласно третьей схеме сейсмического микрорайонирования территория города делится на три зоны, отличающиеся по сейсмичности на один балл. В этом случае поверхностные геологические отложения обладают столь различными сейсмическими свойствами, что приращение балльности между худшими и лучшими грунтовыми условиями достигает двух баллов. Обычно при этом средний по сейсмической опасности район имеет сейсмичность, равную сейсмичности города, определяемой общим районированием СССР, а худшие и лучшие районы имеют балльность, соответственно большую и меньшую на один балл (Медведев, 1962). Однако могут быть такие условия, когда исходный балл, т. е. балл, который берется из данных о сейсмическом микрорайонировании СССР, приписывается не средним в сейсмическом отношении грунтам на территории города, а каким-либо крайним (либо лучшим, либо худшим). Но такие варианты встречаются, как уже отмечалось, редко.

При сейсмическом микрорайонировании территорий городов имеет значение ориентация и расположение эпицентральных зон по отношению к территории города. При записи слабых землетрясений необходимо учитывать соотношение либо эпицентральных расстояний, если землетрясения регистрируются из сравнительно удаленной зоны, либо гипоцентральных расстояний, если очаги землетрясений расположены поблизости города или даже в его пределах, до регистрирующих станций. Поскольку интенсивность землетрясения с расстоянием сильно убывает, то при значительной разнице в эпицентральных (гипоцентральных) расстояниях между различными сейсмическими станциями в пределах территории одного города картина распределения интенсивности сейсмических сотрясений в зависимости от грунтово-геологических условий может быть сильно искажена. Поэтому при выборе мест расположения сейсмических станций для изучения какой-либо территории города, а также при интерпретации полученных данных следует учитывать это обстоятельство.

Система инструментальных наблюдений за землетрясениями при сейсмическом микрорайонировании предполагает исключение влияния

среды, в которой распространяются сейсмические волны от очага до станции, и поэтому расстояние между станциями не должно превышать $1/5$ части расстояния до гипоцентра. В обработку включаются одновременные записи землетрясений, для которых выполняются те же условия, когда нет возможности учесть затухание сейсмических волн. Некоторые специфические особенности проведения исследований по сейсмическому микрорайонированию городских территорий обусловлены наличием в пределах города различного рода помех, которые часто сильно искажают получаемые результаты, ограничивают или даже делают невозможным применение некоторых методов исследований.

Городские условия усложняют проведение исследований практически для всех геофизических методов, используемых при сейсмическом микрорайонировании. Так, наличие подземных кабелей, водопроводов затрудняет измерение сопротивлений верхних слоев разреза методами электроразведки; различные транспортные магистрали и промышленные объекты затрудняют измерение скоростей упругих волн при сейсморазведке и т. д.

Здесь мы вкратце остановимся на рассмотрении наиболее часто встречающихся помех для методов, основанных на изучении динамики колебаний (запись землетрясений, взрывов, микроколебаний).

Поскольку на территории городов обычно расположены промышленные предприятия, электростанции и другие объекты, способные изучать определенные колебания упругих волн, в пределах городов обычно фон волн-помех сравнительно высок. Обычно это обстоятельство существенно ограничивает выбор увеличений сейсмических каналов на региональных сейсмических станциях. При сейсмическом микрорайонировании обычно используются записи близких или местных землетрясений в большом динамическом диапазоне (причем предпочтение отдается сильным землетрясениям). Поэтому при таких исследованиях используются увеличения порядка 500; 1 000; 2 000, при которых обычный фон городских помех не очень мешает интерпретации сейсмограмм и все же сейсмические станции следует по возможности устанавливать в спокойных и тихих местах.

При записях землетрясений фон высокочастотных микроколебаний является помехой. Однако в настоящее время разработаны и продолжают разрабатываться методы сейсмического микрорайонирования, основанные на использовании информации, получаемой из записей короткопериодных микроколебаний, о чем сказано выше.

До настоящего времени нет единого мнения о возможности применения этого метода для решения задач сейсмического микрорайонирования. В некоторых работах (Антоненко, Прошурина, 1973) предлагается широко использовать записи микроколебаний для определения приращений сейсмической балльности за счет грунтовых условий, в то время как частотная избирательность грунтов при этом определяется неоднозначно.

Другие исследователи (Ершов, 1973) считают записи короткопериодных микроколебаний более перспективными для определения резонансных свойств грунтов. Наши исследования (Касымов и др., 1977), проведенные в ряде городов Узбекистана, показывают, что попытки использовать данные об интенсивности поля микросейсм для выделения участков с различной степенью сейсмической опасности не дали положительного результата.

Так, при исследованиях, проведенных в г. Чирчике, отмечено, что в двух пунктах наблюдения, находящихся в сходных инженерно-геологических условиях (лессы мощностью 7 м) и отстоящих друг от друга на 500 м, амплитуда микроколебаний могла отличаться в 2—3 раза и, наоборот, колебания микросейсм, зарегистрированные в разных грунтовых условиях (галечники и лессы) были одного уровня. В то же время отмечена некоторая закономерность в формировании «преобладающего» периода.

Таким образом, нужно подчеркнуть, что в городских условиях записи микроколебаний должны изучаться совместно с другими методами сейсмического микрорайонирования, так как в различных частях города действуют различные источники колебаний и на различных расстояниях. Поэтому в городских условиях трудно выдержать стандартность измерений в дневное время. Наиболее надежные результаты, по нашему мнению, могут быть получены при записи микроколебаний в пунктах, расположенных в удалении от явных источников колебаний в ночное время.

Существование различных приемов сейсмического микрорайонирования вполне естественно, потому что изучение этого вопроса еще не завершено. Дальнейшее развитие научно-исследовательских работ в области инженерной сейсмологии и, в частности, изучение влияния покровных геологических отложений на проявление сейсмического эффекта, проведение дальнейших экспериментальных наблюдений при помощи специальной сейсмометрической аппаратуры будет способствовать дальнейшему развитию теоретических основ и принципов сейсмического микрорайонирования.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАДИОМЕТРИЧЕСКОГО МЕТОДА СЪЕМКИ НА ОТДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЯХ УЗБЕКИСТАНА

Долина р. Ангrena. Район исследования охватывает Ангренскую долину между поселком Сардала на северо-востоке и Ташкентским морем на юго-западе.

Рельеф района на северо-востоке горный, сильно расчлененный, переходящий к юго-западу в предгорную холмистую равнину.

В геологическом отношении район сложен палеозойскими магматическими, мезо-кайнозойскими морскими и континентальными, а также современными четвертичными отложениями.

Для площадной γ -съемки в пределах района нами совместно с Н. Латипходжаевым исследовано 36 радиометрических профилей, по данным которых построена карта общего γ -поля долины р. Ангrena. Изолиния на карте проходит через 5 мкр/час. С наиболее высокой активностью γ -поля совпадают магматические образования, обнажившиеся в северо-восточной части исследуемого района. Самым низким γ -активностям соответствуют отложения неогена и четвертичные образования голоднестепского комплекса, обнажающиеся на левом берегу р. Ангrena. Общее γ -поле в зависимости от геологических условий варьирует от 5 до 30 мкр/час, редко до 45 мкр/час, как в районе Апартак (рис. 58).

После построения карты общего γ -поля, сопоставления ее с геологической картой, построены вариационные кривые для всех встречаемых в районе пород (рис. 59).

Гамма-излучения для различных типов пород изменяются в больших пределах, а наиболее вероятное значение активности, совпадаю-

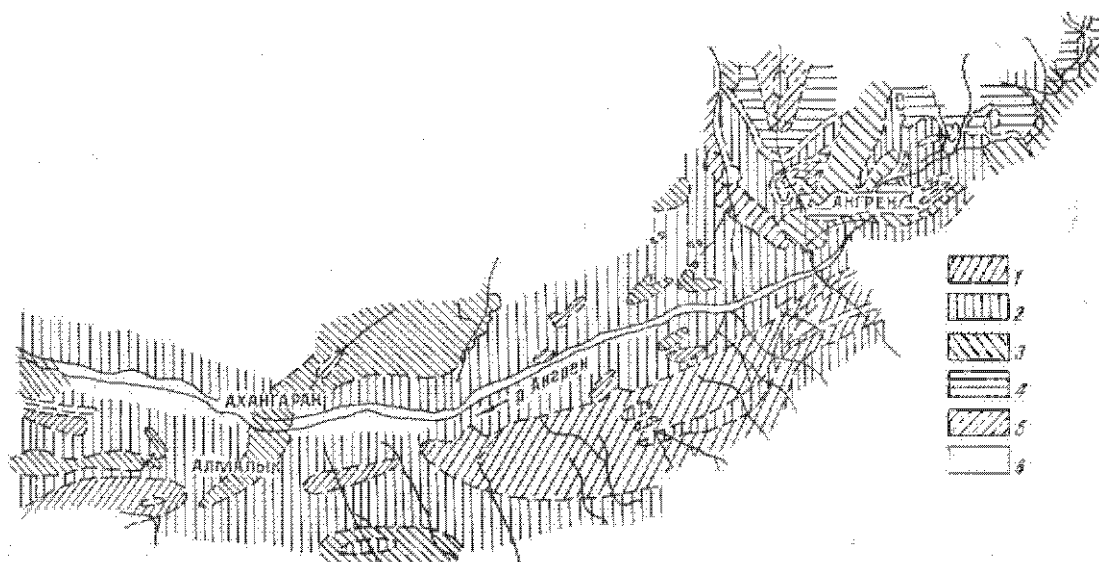


Рис. 58. Карта общего γ -поля долины р. Ангрен.

1—5—10 мкр/час, 2—10—15, 3—5—20, 4—20—25, 5—25—30, 6—более 30.

щее в точке максимальных значений вариационных кривых для различных типов — различное (табл. 9).

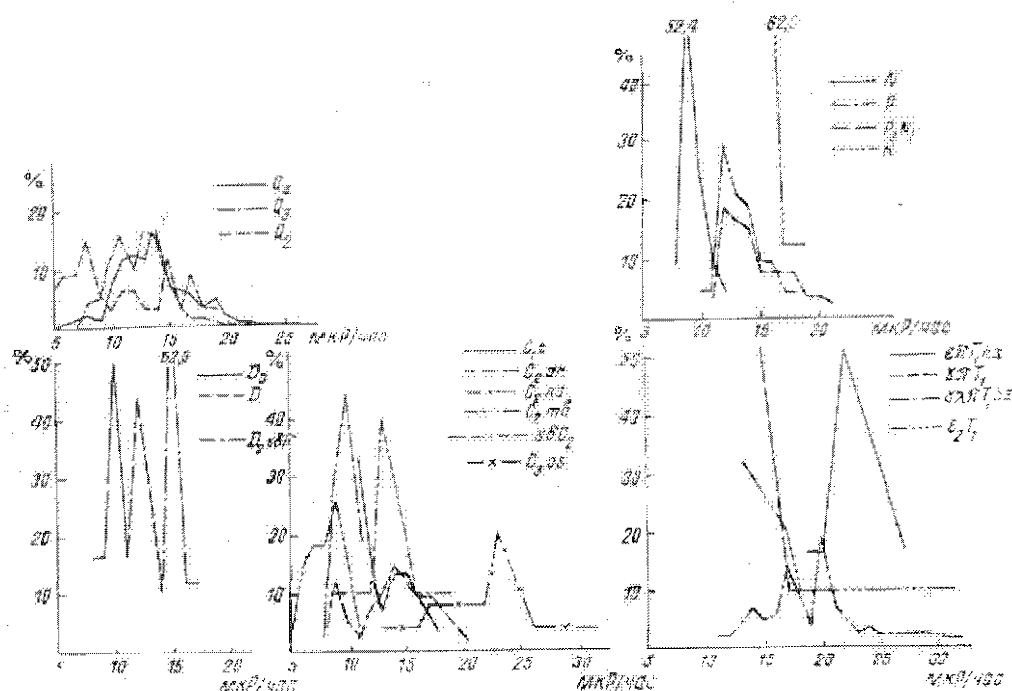


Рис. 59. Вариационные кривые распределения значений радиоактивности по типам отложений долины р. Ангрен.

Если выбрать надежность интервала 95%, то доверительный интервал заключается в пределах $X \pm 2\epsilon$, где ϵ — среднеквадратическая ошибка, которая для наших измерений равняется 2,5. Наиболее ве-

роятное значение γ -излучения для различных типов пород изменяется от 4 мкр/час для породы Q_2 и до 27 мкр/час для породы C_3OS возраста (табл. 9).

Таким образом, наличие точек измерений с большей активностью, чем в таблице максимальных значений интервала, является аномальным для соответствующего типа пород.

Так как тектонические нарушения дают не аномальные в отличие от рудных залежей, а только повышенные значения γ -активности, то

Таблица 9

Наиболее вероятные значения γ -излучения для различных типов пород по уч. Ангрен

Возраст и тип встречаемых в районе пород	Максимальное значение вариационных кривых, мкр/час	Наиболее вероятные пределы общего поля с надежностью 95%, т. е. $\bar{X} \pm 2\sigma$ в мкр/час		Повышенное значение поля γ , мкр/час
		от	до	
Q_n	14	9	19	16
Q_3	13	8	18	15
Q_2	8	4	13	10,5
N	9	4	14	9,5
PN_1	12	8	17	15
P	14	9	19	14
K	16	11	21	16
T_1R	20	15	25	24
$\epsilon \pi T_1, hZ$	22	17	27	18
$\epsilon \pi T_1$	14	9	19	17
$\gamma \Pi T_1$	15	10	20	16
C_3OS	23	18	28	24
C_2nd	10	5	15	10
C_2ak	14	9	19	16
C_2mb	10	5	15	9,5
$\gamma^0 C_3$	13	9	18	14
C_{1f}	11	6	16	15
D_3	10	5	15	10,5
D_{2+3}	15	10	20	15,5
$\gamma^0 \Pi D_2$	12	7	17	13

нашей задачей является обнаружение и выявление таких зон. Поэтому были выделены участки, соответствующие вариационным кривым в точке 1/2 максимума графиков для каждого типа пород. Следовательно, наличие точек измерения с активностью выше указанных в таблице значений (5 графа) являются повышенными γ -активностями для различных типов пород исследуемого района. Карта повышенных значений γ -поля долины р. Ангрен построена так, что из интенсивности γ -излучения окружающих пород (общее поле), вычитается нормальный фон, полученный из вариационных кривых, т. е.:

$$\Delta I = I_{б.м} - I_{н.ф}$$

Значения ΔI наносятся на карту.

Для сопоставления значений с геологическими нарушениями на карту наносятся также разломы, выявленные геологической съемкой.

Геологические нарушения очень точно совпадают со значениями (рис. 60).

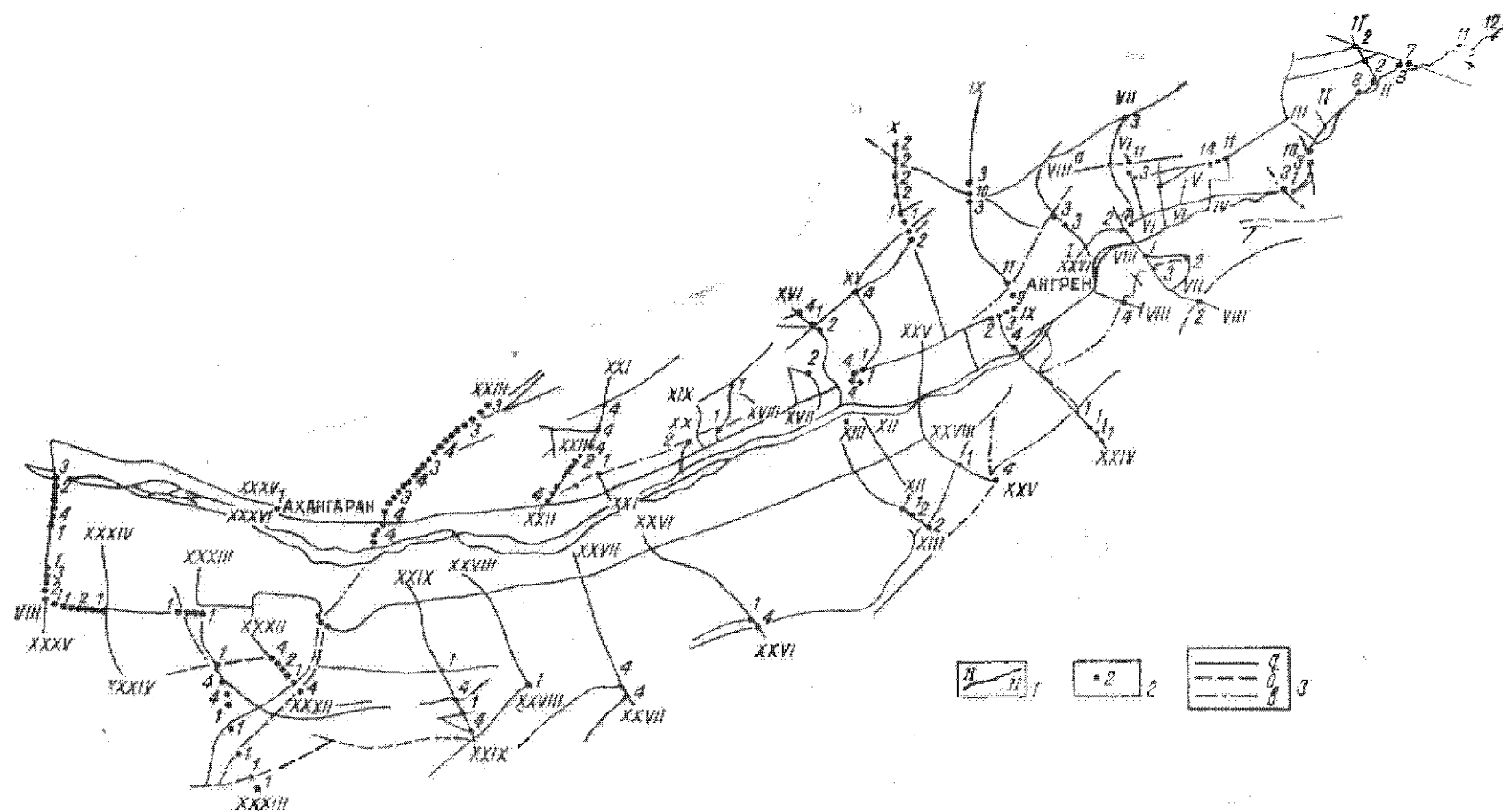


Рис. 60. Карта повышенных значений γ -поля долины р. Ангрен.

1—радиометрические профили, 2—точки повышенных значений γ поля, мкр/час, 3—равномы: а—достоверные, б—предполагаемые, в—предполагаемые по радиометрическим данным.

Крупный Кужимбайский разлом, проходящий в северо-восточной части исследуемого района и простирающийся с северо-запада на юго-восток, пересечен профилями I и II. В местах пересечения значения ΔI возрастают на 2 мкр/час на II профиле и до 7 мкр/час на I профиле.

По профилям IV—V отмечается Северо-Ангренский надвиг, протягивающийся с северо-востока на юго-запад, значения ΔI повышаются до 14 мкр/час на профиле IV и до 2 мкр/час на профиле V.

Кроме того, по профилям IX и X отмечается ряд повышенных значений γ -активности, которые совпадают с несколькими секущими разломами. На данном участке значения ΔI возрастают от 1 до 4 мкр/час.

Так же отмечается Южно-Ангренский надвиг, где повышается значение γ -активности от 1 до 3 мкр/час на профилях XIII, XXV и XXIV.

Южнее г. Алмалыка на профилях XXIV, XXXII, XXXIII несколько повышенные зоны, которые совпадают с несколькими разломами, простирающимися в субширотном и северо-восточном направлениях.

На участках Пскент, по саям Шоугаз, Акча, Дукент, Туганбаши и некоторых других встречается несколько зон с повышенными значениями γ -активности, но совпадающие с разломами, выявленными геологической съемкой. На данных участках распространены четвертичные отложения, что и не позволило выявить в тектонических зонах нарушения геологическими методами исследований.

Таким образом, в зависимости от мощности зоны, степени дробления, обводненности и химической активности трещинных вод и главным образом от геологического строения данной зоны, значения ΔI могут меняться от 1 до 15 мкр/час на нормальном фоне 8—30 мкр/час для исследуемого района.

Центральные Кызылкумы. В связи с ростом гражданского и промышленного строительства, а также интенсивным проявлением процесса трещинообразования для выяснения тектонической обстановки на некоторых площадях Центральных Кызылкумов наряду с комплексными методами исследований нами на участках гг. Зарафшана и Тамдыбулака проведена радиометрическая съемка.

Территория г. Зарафшана и ее перспективной зоны для дальнейших построек, в геологическом отношении сложена четвертичными отложениями различного генезиса. Здесь встречаются делювиально-пролювиальные отложения каракольского комплекса ($dp Q_{II}$), пролювиально-аллювиальные и пролювиальные отложения акчадарьинского комплекса ($apnp Q_{III}$) и аллювиально-пролювиальные современные отложения ($ap Q_{IV}$). Более древние отложения обнажаются за пределами площадей, сложенных палеозойскими магматическими, мезо-кайнозойскими и континентальными образованиями. Для площадной γ -съемки исследовано 14 радиометрических профилей. С наиболее высокой активностью γ -поля совпадают делювиально-пролювиальные отложения каракольского комплекса, обнажающиеся в юго-восточной части площади. Самым низким γ -активностям соответствуют аллювиально-пролювиальные отложения ($ap Q_{IV}$). Общее γ -поле в зависимости от геологических условий варьирует от 1 до 7 мкр/час. На сопоставлении полученных данных с геологической картой построены вариационные кривые для всех встречаемых пород площади (рис. 62). Из построенных графиков отчетливо видно, что излучения для различных генезисов пород различные, а наиболее вероятные значения активности, совпадающие в точке максимальных значений вариационных кривых для различных типов изменяются от 2,3 до 3,5 мкр/час (табл. 10).

Построена карта повышенных значений γ -поля уч. Зарафшан, на которой отчетливо выделяется несколько зон с повышенной γ -актив-

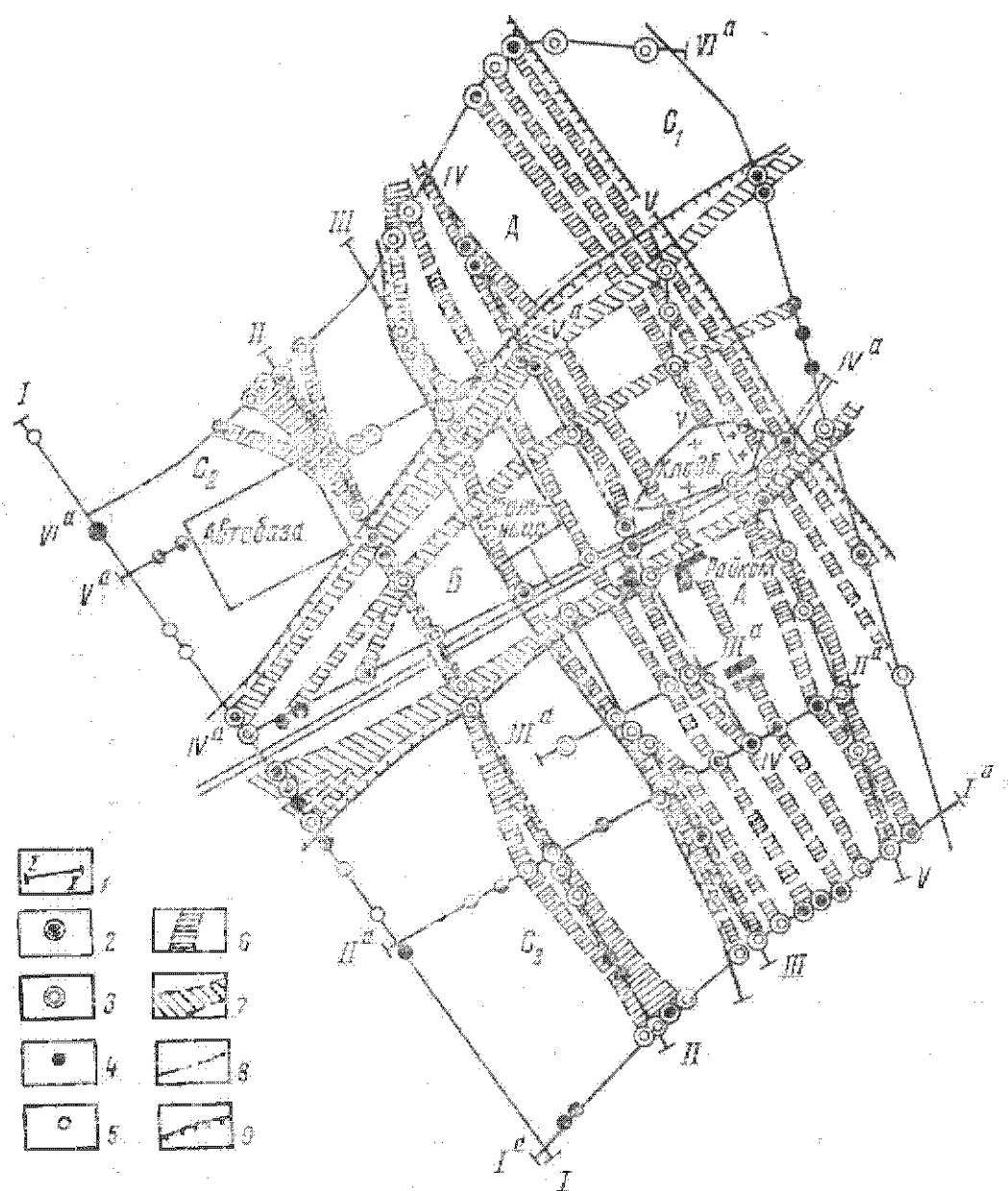


Рис. 61. Карта геодинамических блоков и зон по данным эманацционной съемки уч. Тамдыбулак.

1—эманацционные профили и их номера, 2—повышенные точки эманацции, 3—север-северо-западные геодинамические зоны, 4—северо-восточные геодинамические зоны, 5—блок А, 6—блок Б, 7—блок В, 8—трещины на поверхности земли, 9—границы блоков.

постью (рис. 63). Эти значения не связываются со сменой литологии и морфологии, это и дает нам возможность предположить, что на участках в северо-восточных направлениях простираются зоны тектонических нарушений.

Одна из таких линий повышенных зон находится в северо-западной части исследуемой площади и отмечается I—VII профилями. Здесь значения γ изменяются от 0,3 до 1,5 мкр/час. Зоны простираются в северо-восточном направлении. В юго-восточной части площади в таком же направлении проходят площади нескольких зон с повышенной γ -активностью, где значения варьируют от 0,3 до 3,3 мкр/час.

Таким образом, все геологические нарушения простираются в северо-восточном направлении и в зависимости от мощности зоны, степени дробления, обводненности и химической активности трещинных вод значения γ -поля меняются от 0,3 до 3,5 мкр/час, на нормальном фоне 2,3—3,5 мкр/час для исследуемой площади.

На участке Тамдыбулак по всем профилям четко отмечается повышенная зона γ -активности, по которой можно судить о тектоническом нарушении, простирающемся в субширотном направлении вдоль дороги. Кроме того, в юго-восточной части исследуемой территории по профилям VII—IX наблюдаются тектонические нарушения северо-восточного направления (рис. 61).

Одним из таких участков является Апартак. На профилях VIII и IX четко выражаются повышенные зоны γ -активности, которые на профиле VIII-а достигают 3 мкр/час, а на профиле IX еще больше — 12 мкр/час. Это и дает нам возможность предполагать, что на данном участке в северо-восточном направлении простираются тектонические нарушения, которые перекрываются более молодыми образованиями.

В среднем течении р. Ангрен на профилях XVIII, XIX, XX, XXI и XXII тоже отмечается несколько зон с повышенными значениями γ -активности, по которым можно предположить тектоническое нарушение, протягивающееся в субширотном направлении.

По профилю I—I, на участке Туганбаши-сай повышается значение γ -активности, что и дает нам возможность предположить, что на данном участке проходят тектонические нарушения, которые простираются в субмеридиональном направлении и пересекают р. Ангрен возле плотины, так как такая же повышенная зона γ -поля встречается на

профиле VI и VIII на правом берегу р. Ангрен.

Следующая повышенная зона γ -поля отмечается на продольном профиле, на участке Дукентсай, которая тоже совпадает с нарушениями, пересекающими р. Ангрен и простирающимися вдоль Нишбашая.

Однако судить о геологических нарушениях на участке Пскепт очень затруднительно, хотя отмечается несколько зон с повышенными значениями γ -активности, так как на данных участках аллювиальные отложения р. Ангрен состоят, в основном, из галечно-щебенистых образований, сложенных различными типами магматических пород, которые

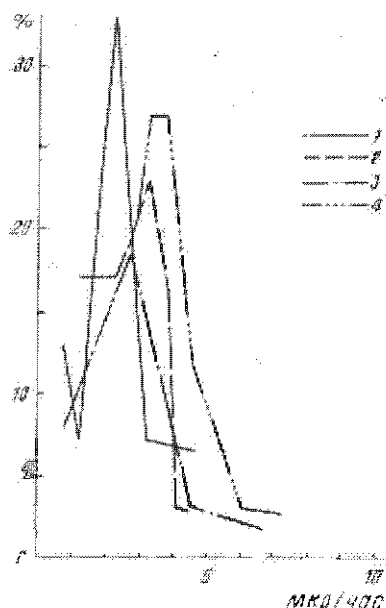


Рис. 62. Вариационные кривые распределения значений радиоактивности по типам отложений уч. Зарафшан.

1 — аллювиально-пролювиальные отложения ар QIV, 2 — пролювиально-аллювиальные ра QIII, 3 — пролювиально-аллювиальные ра QII, 4 — делювиально-пролювиальные ра QIII.

дают резко меняющийся фон, не позволяющий выделить повышенные значения γ -активности вариационным методом обработки.

Далее, в региональном масштабе проведен профиль от Зарафшана до с/х Балеманова через поселки Сугралы, Бассанан, Тамдыбулак до Тойтюбе.

Региональные радиометрические профили показали, что с аномальными участками точно совпадают почти все тектонические нарушения, выявленные геологической съемкой. Вдоль дороги Зарафшан—Тамдыбулак по профилям IV—V отмечаются повышенные значения γ -актив-

Таблица 10

Наиболее вероятное значение γ -активности по различным типам пород по уч. Зарафшан

Возраст и тип встречаемых покровных пород на площади	Фоновое значение, мкР/час	Наиболее вероятные пределы общего γ -поля, мкР/час			Повышенное значение γ -поля, мкР/час
Алаювиально-продювиальные	2,3	1	—	3,5	2,7
Продювиально-алаювиальные	3,3	1,5	—	5	4,0
Продювиальные	2,7	1	—	6	3,5
Делювиально-продювиальные	3,5	2,6	—	6,5	5,1

ности, по которым можно предположить, что разломы, выявленные на участке Тамдыбулак, протягиваются вдоль дороги до местности Чарыкта.

Продоланная работа показала, что радиометрическая съемка дает наиболее четкий результат и с успехом может быть использована при выделении зон геологических нарушений. Однако было бы целесообразно на участках с повышенной радиацией провести комплексные геологические и геофизические методы исследования для уточнения радиометрических данных в области изучения ослабленных зон дроблений поверхностной части земной коры.

Примерный результат исследований эманационного метода

При картировании геодинамических зон, на примере пос. Тамдыбулак по всем профилям фиксируются многочисленные участки с повышенной эманацией. По составу газа (тороновые или радоновые) и по форме графиков аномалии составлена карта геодинамических зон и блоков. На карте эманационной съемки (рис. 61) отчетливо выделяется несколько блоков и геодинамических зон (Латыпходжаев, 1976).

Блок А делится на несколько геодинамических зон, которые характеризуются субмеридиональной ориентировкой. Ширина блока 300—400 м, а между зонами 50—240 м. По интенсивности эманационной аномалии этот блок характеризуется наиболее высокими, по сравнению с другими, геодинамическими активностями и степенью нарушенности. На поверхности земли в пределах этого блока обнаружены трещины, что подтверждает его активность. Результаты эманационной съемки позволяют предположить, что внутренняя тектоническая структура блока представляет собой систему субмеридиональных мелких деформаций верхних горизонтов, вызванных современными подвижками разлома палеозойского фундамента.

Активность блока А подтверждают результаты повторных нивелировок 1968—1970 гг. Грунтовый репер, расположенный севернее, приподнят на 17 мм.

Блок Б представляет собой систему восток-северо-восточных разрывов и находится в центральной части площади. Активность его несколько ниже, чем блока А, но все-таки достаточно высокая. Ширина

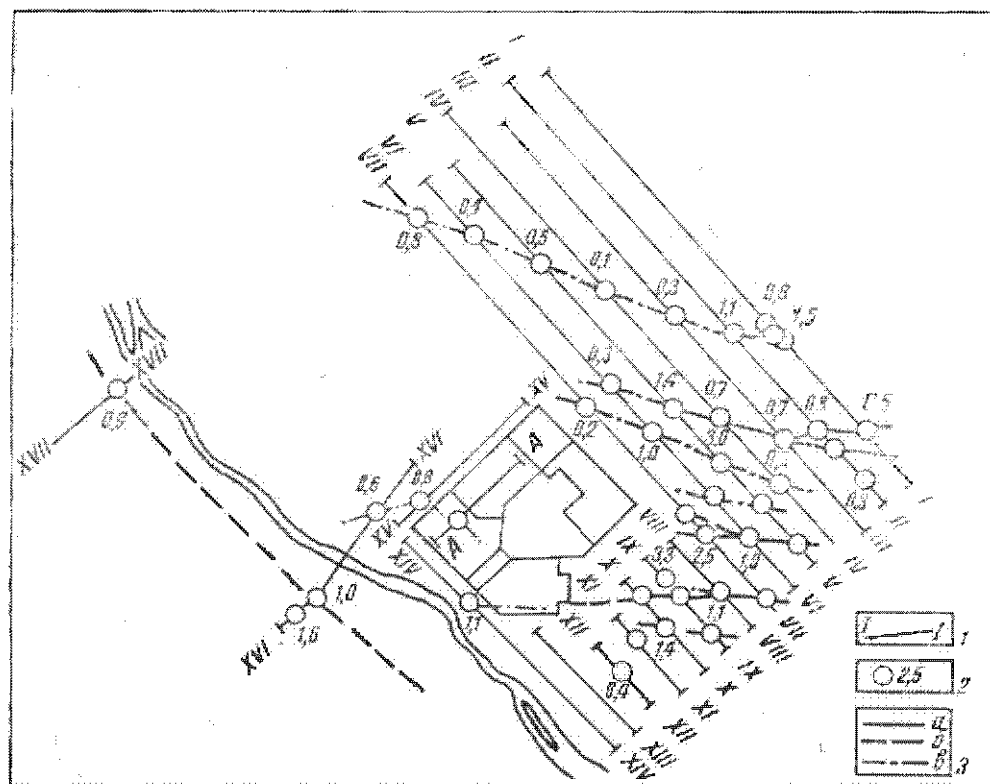


Рис. 63. Схема повышенных значений γ -поля уч. Зарафшан.

1 — разнометрические профили, 2 — точки повышенных значений γ -поля, мкр. ч. 3 — разломы: а — достоверные, б — предполагаемые, в — выявленные по разнометрическим данным.

блока в юго-западной части примерно 60—80 м, на северо-востоке достигает 250—300 м. Активность блока проявляется в развитии деформаций зданий по ориентировке, совпадающей с направлением выделенных геодинамических зон и подтверждается геодинамическими данными.

Скорость вертикальных поднятий по грунтовому реперу достигает +7 мм за цикл. Зоны трещинообразования здесь интенсивно развиты на участке сопряжения.

Кроме основных геодинамических блоков в результате эманацонной съемки выделены блоки C_1 , C_2 и C_3 , характеризующиеся относительно низкой геодинамической активностью (невысокие эманацонные аномалии). Средняя скорость вертикальных движений здесь оценивается в 3—4 мм за цикл.

Таким образом, результаты геодинамического картирования показали, что наиболее неблагоприятными для застройки и эксплуатации являются блоки А, затем блок Б. Самая опасная зона — граница блоков А и Б, т. е. зона сопряжения и активные геодинамические зоны в пределах блоков. По геодинамическому картированию видно, что со-

временные процессы трещинообразования связаны с развитием геодинамических зон, т. е. это типичные геодинамические явления. При строительстве под каждым возводимым зданием и сооружением необходимо проведение эманационной съемки, особенно в пределах наиболее активных геодинамических блоков А и Б.

СЕЙСМИЧЕСКОЕ МИКРОРАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ПРОЕКТИРУЕМОГО СТРОИТЕЛЬСТВА ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ

Сейсмическое микрорайонирование территории городов, промплощадок и гидротехнических сооружений в Узбекистане можно проводить по трем основным пунктам: по особенностям природных условий, по характеру эксплуатации сооружений и по методическим приемам проведения сейсмического микрорайонирования.

При рассмотрении сейсмического микрорайонирования территории городов Узбекистана отмечено, что города, расположенные в средних и равнинных участках долин рек, имеют общие черты. В отличие от городов, гидротехнические сооружения возводятся преимущественно в верховьях речных долин, где инженерно-геологическая обстановка резко отличается от средних и равнинных частей.

ОСОБЕННОСТИ ХАРАКТЕРА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ ТЕРРИТОРИИ

Верховья речных долин, где проектируются гидротехнические сооружения, характеризуются интенсивностью тектонических движений и наличием серии тектонических разломов как сейсмогенных («живучих»), так и несейсмогенных («мертвых»), простирающихся прямо на поверхности земной коры и визуально прослеживающихся, чего мы не наблюдаем на городских территориях.

Другим не менее важным отличительным признаком территорий проектируемого строительства гидротехнических сооружений является резкая смена абсолютных отметок.

Как правило, гидротехнические сооружения возводятся на тех участках речных долин, где легче всего преградить дорогу воде. Это можно сделать наиболее рационально только в верхней части долины реки, где ширина ее незначительна. Здесь река как правило имеет корытообразную и V-образную форму и поэтому склоны территории проектируемого строительства водохранилища высокие, крутые и сильно расчлененные.

Крутизна склона и расчлененность рельефа на приращение сейсмической интенсивности в пределах территорий строительства гидротехнических сооружений сказывается больше, чем в городских.

Кроме этого, сооружения возводятся в различных условиях. Как правило, гидротехнические сооружения строятся в местах развития скальных (Чадакское водохранилище) и полускальных (Чартакское и Гиссарское водохранилища) пород, а города на территории Узбекистана стоят на лессовых основаниях довольно значительной мощности.

Верхние рыхлые отложения представлены обломочным материалом (щебнем) с примесью мелкозема и как правило имеют незначительную мощность (0,5—2 м).

И, наконец, грунтовые воды на участках исследований гидросооружений по виду и характеру циркуляции резко отличаются от грунтовых вод, развитых в пределах территорий городов.

В городских условиях грунтовые воды развиты в лессовых породах или галечниках, а на территории проектируемого строительства гидротехнических сооружений в местах развития трещиноватых скальных и полускальных пород обычно развиты трещинные воды (примером этому могут служить объекты Чадакского и Чартакского водохранилищ), карстовые воды — в местах развития известняков (Ходжамушкентское водохранилище), поровые заключены в порах пород (Дякчисайское водохранилище).

Разнообразие видов грунтовых вод существенно не сказывается на приращении сейсмической интенсивности, однако может отрицательно повлиять на освоение территории.

Вышенеречисленные факторы составляют группу естественноторических, то есть порожденных природными условиями развития данной местности.

В отличие от них группа искусственных факторов — результат взаимодействия инженерных сооружений с окружающей средой.

Инженерно-геологические условия окружающей среды при строительстве и эксплуатации гидротехнических сооружений меняются резко и значительно быстрее, чем при строительстве городов. Происходит нарушение равновесия природных условий, подъем уровня грунтовых вод и связанные с ними процессы и явления возможного изменения приращения сейсмической балльности, которые можно регулировать этим же сооружением.

После заполнения водохранилища водой создается дополнительное гидравлическое давление, вследствие чего меняется гидравлический уклон, резко увеличивается проявление инженерно-геологических процессов и явлений в пространстве и времени, в частности, увеличивается частота проявления склоновых процессов (оползни, обвалы) их скорость и размеры.

Возможно увеличение сейсмической активности за счет возникновения местных землетрясений, вызванных заполнением водой чаши водохранилища; различен характер взаимодействия сооружений с основанием; на гидротехнические сооружения вследствие близости размеров длины волны и размеров сооружений создаются несинхронные колебания, которые также необходимо учитывать при определении приращения сейсмической интенсивности;

Фундамент гидротехнических сооружений из-за значительных размеров располагается на резко различных литологических разновидностях, т. е. плечо плотины или другие ее элементы могут находиться на различных грунтовых основаниях. В таких случаях фундамент будет претерпевать разный сейсмический эффект — от 1 до 2 баллов в абсолютных значениях (например, Чадакское водохранилище: гранит — 8, вадушно-галечник и зона тектонических нарушений — 9, разница $9-8=+1$ балл).

Другой отличительной особенностью гидротехнических сооружений от городских является относительная долговечность первых (гидротехнические сооружения проектируются на 100—200 лет).

ОТЛИЧИТЕЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИЧЕСКИХ ПРИЕМОВ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИИ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ

При сейсмическом микрорайонировании и определении исходного балла большое значение имеет наличие макросейсмических данных о прошедших эффектах землетрясений, которые имеются для территории городов и отсутствуют для территории проектируемого строительства гидротехнических сооружений. Отсутствие нормативных материалов или методических указаний, инструкций и рекомендаций по сейсмическому микрорайонированию гидросооружений неоднократно отмечалось на Всесоюзной конференции по определению степени сейсмической опасности в районах строительства крупных гидроузлов и обеспечению сейсмостойкости плотин (г. Ленинград, 1972 г.), на I Всесоюзном совещании по инженерно-геологической основе сейсмического микрорайонирования (г. Ташкент, 1975 г.) и на других совещаниях. Особенно это ощутимо при составлении программы, методики и сметы для проведения сейсмического микрорайонирования территории гидросооружений.

Объемы выполняемых работ, их сроки и выделяемые средства должны определяться не стадией изыскания проектируемых объектов, а задачей, методикой исследований, а также характером и особенностями геолого-тектонических, инженерно-сейсмогеологических и других природных факторов.

Согласно требованиям и рекомендациям по сейсмическому микрорайонированию РСМ-71, исследования проводятся как бы на двух этапах: первый — уточнение или определение исходного сейсмического балла; второй — проведение дифференцированного определения уточненного сейсмического балла в зависимости от конкретных грунтовых (или природных) условий. Последний этап является собственно сейсмическим микрорайонированием.

В связи с вышеизложенным и учитывая все факторы, диктуемые применяемой методикой для сейсмического микрорайонирования гидротехнического строительства мы при проведении подобных исследований использовали также методику РСМ-73, но с учетом особенностей проектируемого сооружения.

При исследованиях по оценке приращения сейсмической балльности приемлемы:

1. Метод инженерно-геологической аналогии, являющийся качественной оценкой приращения сейсмической балльности, а также дающий как бы инженерно-геологическую основу для инструментального количественного расчета приращения сейсмической балльности.

2. Метод оценки приращения сейсмической балльности по сейсмическим жесткостям грунтов, основанный на различных точках исследований. Сейсмические свойства грунтов изучаются полевыми сейморазведочными наблюдениями.

3. Метод инженерно-сейсмических наблюдений за местными, дальними, транзитными, слабыми землетрясениями на участке путем регистрации землетрясений сейсмическими станциями, работающими на ждущем режиме и на режиме непрерывной записи.

Другие методы оценки приращения сейсмической балльности, принятые для городских территорий, не использовались для сейсмического микрорайонирования территории гидротехнических сооружений. Так, метод оценки приращения сейсмической балльности по записям

и обработке высококачественных микросейсм (от промышленных и городских помех) не применялся из-за недостаточного уровня помех или односторонней расположенности источников возбуждения по отношению к объекту (мелкие водопады, высокие деревья и др.). Кроме того, этот метод ограниченно применяется в настоящее время для сейсмического микрорайонирования городских территорий, и применяется лишь в качестве вспомогательного.

Метод регистрации мощных взрывов, имитирующих слабые землетрясения, используется на территориях менее сейсмоактивных зон. Мы этот метод не использовали, так как в районах исследования часто происходят 7—9-балльные землетрясения. Из опыта работ известно, что в 8-балльной зоне в течение 10 дней возможна регистрация четырех землетрясений.

Следует отметить, что во всех случаях при применении указанных методов учитывались особенности условий территории и задачи исследований.

В процессе проведения работ возникает ряд вопросов специфического характера, касающихся сейсмического микрорайонирования гидротехнических сооружений.

1. Выбор «среднего» или эталонного грунта, к которому приписывается исходная балльность территории.

Отсутствие среднегрунтовых условий во многих случаях в горных территориях. Выбор эталонного и «среднего» грунта необходим, так как «...Указанная на картах сейсмичность относится к участкам со средними геологическими условиями, характеризующимися песчано-глинистыми грунтами и низким (на уровне 6 м и более от поверхности земли) уровнем грунтовых вод» (СНиП II-A. 12—62, п. 1.4, стр. 3).

2. В нормативных документах о мощности песчано-глинистых «средних» грунтов отсутствуют сведения о том, каким должен быть рельеф поверхности «среднего» грунта (т. е. наклон, формы и размеры).

3. Особенности процессов и явлений до и после строительства, требующие особого учета при сейсмическом микрорайонировании.

Однако в настоящее время быстрым темпом развиваются различные методы (теоретического и экспериментального характера) оценки и расчета эффекта ожидаемых землетрясений на территориях строительства гидротехнического строительства.

В связи с проектированием и строительством в сейсмоактивных районах республики (в зонах исходной сейсмичности 7—9 баллов и более) крупнейших в мире плотин (Нурекской, Ингурской, Токтогульской и других) вопросы детального сейсмического районирования и микрорайонирования территории гидросооружений приобретают в настоящее время весьма актуальное значение.

На территории Узбекистана преобладает строительство гидротехнических сооружений сравнительно небольших размеров по высоте плотин и объему чаши водохранилища, имеющих мелниоративно-сельскохозяйственное назначение (табл. 11, 12).

Кроме указанных выше, имеются водохранилища, расположенные в сейсмоактивных районах республики, где сейсмичность территории составляет 7—9 баллов («Ирригация Узбекистана», 1975). Для территории этих водохранилищ обеспечение их сейсмоустойчивости имеет первостепенное значение. Обеспечение сейсмоустойчивости сопровождается проведением сейсмического микрорайонирования водохранилищ и является очень важным.

При очень больших объемах строительных работ и высокой стоимости гидросооружений любые необоснованные оценки расчетной балльности района могут привести к незначительному удлинению сроков и

Таблица 11

Типы, параметры и сходные сейсмические балльности по отдельным гидротехническим сооружениям Узбекистана

Водохранилище	Проектная емкость, млн. м ³	Тип плотины	Высота плотины, м	Исходный сейсмический балл
Андижанское (р. Карадарья)	1750	Бетонная	115,5	9—10
Чарвакское* (р. Чирчик)	2000	Каменно-набросная	168	8
Джизикское* (р. Санзар)	80	Земляная	—	7
Пачкамарское* (р. Гузардарья)	200	Земляная	72,5	—
Чадакское р. Чадаксай (проектируется)	80	Каменно-набросная	130	8**
Чартакское, р. Чартак (строится)	50	Земляная	45	9**
Гиссарское, р. Аксу (строится)	170	Каменно-набросная	130	8**
Тулолангское, р. Тулоланг (проектируется)	500	Каменно-набросная	180—190	9**
Каракорумское, сай Каракорум (строится)	20	Земляная	50	9**
Аякчийское (р. Аякчи)	25	Земляная	47	8**
Ходжемункентское, р. Ходжемункентсай (строится)	—	Земляная	55	8**
Обизаранское (р. Обизаранг)	30—40	Земляная	70	8—9**
Дербенское	30—40	Земляная	65—70	7—8**

Примечание. *По материалам И. Хамрабаева и Р. Мифтахомова, 1971.

** Детальные исследования по уточнению сейсмической опасности и сейсмическому микрозонированию участка строительства проведены, проводятся, или намечены сотрудниками Института сейсмологии АН УзССР (по состоянию на 1978 г.)

Таблица 12

Емкость и водонеточник существующих гидротехнических сооружений Узбекистана

Водохранилище	Емкость, млн. м ³	Водонеточник (река)
Ташкентское	250	Ахангаран
Ферганское	216,5	Кувасай
Касанское	160	Касансай
Каттакурганское	900	Зарафшан
Куюмазарское	300	Амударья
Чимкурганское	500	Кашкадарья
Южно-Сурханское	800	Сурхандарья
Учкызылское	165	Сурхандарья
Камашинское	18	Яккабагдарья
Дегресское	13	Ходжаипак

удорожанию строительства. С другой стороны, повреждение или авария при землетрясениях могут повлечь за собой крайне тяжелые последствия, сопровождаемые огромным материальным ущербом.

Поэтому к определению расчетной балльности районов проектируемых гидроузлов должны предъявляться очень высокие требования. Существующая карта сейсмического районирования СССР (СНИП-II-A-12-69) (рис. 64) не удовлетворяет этим требованиям, хотя все время редактируется и уточняется. В связи с этим возникает необходимость более детального сейсмического районирования, которое бы позволи-

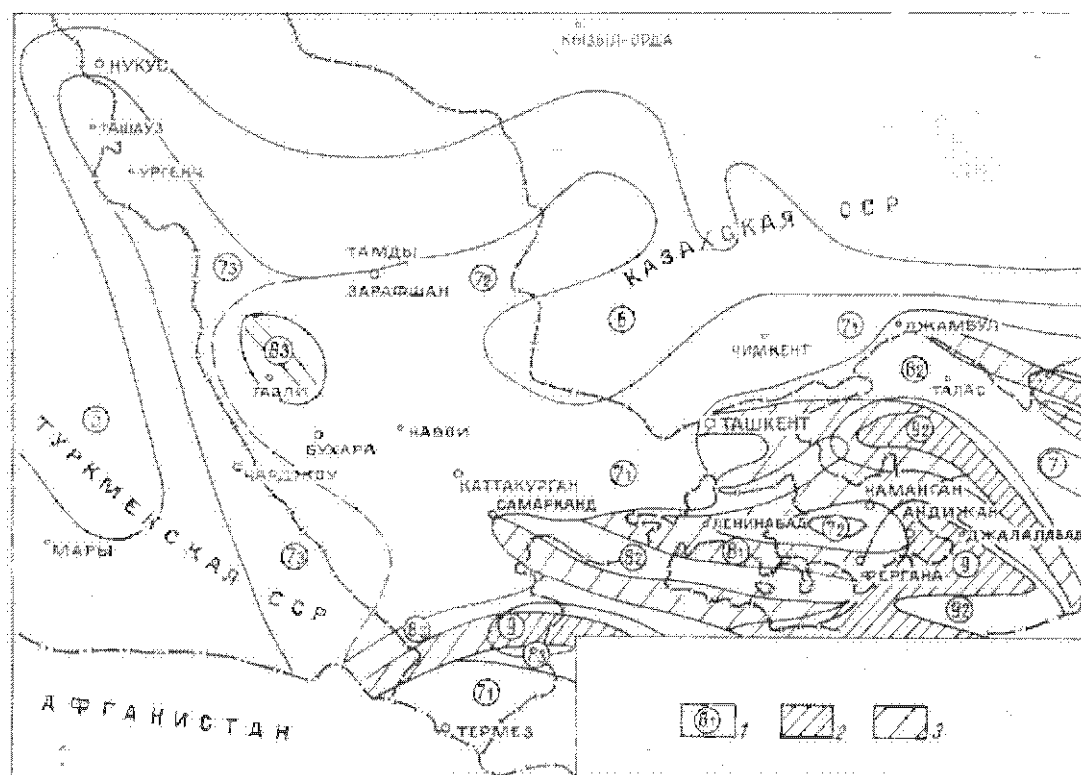


Рис. 64. Карта сейсмического районирования Узбекистана и прилегающих территорий (по Г. А. Мавлянову, Р. Н. Ибрагимову и др., 1976).

1 — изобаты базальности; 2, 3 — зоны возникновения очагов землетрясения (2 — при $M=7$, 1–8.0 и 11–12 км, 3 — при $M=6$, 1–7.0 и 11–12 км). Вероятность возникновения землетрясения в ближайшие 50 лет. В кружках: 8₁ — 0.5 (T=100 лет); 8₂ — 0.05 (T=1 000 лет); 8₃ — 0.005 (T=10 000 лет).

ло перейти к сейсмическому микрорайонированию, о чем было сообщено в решении Всесоюзного совещания «Детальное сейсмическое районирование» (1977).

Рассматриваемые вопросы, ввиду их относительной новизны, малой изученности и сложности до последнего времени не получили надлежащего развития и освещения в литературе (Сафарян, Напетваридзе, Гзелишвили, 1957). Ниже кратко остановимся на результатах опытов по исследованиям сейсмического микрорайонирования территории строительства некоторых водохранилищ, расположенных в сейсмоактивных районах Узбекистана: Чадакского, Чартакского и Гиссаракского.

Чадакское водохранилище. Современный рельеф бассейна р. Чадак образовался в результате воздействия эндогенных и экзогенных процессов. Под влиянием эндогенных процессов образовались зоны дробления пород. Под действием экзогенных процессов путем интенсивного разрушения горных пород и переноса обломочного материала, особенно при условии крутого падения русла р. Чадак и ее притоков, усиливалась эрозионная деятельность.

Для территории Чадакского водохранилища характерно повсеместное развитие тектонических нарушений, здесь развиты скальные породы — магматического образования. Четвертичные отложения развиты незначительно, — лишь в центральной части долины р. Чадак и ее притоков и в пойме I надпойменной террасы. Мощность четвертичных отложений незначительна — от 12 до 15, редко до 20 м. Подземные воды залегают на глубине от 0,5 до 5 м (в валунно-галечниковых отложениях) и от 5 до 20 и более метров (в магматических породах).

В целом на территории Чадакского водохранилища дифференциация исходного сейсмического балла зависит в первую очередь от геолого-тектонических факторов (наличие тектонических разломов, зоны ослабленной прочности) и от расчлененности поверхности территории. Но кроме этого, на нее влияет и мощность четвертичных отложений. Из-за отсутствия достаточной распространенности лессовых отложений, относимых к «средним» грунтам по сейсмической категории (СНиП-II-A-12-69), возникает вопрос, для каких грунтовых условий применять исходный сейсмический балл, равный 8? Значительная распространенность (до 85%) по площади магматических образований обусловила их выбор как эталонных, и к ним был приписан исходный сейсмический балл.

Далее оценка приращения сейсмической балльности проводилась следующими методами исследований по сейсмическому микрорайонированию.

1. Инженерно-геологические аналоги условий и составление инженерно-геологической основы сейсмического микрорайонирования.

2. Сейсморазведочные работы (методы акустической жесткости) с применением аппаратуры ОСУ-1 и ПСС-12.

3. Сейсмометрические наблюдения (метод инструментальных регистраций землетрясений) с применением аппаратуры ОСБ-IVM + ВЭГИК + ГВ-IV, работающей в автоматическом режиме.

В результате исследований составлены вспомогательные и окончательные карты и графики по сейсмическому микрорайонированию.

По инженерно-геологической аналогии на участке выделены зоны с приращением сейсмической балльности (ΔI) 0, +0,5, +1 (баллы).

Зона I — с $\Delta I = 0$, т. е. зона с сохранением исходного сейсмического балла. Занимает большую часть территории исследований, сложена скальными породами магматического образования со средней расчлененностью поверхности рельефа.

Зона II — с $\Delta I = +0,5$ балла, занимает склоны водоразделов и сухих саев, сложенных аллювиально-делювиальными, элювиально-делювиальными лессовидными суглинками, супесью с примесью щебня и дресвы, мощность 2–5 м.

Зона III — с $\Delta I = +1$ балл занимает пойму первой и второй надпойменной террасы р. Чадак и ее притоков. Состоит из валуно-глыбовых и галечниковых отложений с примесью гравия и щебня. Мощность 2–20, редко 30 м. Уровень грунтовых вод залегает на глубине от 1 до 5 м.

К этой зоне отнесены также территории тектонических нарушений, представленные сильно дробленными гранитоидными и эффузивными образованиями.

Такое деление территории с составлением инженерно-геологической основы дало возможность успешного проведения исследований по

инструментальным методам. В результате получено подтверждение ранее выделенных зон с помощью этих методов.

В результате сейсморазведочных работ методом сейсмической жесткости на выделенных (по инженерно-геологической аналогии) зонах производились расчеты ΔI и осреднялись их значения. Выделены зоны с ΔI по методу акустической жесткости с использованием инженерно-геологических данных на участке.

Зона I с $\Delta I = 0$ балла занимает большую часть, соответствует 1-й зоне по инженерно-геологической аналогии.

Зона II с $\Delta I = 0,1 \div 0,4$ балла занимает склоновые части долины р. Чадака и сухих саев, сложена валунно-галечниковыми и глыбово-щебенистыми аллювиально-делювиальными отложениями мощностью от 5,0 до 19 м, глубина залегания уровня грунтовых вод — 8 м и более. Имеет сочетание ΔI с мощностью и уровнем грунтовых вод.

Толщина, м	УГВ, м	ΔI (балл)
19	13	+0,4
16	10	0,3
13	8	0,4
11	10	0,2
7	6	0,4
5	10	0,1

Зона III с $\Delta I = +0,5 \div 1,0$ балла занимает первую, вторую надпойменные террасы, приустьевую часть р. Чадака и ее притоков, сложена валунно-галечниковыми отложениями мощностью от 3,5 до 20 м. Уровень грунтовых вод от 1,6 до 7,0 м.

К этой же зоне относятся участки развития измененных, дробленых пород, тектонические разломы. Приращение балльности по створу плотины проектируемого Чадакского водохранилища изменяется от 0 до +1 балла (рис. 65).

Для выявления спектрально-частотных характеристик грунтов, слагающих проектируемый створ плотины, и расчета приращения сейсмической балльности по записям слабых местных наблюдений, проведены сейсмометрические наблюдения двумя сеймостанциями ОСБ-VI в ждущем режиме работы. Основания пунктов сейсморегистрации землетрясений сложены магматическими породами, причем на левом берегу гранитоидные, на правом эффузивные. Запись производилась тремя компонентами (С—Ю; В—З; Z) при увеличении $V = 1\,000$ и развертке 240 мм/мин.

После соответствующих обработок записей землетрясений (вручную) составлены графики повторяемости периодов колебаний (рис. 66) рассчитаны ΔI по максимальным амплитудам смещений землетрясений ($\Delta I = 3,3 \lg \frac{A_i}{A_0}$, где A и A_0 — величина максимальных амплитуд сравниваемой и эталонной станций, μ — микроны). Расположение сеймостанций: первая стоянка — на 450 м выше створа плотины (севернее), станция 100 установлена на правом, станция 122 — на левом берегу (табл. 13). Вторая стоянка — на линии створа плотины, станция 100 установлена на левом, станция 122 — на правом берегу (табл. 14).

В результате сравнения и анализа данных можно сделать следующие выводы.

1. На первой стоянке приращение балльности (ΔI) равно нулю и исходный сейсмический балл сохраняется.

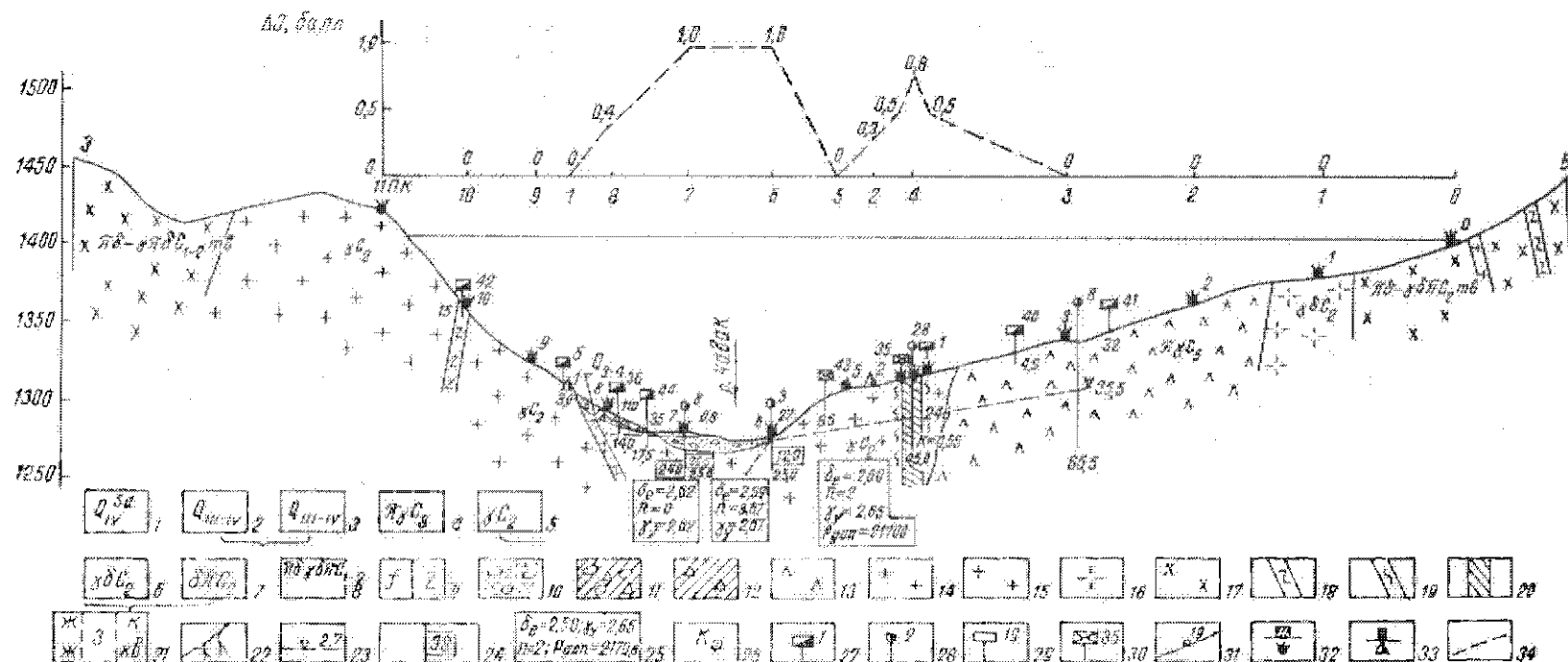


Рис. 65. Инженерно-сейсмологический профиль по створу проектируемой Чадакской плотины.

I. Генетические и возрастные обозначения пород: 1—аллювиальный современный сырдарьинский комплекс отложений, 2—3 делювиально-пролювиальный и элювиально-делювиальный верхнечетвертичный—современный комплекс отложений; интрузивные образования; 4—верхнекарбонный C_4 , 5—7—среднекарбонный C_5 ; эффузивные образования: 8—нерасчлененный нижне-среднекарбонный C_4-3 , 9—дайки, возможно нижнетриасового возраста. II. Литологические обозначения: 10—вазучно-галечниковые отложения, 11—вазучно-гравелистые отложения с мелкоземистым материалом, 12—глинисто-песчаные отложения с мелкоземистым материалом, 13—фельзит-порфиры, 14—среднекристаллические граниты (докюбанинского типа), 15—гранит-порфиры, 16—гранодиориты биотитово-роговообманковые (кырамазарского типа), 17—перекристаллизованные андезитовые порфиры, гранодиорит-порфиры (жертвой фазы мидбулакской свиты), 18—дайки диоритовых порфиритов, 19—дайки фальзитовых и кварцевых порфиритов. III. Прочие обозначения: 20—мазарская зона дробления пород (разлом), 21—зона ожелезнения, эпизотизация, кзолинизация и окварцевания, 22—трещины различного происхождения, 23—глубина залегания уровня грунтовых вод (м), 24—глубина опробования (м), 25—физико-механические свойства отобранного образца: объемная масса (ρ_e), г/см³, пористость (μ) %, удельный вес (γ) г/см³, допустимая нагрузка на сжатие (R_c), 26—коэффициент фильтрации, м/сут, 27—шурф и его номер, 28—скважина и ее номер, 29—канавка и ее номер, 30—дизхга и ее номер, 31—точка инженерно-геологического наблюдения, 32—точка сейсмологических наблюдений значения приращения сейсмической интенсивности ΔJ (балл), 33—место установки пунктов сейсмометрических наблюдений и значения приращения сейсмической интенсивности ΔJ (балл), 34—предполагаемые разломы.

2. На второй стоянке приращение балльности (ΔI) обоих берегов также равно нулю.

3. По графикам амплитудно-частотных характеристик грунтов стоянок 1 и 2 видно (рис. 67), что для левого берега р. Чадака (где наблюдаются более интенсивные дробления гранитоидных пород тектоническими процессами) характерен один максимум в интервале периодов 0,2—0,3 сек, тогда как для правого берега резко выраженного максимума не наблюдается. Поэтому при проектировании сооружений периоды не должны быть равны 0,2—0,3 сек, чтобы не возникло резонансных явлений в плотине.

Чартакское водохранилище. Его территория резко отличается от территории Чадакского водохранилища. Сейсмичность 9 баллов. Распространены более молодые неоген-четвертичные отложения. Развит пологий рельеф предгорно-низкогорного облика. Распространены также грунтовые воды в зависимости от условий циркуляции поровых, четвертичных и трещинно-поровых неоген-четвертичных отложений.

Повсеместно под четвертичными отложениями залегают породы неоген-четвертичного возраста, представленные аргиллит-алевролитовыми (каменный лес или шох) толщами с включениями линз песчаника, гравия и конгломерата. Этот комплекс отложений считается наиболее древним из распространенных и обнаженных пород на участке. Мощность отложений более 700 м.

Повсеместно под четвертичными отложениями залегают породы неоген-четвертичного возраста, представленные аргиллит-алевролитовыми (каменный лес или шох) толщами с включениями линз песчаника, гравия и конгломерата. Этот комплекс отложений считается наиболее древним из распространенных и обнаженных пород на участке. Мощность отложений более 700 м.

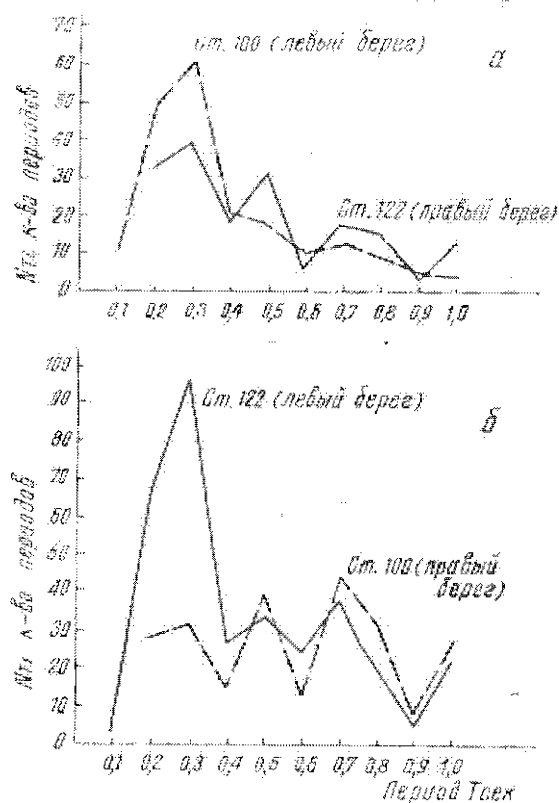


Рис. 66. Графики повторяемости периодов колебаний землетрясений.

а — на стороне плотины; б — не на стороне плотины.

Отложения нижнечетвертичного (сохского) комплекса (Q_1^{sh}) представлены конгломератами, песчаниками и галечниками аллювиально-пролювиального генезиса мощностью от 2 до 35 м.

Отложения среднечетвертичного (ташкентского) комплекса (Q_{II}^{fs}) делювиально-пролювиального и аллювиально-пролювиального происхождения состоят из лессовых пород с прослойками песка, гравия, галечника. Лессовые породы (Q_{II}^{fs}) в виде высоких террас залегают в обоих бортах долины р. Чартака. Мощность отложений изменяется от 3 до 22, редко до 25 м.

Отложения верхнечетвертичного (голоценовского) комплекса (Q_{III}^{st}) слагают поверхности, относящиеся к III террасе р. Чартака и днищам крупных ложин. Они представлены аллювиально-пролювиальными лессовидными суглинками местами с рассеянным включением гравия и гальки с прослойками галечника. Мощность от 7 до 10, редко 20 м.

Отложения современного (сырдарьинского) комплекса (Q_{sy}^{so}) разделяются на аллювиальные, аллювиально-пролювиальные и делювиально-пролювиальные, представленные лессами галечниками. Мощность их от 7 до 12 м.

Грунтовые воды в этих отложениях залегают на глубине от 3—5 (на второй и первой надпойменных террасах) до 16—20 и более метров (на склонах долины).

Следует отметить, что такой характер геологического строения и глубин залегания грунтовых вод значительно влияет на освоение территории и особенно дифференциацию исходного сейсмического балла.

После изучения инженерно-геологических условий, составления ин-

Таблица 13

Расчет приращения балльности по всем землетрясениям и средним значениям (1969 г.) по створу II—II (стоянка № 1)

Дата землетрясений 1969 г.	Отношение амплитуд A_{max}/A_{min}	Приращение балльности (ΔJ)
13.V—17.V	1,23	0,3
17.V—22.V	1,21	0,3
5.VI—9.VI	1,05	0,1
9.VI—13.VI.(1)	1,22	0,3
9.VI—13.VI.(2)	0,93	—0,1
9.VI—13.VI.(3)	0,99	0,1
9.VI—13.VI.(4)	0,96	—0,04
13.VI—20.VI.(1)	1,41	0,5
13.VI—20.VI.(2)	1,17	0,2
Среднее		0,2

Примечание. (1)—(4) номера землетрясений (четыре землетрясения), происшедших за период наблюдений с 9.VI по 13.VII 1969 г.

Таблица 14

Расчет приращения балльности по всем землетрясениям и средним значениям (1969) по основному створу плотны (стоянка № 2)

Дата землетрясений 1969 г.	Отношение амплитуд колебаний A_{max}/A_{min}	Приращение балльности (ΔJ)
4.IX—12.IX	0,93	—0,1
26.IX—29.IX	1,13	0,2
29.IX—2.X	1,01	0,01
29.X—29.X	1,0	0
28.X—2.XI	1,03	0,03
28.X—2.XI	0,91	—0,1
11.XI—14.XI	1,07	0,1
5.XII—9.XII	1,22	0,3
25.XI—27.XI	1,03	0,03
Среднее	—	0,05

женерно-геологической карты с выделением инженерно-геологических участков была дана оценка грунтовым условиям (методом инженерно-геологической аналогии) с точки зрения приращения сейсмической балльности. Выделено три зоны: зона с уменьшением исходного балла на единицу; зона сохранения исходного балла и зона увеличения его на единицу (рис. 68).

Здесь при выделении зон был выбран «средний» грунт, к которому относился исходный сейсмический балл. Таким грунтом на участке являются лессовые (Q_{II}^{sl}) отложения мощностью 20 м и более III надпойменной террасы р. Чартака. Уровень грунтовых вод залегает на глубине более 10 м.

1. Зона с уменьшением исходного балла на единицу представлена выходом на дневную поверхность полускальных пород (каменный лесс и конгломераты) с маломощным чехлом мелкозема (до 1 м).

2. Зона сохранения исходного сейсмического балла занята поверхностью I, II, III, IV надпойменных террас, сложенных грубообломочными пролювиально-аллювиальными отложениями с покрытием связных супесей суглинка, а также аллювиальными грубообломочными отложениями с низким (>6 м) залеганием уровня грунтовых вод.

3. Зона с увеличением исходного сейсмического балла на единицу занимает центральную часть долины Кандасая — приток р. Чартака, сложена супесчано-суглинистыми образованиями с высоким содержанием гумуса (торфа), характеризуется близким залеганием грунтовых вод — менее 6 м. Указанные зоны получили свое отражение на инженерно-геологической карте.

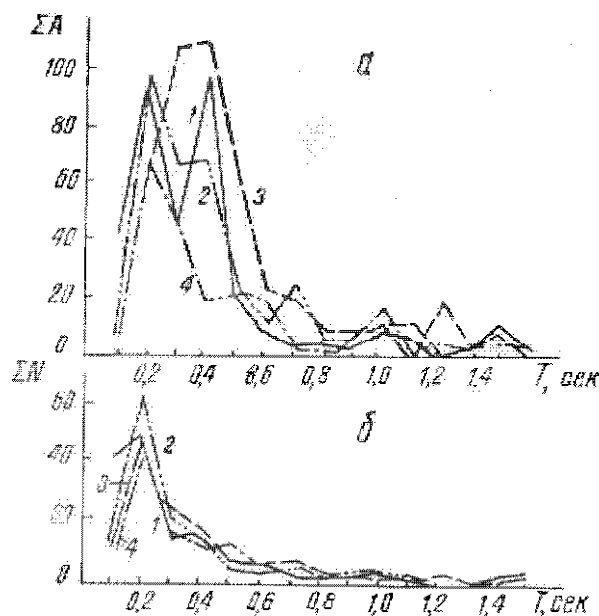


Рис. 67. График сопоставления амплитудно-частотных спектров на пунктах наблюдения.

а — зависимость сумм амплитуд от периодов колебаний $\Sigma A = f(T)$, б — сумма колебаний (ΣN), периода (T). 1, 2, 3, 4 — пункты наблюдения.

продольных сейсмических волн в них равняется $V=250-450$ м/сек. Следующим слоем являются лессовые породы с $V_p=650-750$ м/сек и палеонно-галечники с включениями лессов с $V_p=950-1600$ м/сек.

Коренные породы, подстилающие лессовидные, обладают наибольшей скоростью распространения сейсмических волн, т. е. $V=2500$ м/сек. По акустическим жесткостям грунтов подсчитано приращение сейсмической балльности относительно «среднего» грунта.

За «средние» грунтовые условия (в сейсмическом отношении) приняты грунты (лессовые породы), в которых скорость распространения сейсмических волн имеет значение $V_0=950$ м/сек и плотность $\rho_0=1,64$ г/см³ (отложения III надпойменной террасы р. Чартака).

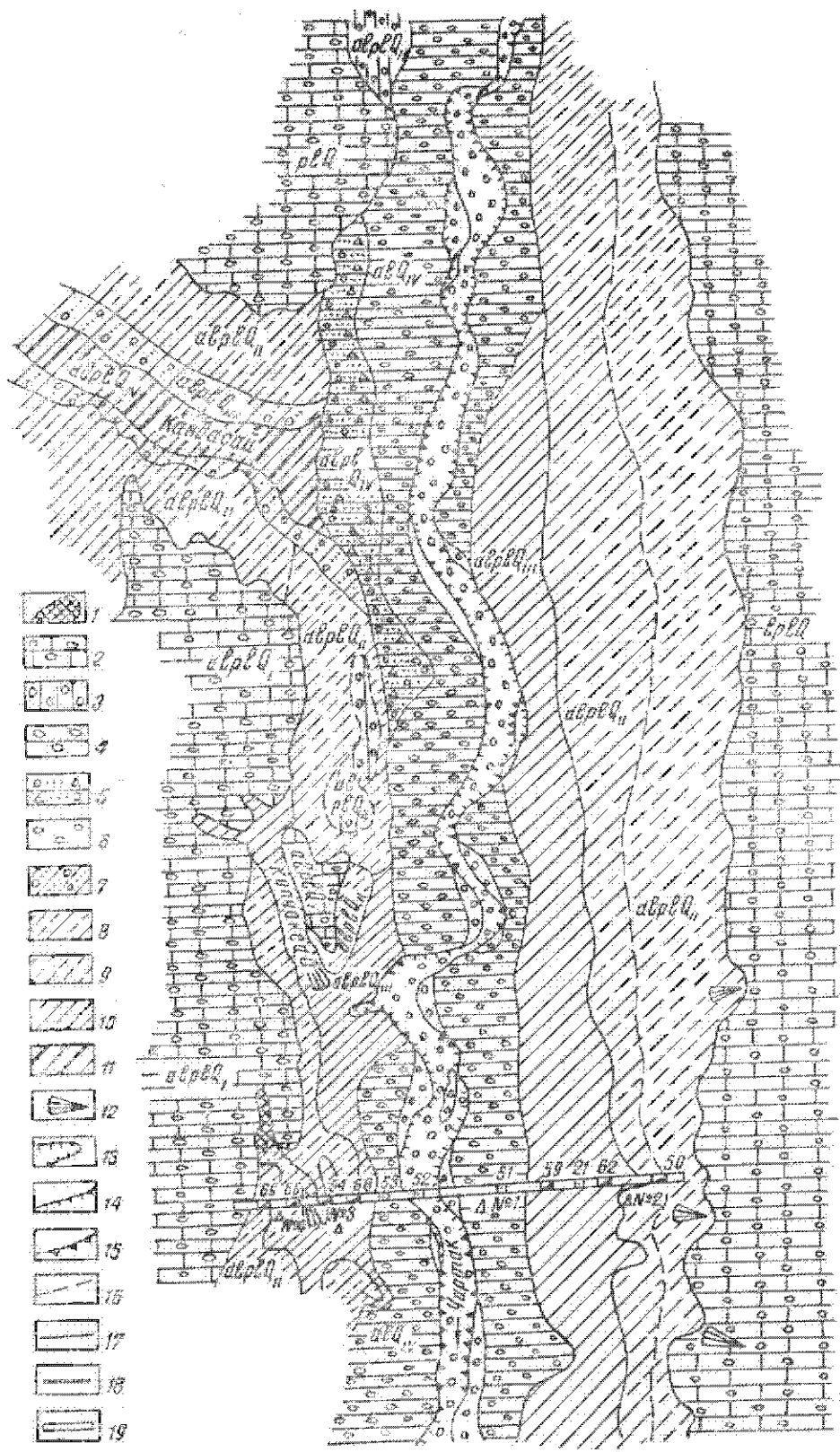
Расчеты $\Delta I_{ак}$ на участке изменяются в пределах $+0,5-0,5$ балла. По линии створа плотины с учетом всех предыдущих исследований (ин-

терпретируется близким залеганием грунтовых вод — менее 6 м. Указанные зоны получили свое отражение на инженерно-геологической карте.

На составленной инженерно-геологической основе были проведены сейморазведочные и сейсмометрические исследования и получены очень близкие значения. Сейморазведочные работы выполнялись вышеуказанными методами и аппаратурой, в результате построены геолого-геофизические (скоростные) разрезы. По данным построенных разрезов (по створу плотины) видно, что поверхностные слои, представленные лессами, обладают наименьшими упругими свойствами. Скорость

Рис. 68. Схематическая инженерно-геологическая карта с приращением сейсмической интенсивности участка строительства Чартакского водохранилища.

Полускальные: 1 — каменный лесс, мощность более 100 м (приращение интенсивности 1 балла), 2 — конгломерат мощностью более 15 м (приращение интенсивности 1 балла). Крупнообломочные: 3 — галечник мощностью 1–4 м (приращение интенсивности 1 балла), 4 — галечник мощностью 6–7 м (приращение интенсивности 0), 5 — галечник мощностью 5–7 м (приращение интенсивности 0), 6 — галечник мощностью 5–7 м (приращение интенсивности 0), 7 — галечник мощностью 6–8 м (приращение интенсивности 0). Связные: 8 — суглинок лессовидный мощностью от 0,5 до 20 м (приращение интенсивности 1 балла), 9 — суглинок лессовидный мощностью от 0,5 до 3–5 м (приращение интенсивности 0), 10 — суглинок лессовидный с прослоями галечника, местами с рассеянными включениями гравия и гальки (приращение интенсивности 0), 11 — супесь переслаивается уплотненным суглинком и тонкозернистым песком общей мощностью 1–3 м (приращение интенсивности 0). Физико-геологические явления: 12 — солёные потоки, 13 — опраги, 14 — обрывы и крутые уступы террас, 15 — обрывы террас (современные), 16 — литологическая граница, 17 — генетическая граница, 18 — граница приращения интенсивности, 19 — створ плотины.



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19

инженерно-геологические и сейсморазведочные) выбрано 4 пункта сейсмометрических наблюдений, расположенных на различных грунтах. Наблюдения и методы их обработки указаны выше.

Расчет ΔI по сейсмометрическим наблюдениям выполнялся по максимальным смещениям колебаний. Далее для прогноза спектра колебаний составлялись условные спектрально-частотные графики колебаний по каждому пункту наблюдений (рис. 67). Расчет производился относительно пункта 3. Грунтовые условия под пунктом 3 относятся к средним.

Результаты расчета показали, что приращение балльности для каждого пункта наблюдений изменяется незначительно. С применением методов математических статистик были обобщены и определены доверительные величины ΔI для каждой точки наблюдений и средние значения ΔI . Значение ΔI составляет по пункту 1 интервалы доверительных величин ($-0,3 \div +0,1$), среднее 0,02 балла; по пункту 2 соответственно ($-0,21 \div +0,1$), среднее $+0,06$ балла; по пункту 4 то же ($-0,45 \div +0,2$), среднее $-0,34$. И по пункту 3 $\Delta I = 0$ балла. Судя по графикам (рис. 67) можно полагать, что преобладающими периодами ($T_{пр}$) для всех пунктов являются 0,2—0,4 сек, наибольшими величинами $\Sigma \Delta$ характеризуются пункты 2, 3, а пункт 4, наоборот, имеет наименьшую величину $\Sigma \Delta$. Из этого следует, что наиболее благоприятными в сейсмическом отношении грунтами являются грунты под пунктом 4 — полускальные породы (где $\Delta I_{ср} = -0,45$ балла и $T_{пр} = 0,2-0,3$). Грунты под пунктами 1, 2, 3 близки к «среднему» грунту, обладают $\Delta I_{ср}$ от $-0,12$ до $+0,1$; $T_{пр}$ — от 0,2 до 0,3, редко 0,5 сек.

Необходимо отметить, что по створу плотины средние уточненные приращения балльности по трем пунктам колеблются от $-0,34$ до $+0,1$ балла (рис. 69).

Гиссарское водохранилище. На территории строительства водохранилища проведены все комплексы исследования как и на предыдущих объектах. Кратко остановимся на основных результатах исследований по сейсмическому микрорайонированию.

Долина р. Аксу, где намечается строительство водохранилища, расположена в предгорье Бойсунтау и Гиссарских хребтов Западного Узбекистана. В сейсмологическом отношении территория изучена очень слабо. В связи с этим комплексной экспедицией лаборатории СМР ИС АН УзССР была организована дополнительная сейсмическая сеть, расположенная вокруг объекта исследований. В результате исследований определены параметры сейсмического режима и исходный (уточненный) сейсмический балл, которые использованы при составлении карты сейсмического районирования территории Узбекистана (1976 г.), находящейся на утверждении в Госстрое СССР. Таким образом, по указанным материалам был определен исходный сейсмический балл, равный 8. Исходный сейсмический балл в зависимости от конкретных грунтовых условий участка строительства резко может дифференцироваться и для этого были поставлены следующие виды работ по сейсмическому микрорайонированию участка: изучение инженерно-геологических условий, сейсморазведочные и сейсмометрические наблюдения. Инженерно-геологические исследования показывают, что территория характеризуется особыми инженерно-геологическими условиями: крутые борта долины, большой уклон русла, сравнительно малое сохранение террасовых поверхностей, слабое распространение молодых четвертичных отложений.

Физико-геологические процессы и явления, протекающие на участке, существенно влияют на условия освоения территории. Преобладают, в основном, процессы и явления, связанные с текущими поверхностными водами (подмыв берегов, донные и боковые эрозии, обвалы, кам-

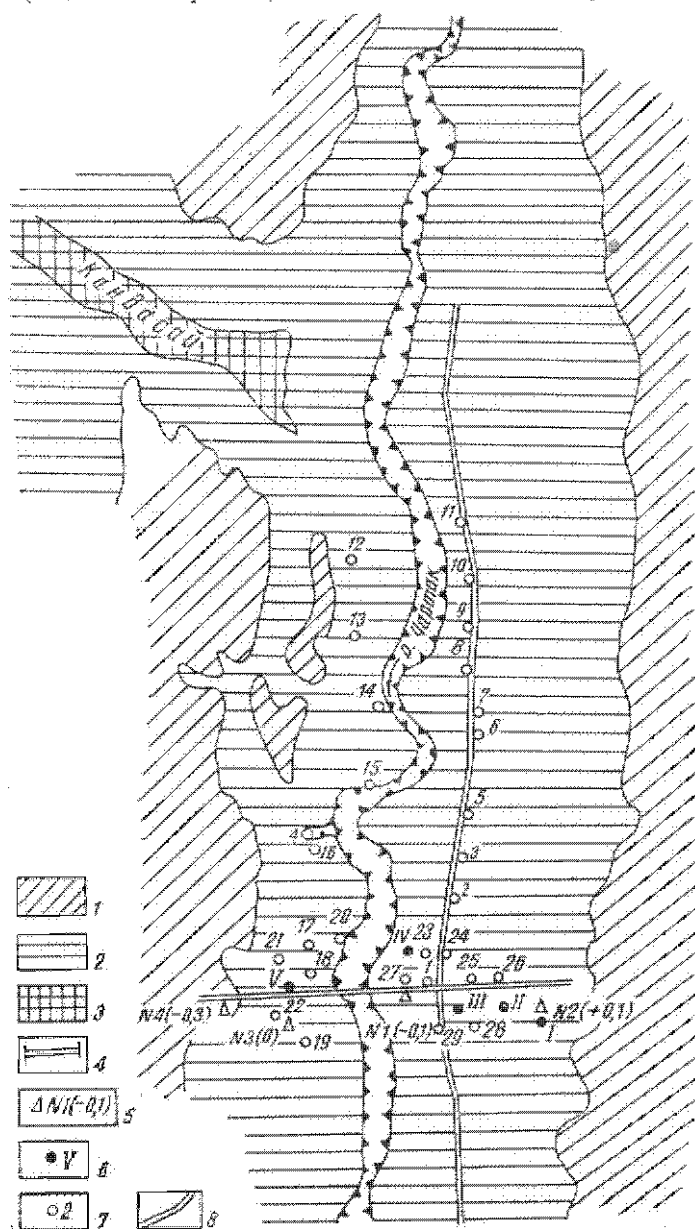


Рис. 69. Схема сейсмического микрорайонирования Чартаковского водохранилища

1—зона с сейсмической интенсивностью $I=8$ баллов, 2— $I=9$ баллов, 3— $I=10$ баллов, 4—створ плотины, 5—местоположение пунктов сейсмометрических наблюдений: номер пункта и величина ΔJ , 6—пункты сейсморазведочных наблюдений станций СС-24-11, 7—пункты сейсморазведочных наблюдений станцией ОСУ 1, 8—асфальтированная дорога.

непады), инфильтрационными и подземными водами (оползни в верховье р. Аксу, суффозии, просадки в лессовых породах), выветривание.

Во время строительства и наполнения водохранилища водой, инженерно-геологические процессы и явления будут протекать более интенсивно. Будет происходить подъем уровня подземных вод, перера-

ботка берегов, сползание значительных масс грунтов, активизация ранее существующих оползней, естественно, ухудшаются сейсмические условия участка, т. е. увеличивается приращение сейсмической балльности.

Подземные воды в пределах участка по условиям циркуляции подразделяются на трещинные (в породах Pz , Kz) и доровые (в четвертичных). Трещинные воды накапливаются вдоль зон разломов, в сильно выветрелых породах, в трещинах напластования и расходятся в виде родников, но несмотря на это, они существенно не изменяют эффекта землетрясений.

Подземные воды в породах (т. е. грунтовые воды) приурочены к аллювиальным валуно-галечниковым, песчаным, иногда частично лесовым четвертичным отложениям в центральной части р. Аксу. Мощность подземного потока составляет 5—6 м.

В пределах участка строительства в определенной степени развиты I, II, III надпойменные террасы р. Аксу, сложенные двухчленным строением — снизу на коренной породе валуно-галечники, а сверху лесовые отложения различной мощности (от 15 до 50 м). Кроме того, имеются отложения (молодые), образованные временными потоками боковых слав разной мощности.

Все молодые отложения залегают с резким угловым несогласием на коренных породах неогеновой системы (N) — молассовых образований, местами на известняках (D).

Известняки (D) распространены в северной части участка и представлены крупно-среднезернистыми, местами мраморизованными известняками. Неогеновые отложения состоят из двух отделов: нижнего красноватого и верхнего светлоокрашенного. Граница между ними проходит с угловым несогласием. Представлены разномзернистыми песчаниками с переслаивающимися мергелями и алевролитами, в верхней части разреза преобладают алевролиты с прослойками гравелитов, мелкогалечных конгломератов мощностью 1 000 м.

Верхний отдел залегает на известняках (D) и сложен мелкогалечными плохоокатанными конгломератами в известково-мергельном цементе, мощность до 600—800 м.

В результате изучения физико-механических свойств грунтов и типизации инженерно-геологических условий территории выделены инженерно-геологические группы грунтов, составлена инженерно-геологическая карта.

После соответствующих анализов и типизации грунтовых условий по методу инженерно-геологической аналогии были выделены следующие зоны: с приращением сейсмической балльности $\Delta I = -1$; $\Delta I = 0$ и $\Delta I = +1$ балл. К зоне с $\Delta I = -1$ относятся три участка — площади распространения скальных, полускальных пород с расчлененным рельефом. К «средним» грунтам отнесен участок 4 (т. е. $\Delta I = 0$ балла), представленный валуно-галечниковыми отложениями II, I надпойменной и пойменной террас, залегающими на конгломератах и алевролитах с уровнем залегания грунтовых вод 3—5 м. К зоне $\Delta I = +1$ балл отнесены места развития оползневых явлений и обвалов на крутых склонах. В эту же зону входит площадь распространения переработки берегов после заполнения водохранилища. Эти зоны (с $\Delta I = +1$ балла) расположены за пределами строительства створа плотины.

Таким образом, для створа плотины с учетом инженерно-геологических условий осредненная уточненная балльность составляет 8 баллов.

На выделенных зонах изучалась акустическая жесткость и производился расчет приращения сейсмической балльности.

Поверхностные слои — супесь, суглинки, местами с включением гравийно-щебнистых материалов, обладают скоростью упругих волн, равной 350—700 м/с. Мощность 2—15 м. Следующий слой, подстилающий частично первый — гравийно-галечниковые отложения с включением крупнообломочных пород и валунов. Скорость (V_p) составляет 900—1500 м/с, мощность 4—12 м.

Третьим слоем, подстилающим верхних два, являются коренные породы, представленные конгломератами. Они обладают наибольшей скоростью распространения упругих волн, которая равна 2500 — 3500 м/сек. За «средние» были приняты грунты со средней скоростью $V_p = 700$ м/сек и плотностью $\rho = 1,75$ г/см³ с уровнем грунтовых вод более 10 м. Относительно этого грунта было рассчитано приращение сейсмической балльности (ΔI). На участке $\Delta I_{ак}$ составляет от $-0,6$ до $+0,4$ балла, что затрудняет выделение резко отличающихся между собой участков в центральной части долины. Для дальнейшего уточнения данные $\Delta I_{ак}$ дополнены сейсмометрическими наблюдениями. Методика и аппаратура сейсмометрических наблюдений те же, что и в предыдущих объектах. С учетом факторов инженерно-геологических и сейсморазведочных наблюдений было выбрано местоположение четырех пунктов сейсмометрических наблюдений, которые находятся на линии створа проектируемого водохранилища. Пункт 4 расположен на валуно-галечниках, а остальные — на скальных породах.

Расчеты ΔI по $A'_{г-ак}$ и $A''_{г-ак}$ проводились относительно пункта 1. Результаты расчетов показали, что ΔI колеблется в различных пределах. Пункт 2 (конгломераты) $\Delta I = -0,62 \div +0,6$ балла, доверительный интервал от $-0,3$ до $+0,4$, в среднем $-0,1$ балла.

Таким образом, в пунктах 1, 2, 3 породы характеризуются своими близкими сейсмическими свойствами. Расчет ΔI , произведенный для эталонных грунтов, был переведен для «среднего» грунта, т. е. пункта 4. После перехода ΔI по пунктам 1, 2, 3 составляет в среднем 0,4 балла.

Кроме определения приращения балльности (ΔI) для выяснения амплитудно-частотных спектральных особенностей и выявления преобладающего периода, для каждого пункта наблюдений, как и для предыдущих объектов, были построены графики.

С учетом исходного сейсмического балла по району исследования равного 8, расчетная балльность для пунктов наблюдений также равна 8, с преобладанием периода колебаний 0,3 сек.

В результате проведенных исследований составлена схема сейсмического микрорайонирования, где выделяются микросейсмические зоны с расчетной (уточненной) сейсмической балльностью (рис. 70).

Зона I интенсивностью сотрясений 7—8 баллов, представлена известняками девона, переслаивающимися неогеновыми конгломератами и алевролито-аргиллитовыми толщами.

Зона II интенсивностью землетрясений 8 баллов, распространена на двух типах грунтов четвертичного возраста: а) грубообломочных — валуно-галечные отложения I, II надпойменной террас и поймы с уровнем грунтовых вод 5 и более метров; б) связных грунтах — супесях, суглинках — отложения II, III, IV надпойменных террас р. Аксу с уровнем грунтовых вод более 10 м.

Зона III с возможной интенсивностью землетрясений более 8 баллов занимает участки распространения тектонических нарушений (ос-

лабленные, дробленные породы), места развития оползней, находящихся на устойчивом основании. В эту зону входят площади распространения переработки берегов водохранилищ, сложенных лессовыми породами, залегающими на крутых склонах коренных пород.

Следует отметить, что проектируемый створ плотины пересекает I и II зоны и соответственно по створу плотины расчетную балльность необходимо принять равной 8 (восемь) баллам.

Таким образом, несмотря на одинаковые задачи сейсмического микрорайонирования, территории городских и гидротехнических сооружений имеют резко отличительные особенности строения.

1. Так, для территории гидротехнических сооружений характерны сравнительно более интенсивные геодинамические условия, потен-

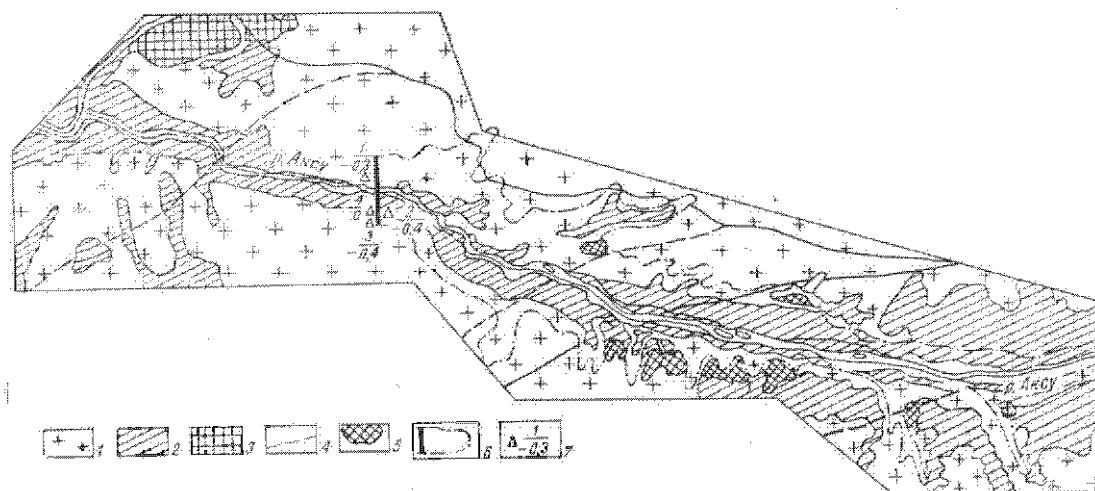


Рис. 70. Схема сейсмического микрорайонирования территории строительства Гиссарского водохранилища.

1—зона с интенсивностью землетрясений 7—8 баллов, 2—8 баллов, 3—>8 баллов, 4—<8 баллов, 5—участки активизации инженерно-геологических процессов и явлений, относимые к зонам с возможной интенсивностью землетрясений >8 баллов, 6—створ плотины и граница водохранилища, 7—пункты сейсмометрических наблюдений (в числителе—номер пункта, в знаменателе—среднее значение ΔJ , балл).

циально высокая степень эксплуатационной способности и сравнительная долговечность. Поэтому предъявляются высокие требования к обеспечению устойчивости при инженерном проектировании, строительстве и эксплуатации.

2. Развивая существующие методы и приемы, применяемые при сейсмическом микрорайонировании городов, а также учитывая вышеуказанные требования, необходимо проводить исследования комплексно, чтобы по возможности изучить все природные и другие факторы, влияющие на сейсмостойчивость сооружений.

3. Рационально проводить исследования территории с изучением и составлением инженерно-геологической основы сейсмического микрорайонирования для того, чтобы осуществлять в дальнейшем инструментальные (детальные) наблюдения и получать достоверные сведения.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ МЕТОД СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ

При сейсмическом микрорайонировании городов, промышленных объектов и гидротехнических сооружений применяется комплекс методов.

Эти методы при решении задач сейсмического микрорайонирования имеют и преимущества, и недостатки. Рассмотрим вкратце инженерно-геологический подход к задачам сейсмического микрорайонирования, который основан на сопоставлении макросейсмических данных с особенностями геологической и инженерно-геологической обстановки исследуемого района.

Разрешающая способность этого метода ограничена и позволяет давать лишь качественную оценку изменения сейсмического эффекта на разных грунтах, а грунты характеризуются понятиями «благоприятные» и «неблагоприятные» в сейсмическом отношении. В соответствии с этим рекомендуется повышать сейсмическую балльность на один балл на неблагоприятных грунтах и понижать на один балл на благоприятных (Кац, 1973). При такой классификации грунтов инженерно-геологический подход имеет самостоятельное значение и используется в качестве первого приближения при решении задач сейсмического микрорайонирования.

Одним из распространенных при решении задач сейсмического микрорайонирования является метод акустической жесткости, основанный на классификации грунтов в сейсмическом отношении по их физическим параметрам, т. е. на изменении балльности в зависимости от грунтовых условий при значительной разнице в их скоростях в различных грунтовых условиях.

Применение сейсмометрического метода требует больших материальных затрат и значительного времени наблюдения для регистрации необходимого количества землетрясений, статистически надежно отображающих характеристику грунта. Судя по нашим опытам и исследованиям Л. М. Плотниковой и др. (1976), это число должно быть не меньше 15—20 (3 и более баллов).

Особенностью указанных методов в применении к задачам сейсмического микрорайонирования является то, что критерием оценки сейсмической опасности грунтов является привязка разрушающего эффекта землетрясений, главным образом к инженерно-геологической или физической характеристике грунтов без учета их взаимодействия с приходящими волнами. Вследствие этого отсутствует возможность физического анализа влияния отдельных факторов: характера грунтов, их мощности и слоистости, условий залегания, параметров волны, эпицентрального расстояния и др. Значительным прогрессом в разработке методики сейсмического микрорайонирования является привлечение методов спектрального анализа сейсмических сигналов и их трансформации в процессе распространения в слоистости системы грунта.

Необходимость использования спектрального анализа сейсмических колебаний грунтов вытекает из того, что одними инженерно-геологическими или физическими характеристиками грунтов невозможно объяснить ряд весьма существенных особенностей в процессе сейсмических колебаний грунтов. В частности, нельзя объяснить тот факт, что форма и интенсивность волны на поверхности существенно отличается от формы и интенсивности волны, приходящей к нижней границе грунта. Наблюдается различное увеличение амплитуд колебаний на разных периодах приходящих волн (Кац, 1973).

Предлагаемый нами теоретический метод сейсмического микрорайонирования, обобщающий РММ (Плотникова и др., 1976), основан на получении спектральной характеристики пористых слоев, насыщенных жидкостью, для реального геологического разрыва и использования частотных особенностей землетрясений данной очаговой зоны.

Исследования подразделяются на три этапа. Первый заключается в получении осредненной спектральной характеристики сейсмической интенсивности для скального грунта, которая принимается за спектр очага, промодулированный корой. Исходной информацией при этом являются сейсмограммы, соответствующие отдельным землетрясениям, рассчитываются спектры Фурье.

Второй этап состоит в определении спектральных характеристик пористых слоев, насыщенных жидкостью по модели М. А. Био (1956).

Методика расчета спектральных характеристик в двухкомпонентных средах описана в работах А. Соатова (1974), Т. У. Артыкова, Я. У. Саатова, А. Соатова (1974), А. Соатова, С. М. Касымова и др. (1974).

Одной из основных причин теоретического исследования распространения упругих волн в водонасыщенных слоях явились данные макросейсмических обследований разрушительных землетрясений, при которых постройки на водонасыщенных грунтах оказывались поврежденными в большей степени, чем аналогичные постройки на однородных грунтах в природно сухом состоянии.

Приводим некоторые результаты макросейсмических исследований. В 1936 г. произошло землетрясение в долине р. Ганга силой около 10 баллов. Во время землетрясения пострадало около 400 сооружений, все они были возведены на толще (100 м) аллювиальных отложений, представленных в основном тонкозернистыми песками при высоком стоянии уровня грунтовых вод, в некоторых местах участки заболочены. При землетрясении многие из сооружений погрузились в разжиженный грунт, другие резко просели (Маслов, 1959).

Во время Ашхабадского землетрясения 1948 г. в северной части города и в поселке Куртан, расположенных на рыхлых песчано-глинистых отложениях с высоким уровнем стояния грунтовых вод, доходивших до поверхности, зарегистрировано максимальное количество разрушений и повреждений зданий и сооружений (Пучков, Карагозов, 1971).

Примером может служить землетрясение Ниигата (Япония), Чили, Газлийское в 1976 г. (Касымов и др., 1978) и Исфара-Баткенское 1977 года (Касымов, 1977) и другие.

Во всех случаях основной причиной таких последствий можно считать высокую водонасыщенность грунтов. В связи с этим расчет спектральных характеристик и динамическая устойчивость водонасыщенных грунтов, в первую очередь водонасыщенных песков, стала наиболее важным вопросом в механике грунтов сейсмического строительства.

А. Соатов, С. М. Касымов и др. (1974, 1976) исследовали распространение упругих волн в среде, состоящей из n слоев, считая каждый слой пористым, насыщенным жидкостью, для двух случаев: когда среда заключена между двумя полупространствами или когда среда находится между свободной поверхностью и полупространством. Предполагается, что в исследуемых средах распространяется гармоническая волна с круговой частотой ω и кажущейся скоростью c . В этом случае волновое поле в каждом слое определяется через потенциал продольных и поперечных волн. Задаваясь граничными условиями в виде непрерывности скорости смещения и напряжения во всех точках площадки контакта и применяя матричный метод Томсона-Хаскелля, после некоторых математических преобразований получаем расчетные уравнения для обоих случаев.

Нами составлена программа расчета спектральных характеристик водонасыщенных грунтов на ЭВМ для второго случая.

Для определения спектральной характеристики водонасыщенных слоев необходимы исходные данные разреза для каждого слоя (инженерно-геологические и геологические материалы): скорость волн, мощность, плотность слоя, пористость и др.

Используя расчетную формулу М. А. Био (1962), определяем параметры пористых слоев, насыщенных жидкостью, затем вводя их и некоторые экспериментальные параметры на ЭВМ, получаем спектральные характеристики водонасыщенных грунтов.

Третий этап состоит из выражений сейсмической интенсивности через расчетные частотные спектры сейсмических колебаний грунта на основе информации о спектральных характеристиках грунта и спектра очага, промодулированного земной корой.

Форма, спектр и амплитуда сейсмических волн определяются главным образом механизмом очага и фильтрующими свойствами среды, связанными поглощением и наличием тонких слоев, содержащих жидкость.

Исходя из этого, спектр колебаний близких землетрясений можно представить для точки наблюдения, находящейся на поверхности земли (Плотникова Л. М. и др., 1976):

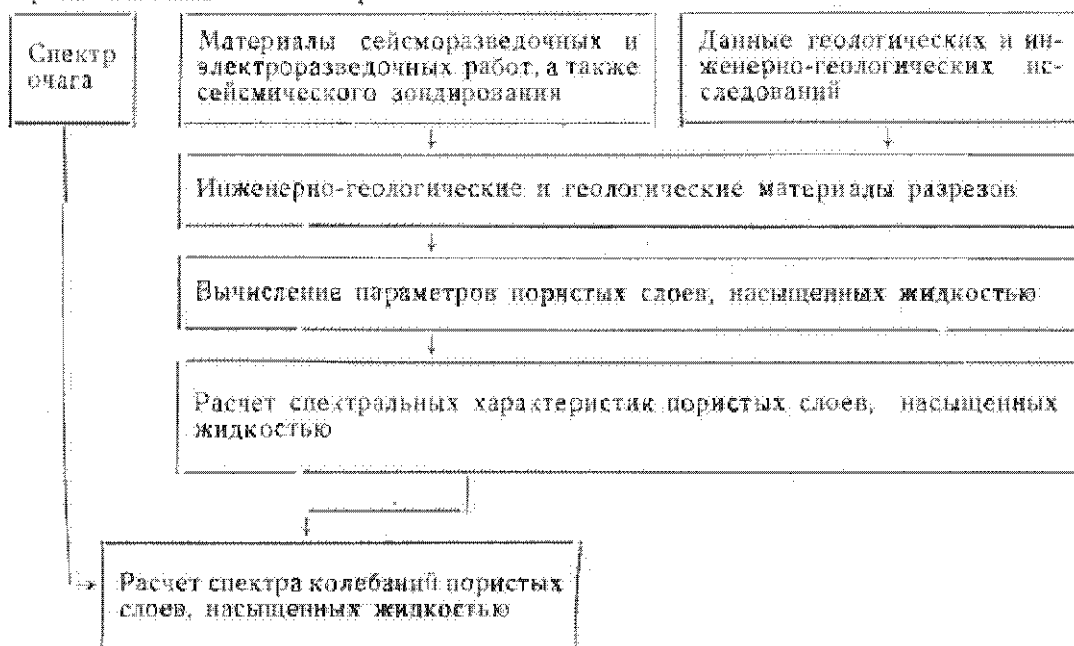
$$S(\omega) = S_0(\omega) \cdot \varphi(\omega) \cdot U(\omega),$$

где $S_0(\omega)$ — спектр очага,

$\varphi(\omega)$ — спектральная характеристика поглощения среды на пути от очага до сейсмической станции,

$U(\omega)$ — спектральная характеристика водонасыщенного грунта в точке наблюдений.

Составлены алгоритмы расчета спектра колебаний водонасыщенного грунта без учета поглощения среды, основанные на использовании матричного метода, позволяющего аппроксимировать среду как n -слойную, состоящую из упругих пористых слоев, насыщенных жидкостью. Теоретическое сейсмическое микрорайонирование в виде блок-схемы представляем таким образом:



Избирательные свойства грунта определяются как коэффициент трансформации Ω (отношение максимальной расчетной амплитуды, характерной для поверхности разреза к величине, соответствующей скальному основанию).

Для вычисления приращения балльности по теоретическому методу сейсмического микрорайонирования мы предлагаем формулу:

$$\Delta I = k \lg \frac{\Omega_{(\text{мик})}}{\Omega_{(\text{скал})}}$$

где $k = (\lg 2)^{-1}$,

$\Omega_{(\text{мик})}$ — коэффициент трансформации искомого грунта,

$\Omega_{(\text{скал})}$ — коэффициент трансформации эталонного грунта.

Для практического применения теоретического метода сейсмического микрорайонирования выбраны условия территории г. Андижана,

Таблица 15

Физико-механические свойства слоев в некоторых выбранных точках исследования

Точка наблюдения	Литология	Скорость волны, м/сек	Мощность, слои, м	Плотность, г/см	Пористость, %	УГВ, м
Т-6	Суглинок (естественной влажности)	330	5	1,43	47	27
	Галечник (естественной влажности)	1220	24	1,98	33	
	Галечник (обводненный)	2550	468	2,1	38	
Т-14	Суглинок (естественной влажности)	310	9	1,55	43	13
	Гравийно-галечниковые отложения	770	14	1,26	50	
	Галечник (обводненный)	2200	28	2,07	34	
	Суглинок (обводненный)	830	22	1,6	40	
	Гравийно-галечник (влажный)	2600	448	2,1	37	
Т-27	Суглинок (естественной влажности)	180	3	1,4	47	2
	Суглинок (обводненный)	530	18	1,47	50	
	Галечник (влажный)	2550	462	2,15	35	

где взяты данные 35 точек, характеризующие различные инженерно-геологические условия.

При этом использованы данные нескольких глубоких скважин, геологических разрезов, данные сейсмокаротажа и другие инженерно-геологические материалы (табл. 15).

По формуле (2) вычислено приращение балльности для выбранных разрезов и получены их значения.

Результаты теоретических расчетов сопоставлены с результатами инженерно-геологического метода сейсмического микрорайонирования в 35 пунктах. Из них в 24 пунктах разница в приращении балльности по двум методам составляет $\pm 0,5$ балла, а значения по теоретическим методам на остальных грунтах находятся с данными инженерно-геологического метода: в пунктах 1, 4, 7 и 11 приращение балльности по

теоретическим расчетам соответствует +1 баллу, а по инженерно-геологическому методу дает приращение 0. Пункты 23 и 25 находятся в 9-10-балльной зоне. Теоретический метод для пункта 23 дает приращение +1,1, а для пункта 25 +1,95 балла и их переводят на 9- и 10-балльную зону.

Балльность в пунктах 3, 12, 24 по теоретическим расчетам по сравнению с инженерно-геологическим методом оказалась завышенной. Значения приращения балльности, рассчитанные различными методами, и неувязки расчетов приведены в таблице 16.

Так как при составлении карт сейсмического микрорайонирования основными результативными методами являются сейсмометрические, абсолютные и относительные неувязки расчетов сравнивались с результатами по формуле:

$$a = |\Delta I_1 - \Delta I_2|, \quad \delta = \frac{a}{\Delta I_1} 100,$$

где a — абсолютные ошибки,

δ — относительные ошибки,

ΔI_1 — приращение балльности, определенное сейсмометрическими методами,

ΔI_2 — приращение балльности, определенное теоретическими методами.

Полученные результаты позволяют сделать вывод о том, что относительное отклонение при расчете приращения балльности по сравнению с данными сейсмометрического метода для рассматриваемых точек составляет в среднем 20,6%.

Таким образом, данные теоретического метода сейсмического микрорайонирования лучше согласуются с данными сейсмометрического метода. Предлагаемый теоретический метод впервые применяется для сейсмического микрорайонирования на примере г. Андигана. Поэтому он нуждается в доработке.

С другой стороны этот метод является пока не основным, а вспомогательным для составления карт сейсмического микрорайонирования.

Таблица 16

Значения приращения балльности, рассчитанные различными методами, и ошибка расчетов

Точка наблюд.	Приращение балльности		Абсолют- ные оши- бки	Относительные от- клонения
	ΔI_1	ΔI_2	a	δ
1	0	0	0	0
2	+1,1	+1,04	10,06	5,5
3	+0,9	+1,00	+0,10	11,1
4	+1,5	+1,95	+0,45	39,0
5	+0,7	+1,10	+0,40	57,1
6	+1,7	+2,10	+0,40	23,5
7	+1,2	+1,33	0,10	8,3
8	+1,1	+1,00	0,10	9,1

ИНЖЕНЕРНО-СЕЙСМОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Вопросы, связанные со сложными инженерно-сейсмологическими условиями, решаются как минимум на стыке трех наук — геологии, инженерной геологии, инженерной сейсмологии (кроме вспомогательных наук).

Такое новое научное направление на Всесоюзном совещании по инженерной геологии названо инженерной сейсмогеологией (Сергеев, 1968). В задачу инженерной сейсмогеологии, на наш взгляд, должны входить:

1. Анализ условий, сейсмогенерирующих структур и разломов:
 - а) за геологический период, с разъяснением историко-геологического развития,
 - б) анализ неотектонического положения,
 - в) движения за современный геологический этап.
2. Анализ сейсмичности и сейсмического режима:
 - а) сейсмической активности,
 - б) сейсмической опасности,
 - в) сейсмической повторяемости землетрясений.
3. Сопоставительная характеристика тектоники с сейсмичностью:
 - а) сейсмогенные структуры и сейсмические очаги;
 - б) интенсивность движений земной коры по тектоническим данным и сейсмическая активность;
 - в) сеймотектоническое и сейсмическое районирование.
4. Инженерно-сейсмологическая характеристика грунтов:
 - а) состав и строение пород,
 - б) мощность и условия залегания пород,
 - в) пористость и плотность пород,
 - г) уровень грунтовых вод (1-го горизонта от поверхности земли) и влажность породы,
 - д) крутизна, расчлененность рельефа,
 - е) мощность водонасыщенной толщи.

Инженерно-сейсмогеологическое районирование, так же как и другие виды районирования, должно иметь свои принципы, цели и масштабность, отвечающие определенным условиям. Как известно, инженерно-геологические исследования проводятся с целью обоснования проектирования различных видов строительства и освоения участков, территорий. Основными задачами инженерно-геологических исследований являются: изучение геоструктурных, геоморфологических и гидрогеологических условий современных геологических процессов, определение свойств горных пород, обосновывающих рентабельное проектирование строительства и нормальную эксплуатацию инженерных

сооружений. К важнейшим факторам, изучаемым при инженерно-геологических исследованиях, относятся: распространение, условия залегания, генезис, возраст, мощность, состав и свойства горных пород.

Как отмечает В. Д. Ломтадзе (1968) «...Каждая инженерно-геологическая карта, как и карты геологические, гидрогеологические, геоморфологические и др., по существу всегда является картой районирования, так как на ней выделяются территории, однородные в инженерно-геологическом отношении, что позволяет по совокупности природных факторов оценивать инженерно-геологические условия строительства на них сооружений различного типа или другого хозяйственного использования...» Следовательно, нет необходимости в общем инженерно-геологическом районировании территории, так как такое районирование отображено на инженерно-геологической карте. Далее, по мнению В. Д. Ломтадзе, инженерно-геологическое районирование всегда должно быть специальным, направленным на решение определенного круга вопросов, возникающих при проектировании тех или иных видов строительства или другого хозяйственного использования территорий. Его можно также проводить для отображения природных условий и их оценки.

Наша точка зрения совпадает с точкой зрения В. Д. Ломтадзе, что подтверждает инженерно-геологическое районирование лессовой провинции Средней Азии (Касымов и др., 1970).

Инженерно-геологические исследования регионов сопровождаются проведением инженерно-геологической съемки, составлением инженерно-геологических карт и карт районирования с инженерно-геологической характеристикой выделенных элементов районирования в сейсмоактивных районах СССР. Настало время ко всему отмеченному выше добавить сейсмические характеристики грунтов в плане научного направления инженерно-сейсмологических исследований, ибо результаты инженерно-геологических исследований отвечают только потребностям проектно-строительных, плановых и изыскательских организаций и учреждений.

В связи с этим мы рекомендуем для территории среднеазиатских республик, Южного Казахстана и аналогичных районов Советского Союза на примере территории Узбекистана ввести принципы инженерно-сейсмологического районирования с их таксономическими единицами.

А. Регионы по тектоно-структурным горизонтам:

I-го порядка — по структурной (структурно-формационной) зоне;

II-го порядка — по характеру проявления тектонических процессов в мезо-кайнозойский период;

III-го порядка — по сейсмогенности структур.

Б. Зоны по сейсмическим параметрам:

I-го порядка — по сейсмической активности или опасности;

II-го порядка — по сейсмической интенсивности, в баллах;

III-го порядка — по сейсмической повторяемости.

В. Области — по геоморфологическим особенностям:

I-го порядка — по генетическим типам рельефа;

II-го порядка — по морфологии и морфометрии;

III-го порядка — по степени и глубине расчлененности;

IV-го порядка — по крутизне склонов.

Г. Районы по инженерно-сейсмогеологическим особенностям:

I-го порядка — по жесткости связи грунтов;

II-го порядка — по геолого-генетическим комплексам грунтов;

- III-го порядка — а) мощность первого горизонта и чем он подстилается;
 б) гидрогеологические данные (УГВ, агрессивность грунтовых вод);
 в) плотность грунтов;
 г) скорость сейсмических волн;
 IV-го порядка — по акустической жесткости;
 V-го порядка — по уточненной сейсмичности, в баллах;
 VI-го порядка — по прогнозу изменения инженерно-сейсмологических условий грунтов и сейсмической интенсивности.

Таблица 17

Сопоставительное таксономическое деление различных карт геологического профиля

Геологическая	Инженерно-геологическая	Инженерно-сейсмогеологическая (рекомендуемая)	Сейсмологическая
1:1500000 и мельче Обзорные	1:1500000 и мельче обзорные		Сейсмическое районирование м-б 1:2500000
1:500000—1:1000000 (мелкомасштабные)	1:500000—1:1000000 (мелкомасштабные)	1:500 000 и мельче (основа под сейсмическое районирование)	Общее сейсмическое, сейсмическое районирование 1:1000 000
1:100000—1:200000 (среднемасштабные)	1:100000—1:200000 (среднемасштабные)	1:100000—1:200000 1:500000 (основа для детального сейсмического районирования)	Детальное сейсмическое районирование, 1:1000000—200 000
1:25000—1:50 000 (крупномасштабные)	1:10 000—1:25 000 (крупномасштабные)	1:10000—1:25 000 (основа под сейсмическое (1) микрорайонирование крупных городских территорий)	Сейсмическое микрорайонирование крупных а) городских территорий 1:25000—1:10000
1:10000—и крупнее (детальные)	1:10000 и крупнее (Детальные)	1:5000 и крупнее (Основа под сейсмическое микрорайонирование городских территорий, райцентров, поселков, промзоны и гидросооружений)	б) крупных промзон и гидротехнических сооружений 1:5000 и крупнее

Мы приводим сопоставление таксономического деления некоторых карт геологического профиля (табл. 17) и содержание предлагаемой инженерно-сейсмологической карты (табл. 18).

В разработке принципа инженерно-сейсмологического районирования на примере геодинамических полигонов использованы материалы тектонического районирования докембрийских структур Г. Ю. Алферова, В. А. Аранова и др., 1972; мезо-кайнозойские структуры А. Г. Бабаева, 1972. М. С. Сайдалиевой и др., 1974; сейсмогенные зоны Р. Н. Ибрагимова, 1976; карта сейсмического районирования Е. М. Бутовской, С. С. Сейдузовой, Х. А. Атабаева, 1964 г., А. И. Захаровой, И. Б. Яковлевой, В. И. Уломова, 1972 и др.; принцип геоморфологического районирования Г. Ф. Тетюхина, 1972; классификация грунтов Е. М. Сергеева и др.

Содержание карт

Категория масштаба	Инженерно-геологическая	Инженерно-сейсмогеологическая
Обзорные и мелкомасштабные	На карте должны быть отражены: распространение и возраст формаций и комплексов горных пород, их состав и генезис; принадлежность комплексов к различным инженерно-геологическим группам или классам по внутренней связи; глубина залегания, напорность и агрессивность подземных вод; площади развития современных геологических процессов. На карты наносятся геолого-генетические комплексы пород, объединенные в инженерно-геологические группы, отличающиеся по характеру связи между частицами входящих в них пород, а следовательно, по их свойствам: прочности, деформируемости, водонепроницаемости и др.	На инженерно-сейсмогеологические карты этого масштаба необходимо нанести геолого-генетические комплексы пород, объединенные в инженерно-геологические группы или классы, отличающиеся по характеру связи между частицами входящих в них пород, в частности: прочности, деформируемости, водонепроницаемости и плотности, а также глубина залегания подземных вод и обводненность пород. Элементы сейсмического районирования, анализ сеймотектонического положения, анализ сейсмичности и сейсмического режима, сейсмической активности, опасности, повторяемости. Сравнительная характеристика тектоники с сейсмичностью, сейсмогенные структуры и сейсмические очаги, магнитуда или энергетические классы землетрясений.
Среднемасштабные	На инженерно-геологических картах среднего масштаба для равнинных и предгорных территорий рекомендуется показывать верхние и подстилающие геолого-генетические комплексы. Также требуется более детальное расчленение пород, т. е. расчленение на геолого-генетические типы (свиты, пакеты, слои), а также и более детальное отражение других показателей. При составлении карт этого масштаба используются результаты определений количественных классификационных показателей физико-механических свойств пород, детализация гидрогеологических условий и геологических опытных исследований. Анализ сейсмичности и сейсмического режима (сейсмической активности, опасности, повторяемости) и инженерно-геологической характеристики, состав и строение пород; мощность и условия залегания, плотность и пористость; влажность и уровень грунтовых вод.	На инженерно-сейсмогеологических картах этого масштаба следует показывать также верхние и подстилающие геолого-генетические комплексы, более детальное расчленение геолого-генетических комплексов на литолого-пегмографические типы, а также (и более) детальное отражение и очертывание других показателей, влияющих на интенсивность сейсмического эффекта. При составлении карт используются результаты инженерно-геологических и сейсморазведочных исследований, а также классификационные показатели физико-механических и сейсмических свойств пород, детализация глубин залегания подземных вод и опытных, а также инструментальных исследований. Элементы сейсморайонирования, сейсмогенные структуры, очаговые зоны и эпицентры землетрясений. Данные о изосейстах характерных землетрясений ($K \geq 12$).
Крупномасштабные	На инженерно-геологических картах крупного масштаба должны быть отражены: распространение, генезис, возраст, состав, характер залегания и мощность двух или трех геолого-генетических комплексов (с характеристикой петрографических разновидностей горных пород), залегающих один на другом на глубине не менее 15—20 м. Также наносятся глубина залегания первого от поверхности земли водоносного комплекса, агрессивность и коррозионные свойства пород. Генезис и возраст различных форм рельефа, строения поверхности и усту-	На инженерно-сейсмогеологических картах этого масштаба нами рекомендуется показать следующее: распространение, генезис, возраст, состав, характер залегания, слоистость и мощность двух или трех геолого-генетических комплексов (с характеристикой петрографических типов для зоны малых скоростей (до глубины не менее 20—30 м). Глубина залегания грунтовых вод и верхняя граница очертываются в определенных пределах (0—4 м, 4—10 м и т. д.). Эти уровни выбираются с учетом значения, которое имеет влияние на сейсмическую

Категория масштаба	Инженерно-геологическая	Инженерно-сейсмогеологическая
Крупномасштабные	пов надпойменных террас и водораздельных пространств. К картам прилагаются таблицы, обобщенные графики, разрезы и колонки, содержащие результаты определения инженерно-геологических и сейсмических свойств пород. В таблицах и на графиках приводятся состав и физико-механические свойства горных пород по результатам визуальных, опытно-полевых и лабораторных определений.	интенсивность. При этом необходимо учесть обводненность и увлажненность пород, а также амплитуды периодического колебания уровня грунтовых вод. На карте следует оконтуривать площади развития геологических и инженерно-геологических процессов и явлений, а также техногенные (антропогенные) отложения. Инструментальные исследования необходимо проводить по профилям в зависимости от сложности инженерно-геологических условий территории. В некоторых случаях необходимо составить и дополнительные карты: карту глубины залегания уровня грунтовых вод; мощности рыхлых отложений; геоморфологическая и специальные карты: влажности, плотности, пористости и скорости сейсмических волн, прогноза просадочности. Карты, составленные в таком аспекте, являются основой для карты сейсмического микрорайонирования территории крупных городов и районных центров. Элементы карты сейсмического микрорайонирования по существующей инструкции. Данные о сейсмичности района: активности, опасности, повторяемости; сейсмогенные структуры и пространственное распределение очагов землетрясений.
Детальные	На инженерно-геологических картах приводятся данные о рельефе горных пород, подземных водах и современных геологических процессах. На карте дается обобщенное изображение природных факторов, наиболее важных для всех видов строительства. Следует указать распространение, состав и расчетные показатели инженерно-геологических свойств пород, распространение и глубину залегания подземных вод первого от поверхности водоносного горизонта, характер современных геологических и инженерно-геологических процессов, имеющих инженерно-геологические значения (отображение, распространение различных типов и степени активности их проявлений). В некоторых случаях составляются вспомогательные карты: 1) карты срезом на определенных глубинах; 2) карта мощностей пород и антропогенных отложений и др.	На инженерно-сейсмогеологических картах приводятся данные о генезисе и возрасте рельефа и современных геологических процессах в подземных водах. На карте следует показать распространение, генезис, возраст, состав и расчетные показатели инженерно-геологических свойств пород, обуславливающие изменение сейсмической интенсивности. Глубину залегания подземных вод первого от поверхности водоносного горизонта и амплитуду периодического колебания уровня грунтовых вод. Необходимо оконтуривать площади развития современных геологических и инженерно-геологических процессов, зоны тектонических структур и нарушений. В некоторых случаях необходимо составлять вспомогательные карты: 1) карту мощностей рыхлых отложений, 2) карту глубины залегания уровня грунтовых вод, 3) карту прогноза просадочности лессовых пород, карту плотности, влажности, пористости, последние три желательно с применением ЭВМ; 4) структурную карту и карту трещиноватости пород. Элементы карты сейсмического микрорайонирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексных геолого-геофизических, инженерно-геологических, сейсмометрических, сейсмологических исследований путем глубокого анализа закономерностей, зависимостей и разницы между параметрами в сейсмоактивных районах Узбекистана в пределах Ферганского, Приташкентского и Центрально-Кызылкумского геодинамических полигонов можно сделать следующие выводы.

1. Для решения инженерно-сейсмологических задач необходимо использовать комплексные методы, т. е. инженерно-геологические, сейсмологические, сейсмометрические, геофизические, физические, математические с применением ЭВМ.

2. Инженерно-сейсмогеологические основы СР, ДСР, СМР должны отличаться масштабностью, выдержкой кондиции и своими принципами.

Получен ряд закономерностей и зависимостей между сейсмогеологическими и инженерно-геологическими параметрами:

а) максимальные сотрясения от землетрясений следует ожидать на участках с большой мощностью лессовых отложений, влияние мощности лессовых пород на изменение сейсмического эффекта землетрясений сказывается при мощности 5 м.

3. Обводнение рыхлых галечниковых отложений может повышать интенсивность сотрясений до I балла и более.

4. При изучении влияния слоистости на смещение части грунта выявлено, что с увеличением числа слоев значительно усложняется спектральная кривая.

5. Крутизна склонов в лессовых породах до 10° и в гравийно-галечниковых до 15° уклона поверхности дает приращение сейсмической интенсивности в I балл и более. Поэтому при градации уклона поверхности надо брать 10° , 15° и выше.

6. Исследование разломов и их влияния на происхождение сейсмических волн показало, что разломы не всегда гасят энергию волн, нередко превосходит наоборот. Не всегда сейсмический эффект меняется за счет разрыва, осадочные толщи зоны дробления существенно отличаются друг от друга, поэтому он проявляется по-разному. В связи с этим при ДСР и СМР необходимо детально изучать зоны разломов не только как сейсмогенерирующую структуру, но и как зону затухания или усиления сейсмических волн.

7. Теоретические решения и их анализ показали, что максимальные смещения обводненной среды почти в два раза больше смещений однокомпонентной, причем максимальные величины смещений распределяются в диапазоне собственных колебаний большинства зданий, подтверждая инструментальные натуральные исследования изменений смещения, которые прямо пропорциональны мощности рыхлых отложений, т. е. с увеличением мощности растет величина смещения. Подобное изменение рассчитывалось для 30-метровой толщи грунтов.

8. Составлены карты инженерно-геологических основ ДСР и СМР, которые делятся на два этапа: первый — изучаемый период и перспектива, второй — учет изменения инженерно-геологических и гидрогеологических и техногенных параметров, которые будут меняться при освоении и эксплуатации территорий и площадок.

9. Записи промышленных взрывов и высокочастотных микросейсм

могут быть использованы при проведении СМР в комплексе с другими методами.

10. Необходимо включить исследование современных движений (радиометрия, эманометрия, повторное нивелирование и т. д.), в комплекс по подготовке инженерно-геологической основы, так как наибольшие величины градиентов отвечают активным тектоническим разрывам-разломам.

11. Макросейсмические обследования сильных землетрясений необходимо производить шире и позднее использовать результаты при интерпретации как в СР, ДСР, так и в СМР.

Описанная инженерно-сейсмогеологическая основа СМР, принципы и методы исследования при сейсмическом микрорайонировании с той или иной степенью детальности используются в настоящее время в нашей стране повсеместно. Она хорошо зарекомендовала себя. Уже построены карты сейсмического микрорайонирования территорий городов и важнейших народнохозяйственных объектов, получена экономия в десятки миллионов рублей. Однако ученые ищут пути дальнейшего улучшения методики сейсмического микрорайонирования. В частности, как уже отмечалось, все количественные оценки сейсмических свойств грунтов получают при использовании записей слабых землетрясений, в то время как до конца не ясно, в какой степени данные, полученные по записям слабых землетрясений, могут быть экстраполированы в область сильных колебаний. Поэтому одна из актуальных задач инженерной сейсмологии — получение количественных характеристик грунтов при сильных землетрясениях. Но сильные землетрясения — явление довольно редкое, поэтому и в настоящее время большое внимание уделяется разработке методов экстраполяции некоторых особенностей колебаний грунтов при землетрясениях различной интенсивности.

В настоящее время существует довольно много различных подходов к данной проблеме. Рассмотрим некоторые общие моменты, характерные для многих из них. Оговоримся сразу, что эти исследования являются новыми и находятся на стадии научного поиска.

Для оценки параметров потенциально возможного сильного землетрясения желательно иметь спектр колебаний. Спектр колебаний поверхности грунта зависит от параметров очага землетрясения (энергия, глубина), строения среды между очагом и пунктом регистрации, ориентации станции относительно очага, гипоцентрального расстояния и грунтово-геологических условий.

При определении влияния на спектр колебания энергии землетрясения необходимо исключить влияние других факторов. Можно, например, рассматривать колебание из одной гипоцентральной зоны. Записи из одной гипоцентральной зоны разбиваются по интервалам энергий и рассматриваются некоторые параметры колебаний: уровни спектров, их ширина, крутизна ветвей и др.

Нужно отметить, что такой подход оправдан до энергий порядка 10^{14-15} джоулей, что соответствует интенсивности порядка 8 баллов. При сильных землетрясениях нужно учитывать нелинейные процессы в грунтах, осадки, трещины и т. п. Учет таких явлений также представляет на современном этапе значительные трудности. Однако и в этом направлении ведутся исследования. Разрабатываются теоретические математические методы расчета влияния различных сред на сейсмический сигнал с учетом нелинейных процессов, протекающих в среде при прохождении сигнала.

С другой стороны, сейсмическое микрорайонирование развива-

лось до настоящего времени как некоторое последующее приближение или уточнение исходных данных сейсмического районирования территории СССР, выраженных в баллах. Но на современном этапе величина балла уже не может удовлетворить все запросы проектировщиков и инженеров-строителей. В практике проектирования сооружений нужно иметь данные не только о величинах смещений (скорости, ускорение), но и оценку резонансных свойств грунтов, причем с учетом вероятности возникновения того или иного процесса. Такую информацию могли бы содержать в себе «типовые», «средние» или «характерные» сейсмограммы (акселерограммы, велосигграммы) потенциально возможных землетрясений различной интенсивности для данного грунта. Следовательно, микрорайонирование уже будет давать не относительную оценку некоторого «среднего грунта», а абсолютные значения параметров колебания и количественные оценки сейсмической опасности. В этом смысле в будущем исчезнет грань между сейсмическим микрорайонированием и сейсмическим районированием.

В заключении хочется обратить внимание еще на один аспект микрорайонирования. Сейсмическая школа Узбекистана начала формироваться в условиях тесной связи физических и геологических методов исследования, так как в Узбекистане существует своя геологическая школа, имеющая глубокие традиции. Может быть поэтому в работе большое внимание уделяется развитию геологических методов и основе сейсмического районирования и микрорайонирования. Так или иначе землетрясение — явление геологическое и поэтому нельзя целиком переходить на чисто физические методы исследования. Решение задач прогноза землетрясений требует гармонического сочетания методов, традиционных в геологии, тектонике, инженерной геологии и физических методов, дающих численные характеристики интересующих нас величин.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Магматизм и оруденение Средней Азии. Ташкент, 1960.
- Аделунг А. С. К альпийской тектонике левобережного бассейна Среднего Чаткала и Ангренского плато. Материалы по геологии Средней Азии, вып. 3, Ташкент, 1935.
- Алешин А. С., Кожевников А. Р., Васильев В. А. Исследование взрывов для изучения сейсмического эффекта в лессовых грунтах с различной глубиной уровня грунтовых вод. Инженерные изыскания в строительстве, вып. 8 (49), М., 1976.
- Алферов Г. Ю., Арапов В. А. Геология СССР, XXIII, М., 1972.
- Альбов С. В. Затухание сейсмической энергии в зонах субширотных глубинных разломов в Крыму. В кн. «Геофизический сборник», вып. 58, Киев, 1974.
- Ананьин И. В., Кулиев Ф. Т. Касумкентское землетрясение 20 апреля 1966 г. В кн. «Землетрясения в СССР в 1966 г.», М., 1970.
- Ананьин И. В. Сейсмичность и закономерность проявления сильных землетрясений на Кавказе. Автореф. канд. дисс., М., 1970.
- Антоценко Э. М. Методика и результаты комплексного микрорайонирования в Казахстане и их применение при застройке. Материалы совещания. Алма-Ата, 1967.
- Ареланбеков Ш. У. Современные вертикальные движения на территории Кызылкумов и их отражение в рельефе. Автореф. канд. дисс., 1971.
- Атабаев Х. А. Специфические годографы для Ферганской долины по данным землетрясений. Тр. Института математики АН УзССР, № 25, Ташкент, 1962.
- Атабаев Х. А. [и др.]. Узбекистан. В кн. Сейсмическое районирование СССР, М., 1968.
- Ахмеджанов М. А. и др. Основные черты строения и развития Южного и Сред-

- ного Тянь-Шаня. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, 1974.
- Бабаев А. Г. Тектоника. Геология СССР, том XXIII, М., 1972.
- Бабаев А. Г. Гео-тектоническая история Западного Узбекистана и региональные закономерности размещения скоплений нефти и газа. Л., 1972.
- Бабаев А. Г., Дебизин В. В. К познанию тектоники Западного Узбекистана в связи с его нефтегазоносностью. «Узб. геол. журн.», 1959, № 3.
- Бабаев Т. О., Пирузян С. А. Сейсмическое микрорайонирование территории г. Ленинакана. В кн. Сейсмическое микрорайонирование, Алма-Ата, 1976.
- Белюсов В. В. Основные вопросы геотектоники. В кн. «Сейсмоструктура Ферганской впадины», М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Бетгер Е. «Известия Туркестанского отдела Русского географического общества», Ташкент, т. XVII, 1924.
- Богданович К. А., Карк Н. М., Корольков Б. Я., Мушкетов Д. И. Землетрясение в северных ценох Тянь-Шаня 22. XII. 1910 г. Труды геол. ком. новая серия, вып. 89, 1914.
- Бондарик Г. К. Основы теории изменчивости инженерно-геологических свойств горных пород. М., 1971.
- Ботвинкин Н. Н. Руководство по сейсмостойкости сооружений. Москва—Ташкент, САОПБЗ, 1933.
- Бронников М. М. Каратагское землетрясение, Ташкент, Изд. геол. Ком. т. XVII, № 147, 1908.
- Бронников М. М. [и др.] Анджауское землетрясение 16. 3 XII, 1902 г. Изд-во Геол. Ком., нов. сер., вып. 54, 1910.
- Бугаев Е. Г. Исследование характера колебаний бортов каньона при близких землетрясениях. ВИС, вып. 15, 1973.
- Бунз В. Н. Использование меры рассеяния повторяемости землетрясений для оценки характера сейсмического режима. Доклады АН Тадж. ССР, 1959, № 3.
- Бутовская Е. М. Землетрясение 2 ноября 1946 г. Научная сессия АН УзССР, 9—14 июня 1946 г. Изд. АН УзССР, 1948.
- Бутовская Е. М. [и др.] Сейсмичность Узбекистана. Ташкент, 1961.
- Бутовская Е. М. [и др.] Специфические годографы для некоторых районов Узбекистана, 1962. В кн. «Сейсмическое микрорайонирование г. Чирчика и некоторые вопросы методики», Ташкент, 1977.
- Бутовская Е. М. [и др.] Сейсмичность Узбекистана, вып. I, II, Ташкент, 1964.
- Бутовская Е. М. [и др.] Сейсмичность Восточной Ферганы, Ташкент, 1966.
- Бутовская Е. М., Атабаев Х. А., Флеиола М. Г. Строение земной коры территории Восточного Узбекистана и сопредельных районов по сейсмологическим данным. В кн. «Глубинное строение земной коры территории Узбекистана», Ташкент, 1971.
- Бутовская Е. М. Сейсмичность Узбекистана. Приташкентский и Южный сейсмические районы. Центральная часть Чаткальского хребта, вып. 2, Ташкент, 1964.
- Валиев Т. С., Эргешов Т. Э. Сейсмологическая характеристика мезо-кайнозойских и палеозойских образований Приташкентского района. В сб. «Сейсмология и сейсмогеология Узбекистана. Ташкент, 1971.
- Василецко Е. М. Построение карт резонансных колебаний грунта и сооружений путем использования спектров грунтовых взрывов. В кн. Сейсмичность, сейсмическая опасность Крыма и сейсмостойкость строительства. Киев, 1972.
- Васильковский Н. П. Тектоническое развитие Ферганской депрессии в кайнозое. Тр. II Среднеазиатской конференции геологов-нефтяников. Ташкент, в кн. «Геология СССР», том XXIII, Москва, 1972.
- Васильковский Н. П. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня, Ташкент, 1952.
- Васильковский Н. П., Ренников М. П. Тектоника и сейсмичность северо-восточной части Ташкентского района. Ташкент, 1940.
- Вахтанова А. Н. О корреляционной зависимости между инженерно-геологическими и сейсмическими характеристиками горных пород. В сб. Сейсмическое микрорайонирование, вып. I, Душанбе, 1973.
- Вахтанова А. Н. О новой карте (1972) сейсмического микрорайонирования территории г. Ашхабада. сер. физ.-мат., хим. и геол. наук, 1974, № 1.
- Вахтанова А. Н. Об особенностях инженерно-геологических исследований для целей сейсмического микрорайонирования (на примере Туркменской ССР). В кн. «Сейсмическое микрорайонирование (материалы совещания по сейсмическому районированию, проведенного 14—17 декабря 1971 г. в г. Иркутске), Иркутск, 1977.
- Вахтанова А. Н. Методические указания к производству инженерно-геологических исследований для сейсмического микрорайонирования. Материалы совещания

- по инженерно-геологической основе сейсмического микрорайонирования. Ташкент, 1977.
- Вебер В. Н. Шемахинское землетрясение 31 января 1902 г. Труды геол. Ком., нов. сер., вып. 9, 1902.
- Вебер В. Н. Краткий предварительный отчет о поездке в Фергану в 1902 г. Изв. Геол. Ком. т. 22. Спб.
- Введенская Н. А. К вопросу об использовании инструментальных данных о сильных землетрясениях Средней Азии при сейсмомикрорайонировании. В сб. «Вопросы инженерной сейсмологии», 1961, № 5.
- Варонов Ф. И., Дмитриев В. А. Просадочные явления в лессах Приташкентского района. Ташкент, 1943.
- Вялов О. С. О нефтеносности Ферганы. ДАН СССР, 1972, т. 56, № 1.
- Гайский В. Н. Статистические исследования сейсмического режима. Труды Института геологии и геофизики, вып. 88, М., 1970.
- Гарьковец В. Г. Допалеозойское оруденение в Узбекистане. «Советская геология», 1969, № 12.
- Гарьковец В. Г. Тектоническая карта УзССР. Ташкент, 1971.
- Гзовский М. В. Новейшая тектоника и геофизика Тянь-Шаня. В кн. Неотектоника СССР, Рига, Изд. АН Латв. ССР, 1961.
- Голодковская Г. А. Принципы и схема мелкомасштабного инженерно-геологического районирования юга Красноярского края. — «Мат-лы по инж. геол. Сибири и Дальнего Востока». Иркутск—Москва, 1964.
- Голодковская Г. А. Региональное инженерно-геологическое изучение территории на основе геолого-структурного анализа (на примере отдельных регионов Восточной Сибири). Автореф. докт. дис. М., 1968.
- Голодковская Г. А., Минервин А. В. Роль тектоники и геоморфологии при инженерно-геологическом районировании (на примере юга Красноярского края). Москва, 1963.
- Горбунова И. В. Построение карт активности с постоянной точностью. Труды ИФЗ АН СССР, № 32 (199), 1964.
- Горшков Г. П. Землетрясения на территории СССР. Географиз, 1949.
- Горшков Г. П., Шенкарева Г. А. Удельная сейсмическая энергия и сейсмическое районирование. Труды X Генеральной Ассамблеи ЕСК, М.—Л., 1970.
- Горшков Г. П. О сейсмическом районировании Средней Азии. Труды Сейсмол. Института АН СССР, № 79 (6), 1938.
- Грин В. П. [и др.] О сеймотектонике Юго-Восточной Ферганы. В кн. «Материалы по новейшему этапу геологического развития Тянь-Шаня», Фрунзе, 1971.
- Губин И. Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М., Изд. АН СССР, 1960.
- Губин И. Е. Сеймотектонический метод сейсмического районирования. Труды Геофиз. Института АН СССР, № 13 (140), 1950.
- Давлатов Ш. Д. Тектоника нефтегазовых районов Западного Узбекистана. Автореф. Докт. дисс. Ташкент, 1967.
- Джамалов Р. Г. [и др.] Поперечные структуры Восточной Ферганы. В кн. Новые данные по сейсмологии и сейсмогеологии Узбекистана. Ташкент, 1974.
- Джанузакوف К., Ильясов Б. Сарыкзымское землетрясение (Прижевальское) 5 июня 1970 г. Землетрясение в СССР, М., 1973.
- Джурик В. И. Влияние некоторых параметров мерзлых грунтов на их сейсмические свойства. В кн. «Сейсмическое микрорайонирование (материалы совещания по сейсмическому районированию проведенного 14—17 декабря 1971 г. в г. Иркутске)». Иркутск, 1977.
- Дикенштейн Г. Х. [и др.] Тектоника и нефтегазовость западных районов Средней Азии, М., Гостехиздат, том. XXIII, М., 1972.
- Дикенштейн Г. Х., Заторуйко В. А., Свиницын Ф. Е. Перспективы нефтегазовости Кызылкумов. «Советская геология», 1964, № 5.
- Дуйшеналиев Ш. Учет влияния рельефа местности при проектировании высотных гидротехнических сооружений. Изв. АН КиргССР. Сер. ест. и техн. наук, 1971, № 1.
- Ершов И. А. [и др.] Сопоставление инструментальных данных о скоростях распространения волн в грунте, амплитудах и периодах для сейсмического микрорайонирования. Труды ИФЗ, 1965, № 36 (203).
- Ершов И. А. [и др.] Сейсмическое микрорайонирование Петропавловска-Камчатского. В сб. «Вопросы инженерной сейсмологии», вып. 10, М., 1965.
- Ершов И. А. Об использовании короткопериодных микросейсм в сейсмическом микрорайонировании. В сб. Сейсмические исследования для строительства. М., 1971.
- Жуковский Л. Г., Пальн В. Д. Основные черты тектоники и перспектива нефте-

- газопроисхождении Бухаро-Хивинской депрессии. «Геология нефти», 1957, № 7.
- Замарин В. И., Решеткин М. М. Просадка и водопроницаемость лесса. Труды САНИИРИ, вып. 5, Ташкент, 1932.
- Захарова А. И. Некоторые особенности проявления сейсмичности в Приташкентском сейсмическом районе. Автореферат канд. дисс., Ташкент, 1964.
- Захарова А. И. Некоторые результаты изучения механизма очагов землетрясений Приташкентского района. В сб. «Геология, стратиграфия и сейсмология Узбекистана», Ташкент, 1966.
- Захарова А. И. Специфические географы для Приташкентского района в центральной части Чаткальского хребта по данным землетрясений. Труды Института математики АН УзССР, вып. 25, Ташкент, 1962.
- Захарова А. И., Матасова Л. М. Механизмы очагов землетрясений Приташкентского района и сейсмический режим. Тезисы докладов III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Изд. ИГиГ СО АН СССР, Новосибирск, 1968.
- Захарова А. И., Матасова Л. М. О динамических параметрах очагов землетрясений. Сейсмичность Западного Узбекистана. Ташкент, 1972.
- Захарова А. И., Сейдулова С. С. Сейсмическая активность и сотрясаемость Восточного Узбекистана. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 7.
- Захарова А. И., Сейдулова С. С. Карта K_{max} для территории Восточного Узбекистана. Труды ТУССС, Душанбе, 1969.
- Захарова А. И., Сейдулова С. С. Карта сотрясаемости для интенсивности, заданной в баллах. В сб. «Изучение сейсмической опасности». Ташкент, 1971.
- Захарова А. И., Яковлева Н. Б. Исследование сейсмичности с помощью количественных методов. Сейсмичность Западного Узбекистана. Ташкент, 1972.
- Захарова А. И. Расчет параметров сейсмического режима на ЭВМ. Ташкент, 1972.
- Захарова А. И. Карта сейсмической активности с произвольной зоной осреднения. Бюлл. Совета по сейсмологии, 1963, № 17.
- Зубкова О. Е., Крымов М. М. Рельеф, климат, реки и озера, почвы и растительность. В кн. «Гидрогеология СССР», т. XXXIX Узбекская ССР, М., 1971.
- Ибрагимов Р. Н., Якубов Д. Х., Ахмеджанов М. А. Сейсмоструктурные особенности и развитие новейших структур Центральных Кызылкумов. Ташкент, 1973.
- Ирригация Узбекистана. Ташкент, 1975.
- Ибрагимов Р. Н. Сейсмоструктурная Ферганской впадины. Ташкент, 1970.
- Ибрагимов Р. Н. Альпийская тектоника Ташкентско-Голодностепской олигоцен-антропогеновой впадины. Анхабад, 1961.
- Ибрагимов Р. Н. Сейсмогенные зоны Восточного Узбекистана и сейсмическое районирование. В кн. «Сейсмоструктурная некоторых районов юга СССР», М., 1976.
- Котлов Ф. В. [и др.]. Город и геологические процессы. М., 1967.
- Крылов А. И. Лекции о приближенных вычислениях. Изд. 4-е, М.—Л., 1950.
- Кригер Н. И. Лесс, его свойства и связь с географической средой. Москва, 1965.
- Кригер Н. И., Кожеников А. Д. Рекомендации по изучению сейсмических свойств лессовых грунтов при изысканиях для целей сейсмического районирования. М., 1976.
- Коньков А. А. Кулябское землетрясение 21 мая 1969 г. В кн. Землетрясения в СССР в 1969 г. М., 1973.
- Костенко Н. И. Лессовидные породы горных стран юга Средней Азии. В сб. «Новейший этап геологич. развития территории Таджикистана». Душанбе, 1962.
- Костенко Н. И. Геолого-геоморфологический метод изучения новейших и современных деформаций земной коры. В сб. «Современные движения земной коры». М., 1963.
- Костенко Н. И., Тетюхин Г. Ф., Федоров П. В. Рабочая стратиграфическая схема четвертичных (антропогеновых) отложений Средней Азии и Южного Казахстана. Бюлл. Комиссии по изучению четверт. период., № 27, 1962.
- Корешков Н. А. Некоторые результаты повторного инвентаризирования после землетрясения. Геодезия и картография, 1971, № 12.
- Коньков А. Т. Сильные и ощутимые землетрясения Ферганской долины. В кн. «Сейсмичность Узбекистана», вып. 1, изд. АН УзССР, 1961.
- Кондорская Н. В., Шебакин Н. В. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР, М., 1977.
- Кадиров Э. В. Просадочность лессовых пород долины реки Ахангаран. Ташкент, 1976.
- Касымов С. М. Лессовые породы Самаркандской впадины. Ташкент, 1970.
- Касымов С. М., Исламов А. И., Тураходжаев А. У. Инженерно-геологические условия Западного Узбекистана. Ташкент, 1971.

- Касымов С. М. [и др.]. Информационное сообщение № 61, Ташкент, 1972.
- Касымов С. М. [и др.]. Сейсмическое микрорайонирование площадей гидротехнических сооружений. Ташкент, 1974.
- Касымов С. М. [и др.]. Сейсмическое микрорайонирование г. Чирчика и некоторые вопросы методики. Ташкент, 1977.
- Касымов С. М. [и др.]. Информационное сообщение № 183. Ташкент, 1977.
- Касымов С. М. (ред.). Районирование сейсмической опасности и поиски предвестников землетрясений. Т., 1978.
- Кац А. З. Некоторые вопросы методики сейсмического микрорайонирования. «Вопросы инженерной сейсмологии», вып. 2, Труды ИФЗ 1959, № 5 (172).
- Котай Н. А. Об определении нормальной мощности аллювия дельты реки Амударья. Изв. Узб. фил. геогр. об-ва СССР, т. IV, Ташкент, 1960.
- Киняпина Т. А. Чимкентское землетрясение 1966 г. В кн. «Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана». Душанбе, 1970.
- Кожеников А. Д. Изменение сейсмических свойств лессовых грунтов при обводнении территории для целей сейсмического микрорайонирования. Автореф. канд. дисс. М., 1977.
- Комаров Н. С. Накопление и обработка информации при инженерно-геологических исследованиях. М., 1972.
- Кац А. З. Сейсмическое микрорайонирование в условиях неоднородных грунтов. В кн. «Вопросы инженерной сейсмологии», вып. 15, М., 1973.
- Карнов Н. М. Просадочные явления на пазинных землях Голодной степи, Ташкент, 1964.
- Каржаук Т. Х., Уломов В. И. Проявление современной тектоники и сейсмичность Кызылкумов. «Узб. геол. журн.», 1966, № 3.
- Ларионов А. К. Оценка величины просадочности лессовой толщи. Труды лаборатории гидрогеол. проблем, т. 4, М., 1958.
- Леонид Г. Б. Землетрясения в Туркменском крае 5 сентября 1897 г. Изд. Туркменского отделения РГО, т. 1, вып. 1, Сиб., 1898.
- Леонид Г. Б. К землетрясению 5 сентября 1897 г. Материалы для изучения землетрясений России, вып. 2, СПб., 1899.
- Леонов Н. Н. Чаткальское землетрясение. В сб. «Вопросы инженерной сейсмологии», вып. 13, М., 1970.
- Леонов Н. Н. Макросейсмические наблюдения в эпицентральной зоне Джурмекского землетрясения 14 марта 1965 г. В кн. «Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана», вып. 1, Душанбе, 1970.
- Ляхов Ю. В., Владимирский В. С. Основные черты стратиграфии палеозоя Центральных Кызылкумов. Труды ВСЕГЕО, нов. сер., т. 46, вып. 2, Л., 1961.
- Ломтадзе В. Д. Методика составления инженерно-геологических карт и задачи инженерно-геологического районирования. В кн. «Вопросы инженерно-геологии, картирования и районирования». Л., 1968.
- Ломтадзе В. Д. Инженерная геология. Инженерная петрология. Л., 1970.
- Лук А. А. Неизменность графика повторяемости землетрясений на примере Таджикистана и северных провинций Афганистана. Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. М., 1969.
- Лямзина Г. А. Опыт сейсмического микрорайонирования. Автореф. канд. дисс., 1962.
- Лямзина Г. А. Влияние плотности на колебания борта ущелья. ВИС, вып. 15, 1973.
- Лямзина Г. А., Иванова Т. Г. Зависимость интенсивности горизонтальных колебаний от крутизны склонов. ВИС, вып. 15, 1973.
- Мавзолей «Ишрат-хона». Монографический сборник. УзГНХП. Т., 1958.
- Мавлянов Г. А. О влиянии грунтовых вод на просадочность лессовых пород. ДАН УзССР, 1954, № 4.
- Мавлянов Г. А. Генетические типы лесса и лессовидных пород Центральной и Южной частей Средней Азии. Ташкент, 1958.
- Мавлянов Г. А., Тетюхин Г. Ф. Современные тектонические движения в Кызылкумах. «Узб. геол. ж.», 1966, № 2.
- Мавлянов Г. А., Пулатов К. П. Методы изучения просадочности лессовых пород. Ташкент, 1975.
- Мавлянов Г. А., Худайберганов А. М., Шерматов М. Ш. Инженерно-геологические условия г. Чирчика. Ташкент, 1972.
- Мавлянов Г. А., Касымов С. М., Садыков Я. К. инженерно-геологическим условиям застройки пос. Газли. «Строительство и архитектура Узбекистана», 1977, № 4.
- Мавлянов Г. А. [и др.]. Современные тектонические движения в Центральных Кызылкумах. В кн. «Проблемы современных движений земной коры», М., 1969.

- Мавлянов Г. А. [и др.]. Некоторые вопросы методики и итоги изучения современных движений земной коры на Ташкентском геодинамическом полигоне. В сб. «Современные движения земной коры», № 5, Тарту, 1973.
- Максимов А. Б. Метод сейсмических жесткостей. В сб. Сейсмическое микрорайонирование, вып. 1, Душанбе, 1973.
- Мияйткулов М. М. Гидрогеологическое и инженерно-геологические условия Узбекистана, т. 1, изд. «Фан» АН УзССР, Т., 1963.
- Мяслов Н. Н. Условия устойчивости водонасыщенных песков. М., 1959.
- Медведев С. В. Оценка сейсмической балльности в зависимости от грунтовых условий. Труды геоф. ин-та АН СССР, № 14, (141), 1952.
- Медведев С. В. Инженерная сейсмология, М., 1962.
- Медьковичский И. М. Глубинное геологическое строение советской части Тянь-Шаня по геофизическим данным. В кн. «Геологические результаты прикладной геофизики», М., 1965.
- Мещеряков Ю. А. Изучение современных движений земной коры и проблемы прогноза землетрясений. В кн. «Современные движения земной коры», вып. 3, М., 1968.
- Мирзиев В. М. [и др.]. Сейсмическое микрорайонирование Ташкента. Ташкент, 1969.
- Мирзибаев Х. М., Исмаилов М. М. Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе, 1975.
- Мицкевич А. Эпицентральная зона землетрясений Самаркандского района. Изд. Комитета по науке УзССР, Ташкент.
- Мушкетов И. В. Верненское землетрясение 1887 г. Труды Геологического Комитета, т. 10, вып. 1, 1890.
- Мушкетов И. В. Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. СПб., 154, с. с. изд., 4л. карт (Труды геол. ком., т. 10, вып. 1), 1890.
- Мушкетов Д. П. Сейсмическое районирование Средней Азии. Труды сейсмол. ин-та АН СССР, № 34, 1933б.
- Мушкетов П. В., Орлов А. Каталог землетрясений Российской империи. XXVI Изд. Географического общества, СПб., 1893.
- Назаров А. Г. Метод инженерного анализа сейсмических сил. Ереван, 1959.
- Назаров М. З. Каменистый лес некоторых районов Узбекистана и его инженерно-геологические свойства. Изд-во «Фан», Ташкент, 1968.
- Ненесов Р. Д., Вахтанова А. Н. Сейсмическое микрорайонирование г. Ашхабада. Изв. АН ТССР, сер. физ.-мат., техн. хим. и геол. наук, № 3, 1966.
- Ненесов Р. Д., Эсенов Э. М., Гарогозов Дж. Микрорайонирование территории Ашхабада. В кн. «Вопросы региональной сейсмичности Средней Азии». Фрунзе, 1964.
- Нерсесов И. Л. [и др.]. Труды координационного совещания по гидротехнике, вып. 47, Л., 1969.
- Нерсесов И. Р., Ризниченко Ю. В. Повторяемость землетрясений и карта сейсмической активности. Сборник статей, М., 1959.
- Николаев Н. П. Неотектонические структурные формы и их распространение на территории СССР. «Советская геология», 1962, № 5.
- Николаев Н. И. Некоторые итоги изучения неотектоники и задачи дальнейших исследований. В кн. Тектонические движения и новейшие структуры земной коры. М., 1967.
- Органова Н. М. Сейсмическое микрорайонирование полуострова Трудного (южное Приморье). Бюлл. Совета по сейсм. АН СССР, 1960. В кн. «Инженерная сейсмология», М., 1962.
- Орипов Г. О. Инженерно-геологические основы сейсмического микрорайонирования территории г. Душанбе. Сейсмическое микрорайонирование, вып. 1, Душанбе, 1973.
- Ориповский П. В. Опыт теоретического исследования предельного равновесия сыпучих грунтов для целей геологического микросейсморайонирования. Учен. зап. Моск. Ун-та, вып. 177, «Грунтоведение», кн. 4, 1956.
- Пейве А. В. Схема тектоники Западного Тянь-Шаня. В кн. «Геология СССР», т. 23, М., 1972.
- Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эвгерцинская платформа и Тянь-Шань. В кн. «Геология СССР», т. 23, М., 1972.
- Петрушевский Б. А. О связи сейсмических явлений Урало-Сибирской платформы и Тянь-Шаня с геологической обстановкой этих территорий. В кн. «Геология СССР», т. XXIII, М., 1972.
- Плотникова Э. М., Ситникова В. А., Гатауллина А. Г. Опыт использования промышленных взрывов для сейсмического микрорайонирования в районах

- со слабой сейсмичностью. В кн. «Сейсмическое микрорайонирование. Алма-Ата, 1976.
- Плотникова Л. М., Ситникова В. А., Гатауллина А. Г. Рекогносцировочный метод сейсмических свойств грунтов. В кн. «Сейсмическое микрорайонирование». Алма-Ата, 1976.
- Полюсов В. В., Назаров Г. Н. Особенности сейсмического микрорайонирования в условиях обводненных грунтов на примере г. Махачкалы. «Сейсмическое микрорайонирование». М., 1977.
- Полюсов В. В., Горшков Г. П., Спесивцева В. П. Каталог землетрясений на территории СССР, вып. 3. Труды сейсмологического Института АН СССР, вып. 95, 1941.
- Полюсов В. В. [и др.] Изучение лессов сейсмоакустическими методами с целью микросейсморайонирования. В сб. «Труды международного симпозиума по литологии и генезису лессовых пород». Ташкент, 1971.
- Прикляпоцкий В. А. Грунтоведение. ч. I, II, М., 1952.
- Пучков С. В. Некоторые вопросы расчета элементов сейсмических колебаний для микрорайонирования. Труды Института сейсмостойкого строительства и сейсмологии АН Тадж.ССР, 1974.
- Пучков С. В. Инструментальное сейсмическое микрорайонирование зоны Ашхабадского землетрясения 1948 г. Труды ИФЗ АН СССР, 1959, № 5.
- Пучков С. В. Значение рельефа местности при сейсмическом микрорайонировании. Труды ИФЗ АН СССР, 1965, № 3.
- Пучков С. В. О направлениях исследования по инструментальному сейсмическому микрорайонированию. Труды ИФЗ АН СССР, 1971, № 14.
- Пучков С. В. Спектры скоростей и ускорений сильных землетрясений, отнесенные к различным грунтам. Бюлл. ниж. сейсм. № 3—4. Душанбе, «Дониш», 1965, М., 1974.
- Пучков С. В., Гарагозов Д. Методика учета влияния уровня грунтовых вод на интенсивность сейсмических колебаний при землетрясениях, Ашхабад, 1971.
- Пучков С. В., Гарагозов Д. Исследование влияния холмистого рельефа местности на интенсивность сейсмических колебаний при землетрясениях. ВИС, 15, 1973.
- Пятков К. К., Пятовская Н. А. К истории тектонического развития Центральных Кызылкумов. «Узб. геол. журн.», № 2, т. 23, М., 1972.
- Пятков К. К., Пятовская Н. А., Бухарин А. Х., Быковский Ю. К. Геологическое строение Центральных Кызылкумов, Ташкент, 1967.
- Райзман А. Н. Исследование Ташкентского землетрясения 1966 г. геодезическими методами. Автореф. канд. дисс., М., 1970.
- Раутиан Т. Г. Затухание сейсмических волн и энергии землетрясений. В трудах ТНССС, Душанбе, 1960.
- Решение Всесоюзного совещания «Детальное сейсмическое районирование», Симферополь, 1977.
- Ризниченко Ю. В. Об изучении сейсмического режима. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1958, № 9.
- Ризниченко Ю. В. Методы детального изучения сейсмичности. Труды ИФЗ АН СССР, вып. 9 (176), М., 1960.
- Ризниченко Ю. В. О возможности расчета максимальных землетрясений. Тр. ИФЗ АН СССР, вып. 25, 1962.
- Ризниченко Ю. В. О связи энергии максимальных землетрясений с сейсмической активностью. ДАН СССР, 157, 1964, № 6.
- Ризниченко Ю. В. Метод суммирования землетрясений для изучения сейсмической активности. Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, № 17.
- Ризниченко Ю. В. Расчет сотрясаемости точек земной поверхности от землетрясений в окружающей области. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1966, № 5.
- Ризниченко Ю. В. Карты сейсмической сотрясаемости. ДАН СССР, 1967, № 4.
- Ризниченко Ю. В. Проблема изучения региональной сейсмичности. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1969, № 7.
- Ризниченко Ю. В. Проблема сейсмической опасности на новом рубеже. Изв. АН СССР, Физика Земли, 1970, № 4.
- Ризниченко Ю. В., Нерсесов И. А. К разработке основ количественного метода сейсмического районирования. Бюллетень Совета по сейсмологии АН СССР, 1960, № 8.
- Ризниченко Ю. В., Захарова А. Н., Сейдузова С. С. Сейсмичность и сотрясаемость Узбекистана. В кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1965 г.», Ташкент, 1971.
- Ризниченко Ю. В., Горбунова И. В. О методах построения карт сейсмической активности. В сб. «Сейсмическое районирование СССР», М., 1968.

- Ризвиченко Ю. В. [и др.]. Сейсмичность территории Узбекистана. В кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1965 г.». Ташкент, 1971.
- Розова Е. А. Расположение эпицентров и гипоцентров землетрясений Средней Азии. Труды геофизического Института АН СССР, вып. 10 (137). М., 1950.
- Рыжков О. А. Схема структурно-тектонического районирования мезо-кайнозойских отложений Узбекистана «Узб. геол. журн.», 1962, № 3.
- Рыжков О. А. Альпийские блоковые поля Узбекистана. В сб. «Активизированные зоны земной коры, новейшие тектонические движения и сейсмичность». М., 1964.
- Рыжков О. А., Давлятов Ш. Д. О тектонике антиклинальных поднятий Кызылкумов. ДАН УзССР, 1959, № 5.
- Рыжков О. А., Давлятов Ш. Д. Тектоника покровных отложений Западного Узбекистана. ДАН УзССР, 1959, № 12.
- Рыжков О. А., Давлятов Ш. Д. [и др.]. Тектоника и некоторые вопросы нефтегазоносности мезо-кайнозойских отложений Узбекистана. Ташкент, 1962.
- Рыжков О. А. [и др.]. Карты сейсмической активности Узбекистана и его горного обрамления и связь активности с тектоникой. Труды ИМ АН УзССР, вып. 27, Ташкент, 1964.
- Сергеев Е. М. [и др.]. Грунтоведение. М., 1973.
- Саваренский Е. Ф. Элементарная оценка влияния слоя на колебания земной поверхности. Изд. АН СССР, Сер. геофиз., 1959, № 10.
- Садовский М. А. Приемы определения сейсмической опасности массовых взрывов. М., 1946.
- Сайдалиева М. С., Огай В. Ф., Поцов А. Я. Разрывные нарушения и размещение залежей нефти и газа. Ташкент, 1974.
- Сайдалиева М. С., Ибрагимов Р. Н., Таджиев Т. Г. К тектоническому районированию Ферганской впадины. «Узб. геол. журн.», 1966, № 1.
- Сафарьян А. И. О методах сейсмического районирования и микрорайонирования. Труды Ин-та строит. дела АН ГрузССР, Тбилиси, т. 6, 1957.
- Сафарьян А. И. [и др.]. «Гидротехническое строительство», 1957, № 1. Сейсмичность Западного Узбекистана. Ташкент, 1972.
- Галлер В. Т., Коган Л. А. Сейсмическое районирование землетрясений малых энергий. В кн. «Сейсмическое микрорайонирование». М., 1977.
- Сергеев Е. М. Современное состояние и перспективы развития инженерной геологии в Советском Союзе. М., 1968.
- Семенов А. А. Список землетрясений в Средней Азии и в сопредельных с ней странах с древних времен до 1830 г. Труды Ин-та сейсмологии АН ТаджССР, т. ХСIV, Душанбе, 1958.
- Сергеев Е. М., Герасимова А. С. Методика составления инженерно-геологических карт и карт инженерно-геологического районирования на примере Красноярска. — «Мат-лы совещ. по проблемам инж. геол. райониров. и картир. 9—13 октября. 1962.
- Сергеев Е. М. Инженерная геология. М., 1978.
- Свицицкий Н. М. Центральная часть Чаткальского хребта. «Геология СССР», т. 1, М.—Л., 1937.
- Ситдииков Б. Б. Суммарные амплитуды новейших тектонических движений в Центральных Кызылкумах. «Узб. геол. журн.», 1968, № 6.
- Ситдииков Б. Б. Новейшая тектоника Центральных Кызылкумов. Ташкент, 1976.
- Окварцов Ю. А. Метод геоморфологического анализа и картирования. «Известия АН СССР», сер. геогр. и геофиз., 1941, № 4—5.
- Скворцов Ю. А. Элементы новейших тектонических движений Узбекистана. Тр. САГУ, нов. сер. вып. 12, геол.-геогр. науки, кн. 1, Ташкент, 1949.
- Соатов А., Артыков Т. У., Касымов М. С., Соатов Я. У. Теоретический метод сейсмического микрорайонирования. Информационное сообщение № 187, Ташкент, 1978.
- Соколова И. А. О методике построения карт сейсмической энергии. Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму, ч. II, Новосибирск, 1969.
- Соколова И. А. О способе выделения зон равной плотности сейсмической энергии. В кн. «Изучение сейсмической опасности». Ташкент, 1971.
- Соловьев С. Л. [и др.]. Землетрясения Курильских островов Охотского моря и Сахалина. М., 1960.
- Соловьев С. Л. [и др.]. Землетрясения Сахалина. М., 1967.
- Солоненко В. П. О сейсмическом районировании Монгольской народной республики. ДАН СССР, 1959, № 2.
- Солоненко В. П. О некоторых особенностях землетрясений Монголо-Байкальской сейсмической зоны. Бюлл. Совета по сейсмологии, 1960, № 10.

- Соловьев В. П. О неравномерности распределения интенсивности сотрясений на поверхности Земли при землетрясениях. «Геология и геофизика», 1960, № 3.
- Соловьев В. П. Очерки по инженерной геологии Восточной Сибири. Иркутск, 1960.
- Соловьев В. П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам. «Изв. АН СССР», 1962, № 11.
- Соловьев В. П. Сейсмодисклокации и сопутствующие явления. В кн. «Гоби-Алтайское землетрясение». М., 1963.
- Соловьев В. П. Палеосейсмогеологический метод. В кн. Живая тектоника, вулканы и землетрясения Станового нагорья. М., 1966.
- Соловьев В. П., Тресков А. А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. В кн. «Сейсмическое микрорайонирование (материалы совещания по сейсмическому районированию, проведенного 14-17 декабря 1971 г.) в г. Иркутске». Иркутск, 1977.
- Соловьев В. П. Методика (сейсмического) районирования. В кн. «Сеймотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья». М., 1968.
- Сиссинаева В. Н. Историко-статистические материалы по сейсмичности Средней Азии. Тр. СИА, № 34, М.—Л., 1939.
- Спесивцев В. Н., Горшков Г. А., Поцков В. В. Каталог землетрясений на территории СССР. Тр. СИА, № 95, вып. 3, М.—Л., 1941.
- Суворов А. И. Основные типы крупных разломов Казахстана и Средней Азии. В сб. «Глубинные разломы». М., 1964.
- Тетюхин Г. Ф. Геоморфология с элементами истории развития рельефа. В кн. «Гидрогеология СССР», т. XXXIX, Узбекская ССР. М., 1971.
- Тетюхин Г. Ф. О стратиграфии четвертичных отложений Приташкентского района. Материалы Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Т. III. Четвертичные отложения азиатской части СССР. М., 1961.
- Тетюхин Г. Ф., Исламов А. И. Стратиграфия и литология четвертичных отложений. В кн. «Гидрогеология СССР», т. XXXIX, Узбекская ССР. М., 1971.
- Токарев Н. Н. Сейсмический режим вулканов. Тр. III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. Новосибирск, 1969.
- Трофимов В. Т. Закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий Западно-Сибирской плиты. М., 1977.
- Уломов В. И. Динамика земной коры Средней Азии и методика изучения ее горизонтальных движений. Информ. сообщение АН УзССР, № 76, Ташкент, 1973.
- Уломов В. И. Газлийское землетрясение 1976 года и районирование сейсмической опасности на территории Западного Узбекистана. «Строительство и архитектура», № 8, 1976.
- Уломов В. И. Глубинное строение земной коры юго-востока Средней Азии по данным сейсмологии. В кн. «Земная кора Узбекистана». Ташкент, 1974.
- Уломов В. И. Глубинная структура земной коры сейсмоактивной территории Западного Узбекистана. В сб. «Сейсмичность Западного Узбекистана». Ташкент, 1972.
- Фленова М. Г. Карта сотрясаемости Южной Ферганы. В сб. «Изучение сейсмической опасности». Ташкент, 1971.
- Халфина Н. А. Землетрясения в Туркестанском крае в период 1865—1960 гг. (краткая справка о документальных материалах) Архивный отд. МВД УзССР, Ташкент, 1949.
- Хамрабаев Н. Х. Строение земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня (Средняя Азия). Вестник АН СССР, 1972, № 14.
- Ходжаев А. Р., Азимов П. К. О тектоническом районировании Ферганской межгорной впадины. «Узб. геол. журн.», 1965, № 4.
- Худойбергенов А. М. Инженерно-геологические процессы и явления на территории г. Ташкента. Ташкент, 1970.
- Циоххер В. О. Сейсмика в проблемах планирования городов. Труды Физ. тех. ин-та, Туркменский филиал АН СССР, Ашхабад, 1949.
- Черванский В. Сын Отечества, 1868, № 111. В кн. «Ташкентское землетрясение 26 апреля 1866 г. Ташкент, 1971.
- Чернышев Ф. М. [и др.]. Андijanское землетрясение 3—16 декабря 1902 г. Тр. Геофизического комитета. Нов. сер. вып. 54, СПб, 1910.
- Чуенко П. П. Кызылкумская эпигерцинская платформа. В кн. «Геологическое строение СССР», т. 3, М., 1958.
- Чурилов М. В., Лазарева В. П., Цыпина Н. М. Типизация территорий СССР для инженерно-геологических целей. «Труды ВСЕГПГЕО», вып. 76, М., 19.
- Шаткина С. А. Результаты инструментального определения коэффициента динамичности. Труды Ин-та сейсмостойкого строительства. АН ТаджССР, 1960.
- Шенкарев Г. А., Горшков Г. П. Карта удельной энергии землетрясений.

- В кн. «Тектонические движения и новейшее строение земной коры». М., 1967.
- Шенкарева Г. А., Горшков Г. П. Карта удельной энергии землетрясений. В кн. «Тектонические движения и новейшее строение земной коры». М., 1972.
- Шерматов М. Ш. Инженерно-геологические свойства лессовых пород Чаткальской горной области. Ташкент, 1971.
- Шмидт М. А. Геологический и гидрогеологический очерк западной части Зарафшанской котловины. Изд. Ком. Наук СССР. Ташкент, 1936.
- Шкала и система измерения сейсмической интенсивности в баллах. Москва, «Наука», 1975.
- Шульц С. С. Тектоническое развитие современного Тянь-Шаня. Материалы по четвертичному периоду СССР, вып. 2. В кн. «Геология СССР», т. XXIII, М., 1972.
- Шульц В. Л. Гидрография Средней Азии. Тр. САГУ, пов. сер., географические науки, кн. 13. Ташкент, 1958.
- Штайнбругге К., Морон Д. Инженерный анализ последствий землетрясений 1952 г. в Южной Калифорнии. Стройиздат, 1952.
- Эсенов Э. М. Сейсмические свойства грунтов южной части г. Андибада. Изд. АН ТССР, ФТХ и ГН. 1973, № 1. В кн. «Сейсмическое микрорайонирование», М., 1977.
- Яковлева Н. Б., Захарова А. И., Уломов В. И. Сейсмичность Западного Узбекистана. Изд-во «Фан», 1972.
- Якубов Д. Х. [и др.]. К количественной оценке новейших и современных движений земной коры в долине р. Чирчик. В сб. «Современные движения земной коры на геодинамических полигонах». Алма-Ата, 1973.
- Якубов Д. Х. Разломы юго-западной части Кураминского хребта. Ташкент, 1970.
- Ярмухамедов А. Р. [и др.]. Количественная оценка голоценовых вертикальных тектонических движений земной коры Ферганского геодинамического полигона. В кн. «Инженерно-геологическая основа сейсмического микрорайонирования», Ташкент, 1977.
- Bath M. Seismicity of Fennoscandia and related problems, Gerl. Beitr. Geophys., 63, 1953.
- Kanai K. «Bull. Earthquake Res. Inst. Tokyo Univ.», 1952, 30.
- Koning L. P. G. Earthquakes in relation to their geographical distribution, depth and magnitude. «Proc. Con. Nederl. Acad. Wet.», 55, 1952.
- Shima E. Modification of Seismic Waves in Superficial Soil layers as verified by Comparative Observations on and beneath the Surface, BERI Tokyo Univ., 1962, 40.
- Sponheuer W. Erdbeben und Tektonik in Deutschland, Freiburger Forschungshefte H. C., 1953.
- Utsu T., Seki A. A. Relation between the area of aftershock region and energy of mainshock, Zisin (Earthquake), 7, 1954.

Сайдариф Магруфович Касымов

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА ДЕТАЛЬНОГО СЕЙСМИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ И МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ УЗБЕКИСТАНА)

Утверждено к печати
Ученым советом Института сейсмологии
и Отделением наук о Земле
АН УзССР

Редактор Р. Б. Якубович
Технический редактор Х. У. Карабаева
Художник П. И. Халилин
Корректоры Н. В. Хазова, О. В. Вахнина

ИБ № 668

Сдано в набор 3-VII-79 г. Подписано к печати 22-VIII-79 г. P04716. Формат 70×108/16. Бумага типографская № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 19,6. Уч.-изд. л. 16,5. Тираж 1000. Заказ 155. Цена 3 р.

Типография издательства «Фан» УзССР, Ташкент, проспект М. Горького, 79.
Адрес издательства: 700047. Ташкент, ул. Гоголя, 79.