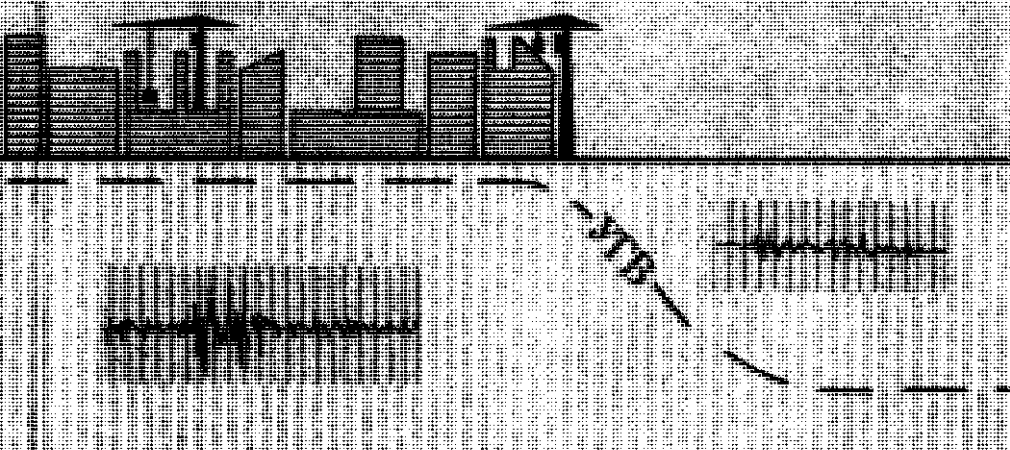


145
17088

СЕЙСМИЧЕСКИЕ
ХАРАКТЕРИСТИКИ
ЛЁССОВЫХ ПОРОД
В СВЯЗИ
С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ
ОКРУЖЕНИЕМ
И ТЕХНОГЕНЕЗОМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ГОССТРОЙ СССР

ПРОИЗВОДСТВЕННЫЙ И НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ИНСТИТУТ ПО ИНЖЕНЕРНЫМ ИЗЫСКАНИЯМ
В СТРОИТЕЛЬСТВЕ

СЕЙСМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ЛЁССОВЫХ ПОРОД В СВЯЗИ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ОКРУЖЕНИЕМ И ТЕХНОГЕНЕЗОМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
МОСКВА 1980

Сейсмические характеристики лёссовых пород в связи с геологическим окружением и техногенезом. М.: Наука, 1980, с. 1—104

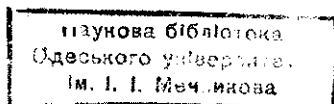
В результате многолетнего исследования зависимости сейсмических свойств лёссовых пород от их состава и инженерно-геологических свойств обнаружено и изучено влияние геологической истории, современного физико-географического окружения, термодинамических условий, процессов техногенеза на эти свойства. Параметры сейсмических свойств пород рассмотрены как изменяющиеся во времени. Показана особая роль влажности лёссовых пород в формировании их сейсмических свойств и описано влияние диффузионного (плёночного) распространения влаги на эти свойства. Проведено сопоставление сейсмических свойств при естественной влажности пород (равновесные условия) и при изменении влажности процессами техногенеза (неравновесные условия). Подчеркнуто, что процессы техногенеза (строительство городов и промышленных узлов, гидротехническое строительство, предпостроечное замачивание грунтов, гидромелиоративные мероприятия) вызывают дополнительное приращение сейсмического балла и предрасположенность лёссовых пород к особому виду деформаций — сейсмическим просадкам. Даны методы прогноза изменения приращения сейсмического балла после застройки территории, приведены рекомендации для сейсмического микрорайонирования.

Табл. 13, ил. 36, библи. 156 назв.

А в т о р ы: Н.И. КРИГЕР, А.С. АЛЕШИН, А.Д. КОЖЕВНИКОВ, И.Г. МИНДЕЛЬ

Ответственный редактор кандидат техн. наук Ю.Д. Зыков

145
12088



1043993

С 30206-543 133-79, кн. 2. 2703020000
055 (02)-80

© Издательство "Наука",
1980 г.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение сейсмических свойств пород получило за последние годы широкое распространение в практике инженерных изысканий. С помощью сейсмических методов эффективно решаются задачи инженерно-геологического картирования, изучения физико-механических свойств пород в естественном залегании, сейсмического микрорайонирования, оперативного контроля за ходом техногенных процессов в грунтах и многие другие. Разнообразие и практическая важность этих задач приводят к необходимости создания нового "пограничного" направления инженерной геологии и геофизики — сейсмогрунтоведения. Следует подчеркнуть, что все большее внимание при этом уделяется изучению таких аномальных типов пород, как, например, просадочные лёссовые породы. Несмотря на рост числа публикаций, до настоящего времени отсутствуют монографические работы, обобщающие накопленный материал. В предлагаемой работе авторы пытаются заполнить этот пробел.

Изучением сейсмических свойств лёссовых пород один из авторов — И.Г. Миндель — начал заниматься с 1965 г., уделяя основное внимание корреляционным связям сейсмических и инженерно-геологических свойств пород. В 1965—1970 гг. он проводил работы на территории Яванской долины (Таджикистан), в районе Каховки и в низовьях р. Диестра (Украина), а в последние годы — в районе Каракумского канала (Туркмения) и на побережье о. Иссык-Куль (Киргизия) с целью изучения инженерно-геологических условий строительства сооружений и сейсмического микрорайонирования территорий.

Другие авторы данной монографии — Н.И. Крингер, А.С. Алешин и А.Д. Кожевников — приступили к исследованию этой проблемы в 1973 г. преимущественно в связи с работами по сейсмическому микрорайонированию, проводившемуся в Яванской долине, в Северном Предкавказье (г. Буденновск), в районе Алма-Аты и на побережье о. Иссык-Куль. При этом использовались сейсморазведочные, ультразвуковые, сейсмологические (наблюдения естественных землетрясений и взрывов) и инженерно-геологические методы. Исследования были посвящены изучению влияния различных парагенетических комплексов воды на сейсмические свойства лёсса, зависимости этих свойств от геологического окружения и техногенеза, прогнозу изменения сейсмических свойств лёсса на застроенных территориях.

Результаты коллективного изучения сейсмических свойств лёссовых пород излагались в отчетах о научных исследованиях и инженер-

ных изысканиях, использовались при проектировании различных видов строительства и при составлении карт сейсмического микрорайонирования, докладывались на различных конференциях и совещаниях, публиковались в виде статей и тезисов. В монографии предпринята попытка обобщения этих результатов.

В. полевых и камеральных работах принимали участие инженеры Д.И. Литвиненко, М.М. Мешков, В.А. Москаленко, Е.П. Новиков, И.А. Перевозчиков, Т.Д. Политкина, Ю.С. Секачев. При решении различных инженерных задач с авторами сотрудничали В.А. Васильев (Северо-Кавказское отделение ПНИИИС), Л.В. Лаврусевич (Среднеазиатское отделение НИИОСП), С.И. Лаврусевич (ТаджикГИИНТИЗ), А.Н. Чумаченко (МИСИ). Инженер Т.Д. Политкина помогала в технической подготовке монографии к печати.

Всем перечисленным лицам авторы выражают самую искреннюю благодарность.

ПРОБЛЕМА СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Лёссовые породы занимают около 13% площади Советского Союза, причем значительная часть ее приходится на сейсмоопасные районы. На этих породах ведется строительство зданий и сооружений. При сейсмических воздействиях в поведении лёссовых пород много своеобразия: в них образуются сейсмодислокации, сейсмические сели и просадки, а изменение приращения сейсмического балла наблюдается уже при сравнительно небольшом изменении влажности. Все это позволяет заключить, что изучение сейсмических свойств лёссовых пород имеет большое практическое значение.

Не менее велико и теоретическое значение этого вопроса, так как сильно влияние геологического и физико-географического окружения, а также изменяющейся влажности лёссовых пород на их сейсмические свойства. Эти породы являются, по терминологии К. Кейля [Keil, 1954], переменнo-прочными образованиями. Поэтому мы будем рассматривать параметры сейсмических свойств лёссовых пород как величины переменные, зависящие от времени, характера подстилающих пород, гидрогеологической обстановки, геоморфологических условий, климата и других особенностей географической среды.

Существование указанных зависимостей нередко надо объяснять не только механическими, но и физико-химическими причинами, прежде всего способами влагопереноса. Для исследования этих вопросов необходима разработка сейсмогрунтоведения, в том числе — географического сейсмогрунтоведения [Кригер, Кожевников, 1977]. Сейсмогрунтоведение должно отличаться от теории динамики грунтов так же, как отличается грунтоведение от механики грунтов: как известно, в грунтоведении, наряду с интерпретацией явлений на основе механики, широко применяются методы физической химии и литологии. Подобные исследования дают основу для прогноза изменения сейсмических свойств лёссовых пород при застройке территории, эксплуатации зданий и сооружений и развитии процесса самоподтопления на technically освоенных площадках. Таким образом, карта сейсмического микрозонирования рассматривается нами как изменяющаяся во времени.

Сделаем некоторые замечания о применяемой терминологии. В соответствии с ранее опубликованными исследованиями [Кригер, 1965] мы называем лёссом светло-желто-серый суглинок, известковистый, с общей пористостью 40–55%, с видимыми невооруженным глазом вертикальными каналцами (макропорами), при микроагрегатном анализе обнаруживающий частицы 0,01–0,05 мм в количестве 30–

55%, неслоистый, не содержащий прослоев галечников, песков или щебня. Породы, близкие к лёссу, но обладающие слоистостью, носят название лёссовидных. Лёсс и лёссовидные образования объединяются под общим названием лёссовых пород.

Под сейсмическими свойствами пород понимается их реакция на динамические воздействия. Сюда относятся упругие, поглощающие и инженерно-сейсмологические свойства. Эти свойства характеризуются следующими основными параметрами.

а) упругие свойства:

скоростями распространения продольных волн V_P ,

скоростями распространения поперечных волн V_S ;

б) поглощающие свойства:

коэффициентами поглощения продольных волн α_P или декрементами θ_P ;

коэффициентами поглощения поперечных волн α_S или декрементами θ_S ;

в) инженерно-сейсмологические свойства:

амплитудно-частотными характеристиками $S(f)$,

сейсмическими просадками, δ_c .

Список параметров не является полным и замкнутым. В частности, в нем не нашли отражения некоторые неупругие свойства пород (пластичность, вязкость, вибровязкость и т.д.).

Свойства пород, используемые при характеристике инженерно-геологических условий (плотность, пористость, влажность, пластичность, сопротивление сдвигу и сжатию, просадочность и др.), называются инженерно-геологическими свойствами.

Под термином "географическая среда" мы понимаем совокупность геоморфологических, гидрогеологических, фитогеографических, климатических и других физико-географических условий. Географическая среда в современный геологический момент интенсивно изменяется в результате техниогенеза.

Определение прочих нуждающихся в пояснении терминов приводится ниже в тексте.

Исследования показали, что географическая среда управляет изменением сейсмических свойств лёссовых пород посредством воздействия на их влажность. Зависимость сейсмических свойств пород от влажности весьма сложная. Заслуживают внимания два принципиально различных случая:

1. Значения влажности породы определились постепенными, геологически медленными изменениями климата, что позволяет считать влажность и другие свойства породы находящимися в термодинамическом равновесии с географической средой.

2. Значения влажности породы определились недавними (геологически мгновенными) техногенными воздействиями, так что термодинамическое равновесие влажности и других свойств породы с окружающей географической средой не достигнуто.

При одном и том же значении влажности породы ее свойства — в том числе сейсмические свойства — могут различаться, если мы имеем дело

с указанными случаями. По этой причине будут отдельно рассмотрены сейсмические свойства лёссовых пород с влажностью, находящейся в равновесном и неравновесном (по отношению к окружающей среде) состоянии. Ниже будет проведен более тщательный анализ этой ситуации в терминах термодинамики. По существу понятие "географическая среда" эквивалентно понятию термодинамической обстановки.

При изучении сейсмических и инженерно-геологических свойств пород (в том числе лёссовых) следует иметь в виду, что получаемые результаты в значительной мере зависят от метода работы. Сейсмические исследования дают "интегральные", средние, значения характеристик пород массива. Ультразвуковые исследования производятся на малых объектах и дают "дифференциальные", относящиеся к "точке" значения характеристик пород. То же можно сказать о различии результатов полевых и лабораторных методов изучения инженерно-геологических свойств пород. Это обстоятельство приходится учитывать при сопоставлении результатов изучения сейсмических и инженерно-геологических свойств пород.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Еще в конце XIX и начале XX в. было обращено внимание на особенности поведения лёсса при сильных землетрясениях. Но тогда еще не существовало учения о сейсмических свойствах пород и не было ясно, являются ли наблюдавшиеся процессы присущими только лёссау и близким ему образованиям, или они свойственны также и другим породам. Мы имеем в виду своеобразные последствия сейсмических толчков в Алма-Ате в 1887 г. [Мушкетов, 1890], а позже — землетрясения в Китае в 1920 г. [Руссо, 1966], Хайтского землетрясения в Таджикистане [Губин, 1960] и т.д. Суть явления состояла в разжижении первоначально прочных лёссовых пород, в образовании сейсмических селей и грандиозных оползней, вызвавших гибель людей и разрушение зданий.

Сейсмические свойства пород в зоне гипергенеза (т.е. в поверхностной зоне мощностью 100–150 м, к которой приурочены лёссовые породы) начали изучать при разработке методов сейсмической разведки в 20–30-е годы XX в. В это время в печати появились первые сведения о скоростях сейсмических волн в лёссе [Macelwane, 1939] и суглинках.

В 30-е годы XX в. стали известны просадочные свойства лёссовых пород, которые позже подверглись детальному изучению. В связи с этим было обращено внимание на трудности строительства на просадочных лёссовых грунтах в сейсмических районах, поскольку повреждения водонесущих коммуникаций при сейсмических явлениях вызы-

вают замачивание грунтов и интенсивное развитие просадок [Абелев Ю., Абелев М., 1968]. Теоретические и методические основы изучения сейсмических свойств пород, в частности лёссовых, были разработаны А.В. Николаевым [1965].

Сейсморазведочные исследования показали взаимосвязь инженерно-геологических и сейсмических свойств лёссовых пород [Горяинов, 1969; Назаров, 1969; Миндель, 1969а, б]. Н.Н. Горяинов [1969] получил данные о сейсмических свойствах лёссовых пород в естественном залегании и на образцах, установил зависимость между скоростью распространения продольных волн V_p в лёссовых породах с нарушенной структурой и влажностью W . Было показано, что с увеличением влажности скорость V_p резко возрастает до значений порядка 1400–1500 м/с. Очень важными являются эксперименты Н.Н. Горяинова на выдерживавшихся во времени образцах пасты. С течением времени в этих пастах формировались структурные связи, что нашло отражение в увеличении скоростей продольных и поперечных волн; Г.Н. Назаров выявил ряд корреляционных зависимостей между скоростями распространения упругих волн и некоторыми показателями физико-механических свойств лёссовых пород (пористостью, коэффициентом крепости и др.). И.Г. Миндель [1969б] впервые определил коэффициенты и декременты поглощения продольных волн на акустических частотах для лёссовых пород юга Украины и Яванской долины Таджикской ССР. Им установлены корреляционные зависимости между влажностью лёссовых пород, показателем динамического зондирования, модулем деформации грунтов при испытании штампами, с одной стороны, и скоростью продольных волн — с другой.

Работы по сейсмическому микрорайонированию приобрели широкий размах в последние годы в связи с интенсивным строительством в сейсмоопасных районах. Сейсмическое микрорайонирование на лёссовых породах проводилось в Средней Азии [Друзин, 1964; Мирзаев и др., 1969; Коган, Романов, 1970; Абдурахманов и др., 1971; Вахтанова и др., 1976], Казахстане [Антоненко и др., 1976; Шацков, 1976] и Молдавии [Богуславский и др., 1974]. В эти же годы были освещены различные вопросы инженерно-геологических и сейсмических свойств лёссовых пород.

Многими исследователями [Лямзина, 1962; Ляхов, 1974; Ершов и др., 1975; Коган и др., 1974 и др.] отмечалась зависимость интенсивности сотрясений на лёссовых породах от их мощности, гидрогеологических и геоморфологических условий и предлагались различные таблицы, в которых отражалась связь сейсмического эффекта с инженерно-геологическими факторами (В.В. Попов, С.В. Медведев, А.А. Мусаев, Г.О. Орипов и др.).

При сейсмическом микрорайонировании территорий развития лёссовых пород очень важен правильный выбор "средних грунтовых условий", или "средних грунтов", по отношению к которым определяется приращение сейсмического балла. М.Н. Друзиным [1964] в районе г. Душанбе определены сейсмические жесткости двух наиболее распространенных категорий пород-галечников и лёсса. За "средние грунты", отно-

сительно которых рассчитывалось приращение сейсмического балла, приняты галечниковые отложения с глубоким положением уровня грунтовых вод (УГВ). А.А. Мусаелян [1966а, б] при сейсмическом микрорайонировании г. Душанбе за "средние грунты" принимал маловлажный лёсс большой мощности с глубиной УГВ > 15 м. Х.М. Мирзобаев [1969] рекомендует говорить о "средних грунтовых условиях" при залегании "проявленных" лёссовых образований, в которых ликвидированы просадочные свойства. Г.О. Орипов [1975] на основании инструментальных данных и макросейсмического обследования последствий землетрясений предлагает за "средние грунты" принимать "непроявленные" лёссовые образования большой мощности в условиях равнины при глубине УГВ > 15 м. Им составлена таблица приращения сейсмического балла, которая учитывает посадочные свойства, степень увлажнения, а также пластичность лёссовых пород.

Специальное изучение сейсмических свойств лёссовых пород для целей сейсмического микрорайонирования было начато В.В. Поповым и его сотрудниками Г.И. Назаровым, Г.М. Терехиной, Е.Н. Сквалецким и В.Ф. Оглоблиным. В.В. Попов был исследователем, весьма подготовленным к разработке этой темы [Громов и др., 1977], поскольку ранее занимался проблемой лёсса, взрывными работами и методами сейсмического микрорайонирования, к этому времени получившими развитие [Медведев и др., 1962]. Под руководством В.В. Попова [Попов и др., 1969] составлены "Временные указания по инженерно-геологическим изысканиям в сейсмических районах для обоснования и контроля уплотнения лёссовых пород предпостроечным замачиванием" и дана таблица уточнения интенсивности сотрясений в зависимости от просадочности и консистенции лёссовых пород, обращено внимание на дополнительное уплотнение породы при сейсмических толчках. Большой интерес представляет обнаруженное В.В. Поповым и его последователями падение скоростей сейсмических волн при увлажнении лёссовых пород [Попов и др., 1969, 1971; Попов, Сквалецкий, Терехина, 1969; Попов, Терехина, Оглоблин, Миндель, 1971; Миндель, 1970а, б; Оглоблин, 1972; Оглоблин, Миндель, 1974]. Восстановление скоростей волн после окончания замачивания породы наступает через несколько лет [Оглоблин, 1972].

Изучение вызываемых взрывами сейсмических эффектов в лёссовых породах позволило ввести понятие о сейсмических или вибрационных просадках [Состояние вопроса..., 1972]. Результаты наблюдений этих эффектов описаны в ряде работ [Куликов, 1972; Канатов, 1973; Таптунова, Канатов, 1973; Литвинов, 1974; Алешин, Кожевников, Кригер и др., 1976; Кригер, Кожевников, Лаврушевич, 1977]. Лабораторные исследования по изучению просадки в условиях динамических воздействий проведены А.А. Мусаеляном [1966а, б; 1969а, б; Мусаелян и др. 1975].

Недавно обнаружена и изучается связь сейсмических свойств лёссовых пород с географической средой [Кригер, Кожевников, 1974, 1976, 1977; Миндель, Чумаченко, 1975; Кригер, Кожевников, Миндель, 1977]. Была показана зависимость скоростей сейсмических волн в лёссовых

породах от парагенетических комплексов влаги [Кригер, Кожевников, 1977; Кригер, Кожевников, Миндель, 1977; Кригер, Миндель, Кожевников, 1978], от процессов переноса влаги [Кригер, Кожевников, 1977], от техногенного изменения уровня грунтовых вод, что позволило подойти к вопросу о прогнозе изменения сейсмических свойств лёссовых пород после застройки территории.

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Выбор методики исследований определялся задачей детального изучения сейсмических свойств верхней 20–30-метровой толщи лёссовых пород. Такая задача была поставлена в связи с тем, что верхняя часть разреза горных пород, наиболее подверженная изменениям в результате действия различных геологических и техногенных факторов, во многом определяет характер проявления землетрясений на дневной поверхности [Николаев, 1965].

Для получения данных о характере распределения сейсмических и инженерно-геологических параметров лёссовых пород по глубине и площади нами использовались сейсморазведочные, ультразвуковые, сейсмологические, инженерно-геологические и топографо-геодезические методы.

Сейсморазведочные методы

Определение скоростных характеристик (V_p , V_s) проводилось в различное время и в разных районах с помощью стандартных 24-канальных сейсморазведочных станций СС-24П, ПОИСК-1-24-МОВ-ОВ и ПОИСК-1-24-СМ с сейсмоприемниками СПЭД-56, СГ-110 и СВ-110. Сейсмические колебания регистрировались осциллографическим способом или на ферромагнитной пленке с последующим воспроизведением их в видимой форме на фотобумаге или с помощью перописца. Частотный диапазон сквозного тракта — от 20 до 200 Гц (в зависимости от типа аппаратуры). При наблюдениях использовался корреляционный метод преломленных волн (КМПВ) в модификации непрерывного сейсмического профилирования или одиночных сейсмозондирований в отдельных пунктах (последние, как правило, выбирались около горных выработок, изученных методами инженерной геологии). Реализовывалась корреляционно увязанная система наблюдений с получением встречных и нагоняющих годографов. Максимальная длина годографа обычно достигала 92 м, иногда 138 и 184 м при расстоянии Δx между сейсмоприемниками 2 м. Упругие колебания возбуждались ударами молота массой 8–10 кг о деревянную подставку, вкопанную в грунт, а также с помощью специальной ударной установки. При изучении верхней части разреза ударный источник позволяет получить достаточно

интенсивные колебания и вследствие направленности воздействия и простоты применения имеет ряд существенных преимуществ перед взрывом [Николаев, 1965]. Наблюдения производились по схеме ZZ (вертикально направленные удары и вертикально ориентированные сейсмоприемники) и YY (горизонтально направленные удары и горизонтально ориентированные сейсмоприемники). Совместные наблюдения по схемам ZZ и YY позволяют надежно выделить на записях как продольные, так и поперечные волны.

Скорости упругих колебаний определялись по годографам прямых и преломленных волн. На некоторых участках наблюдались слаборефрактированные волны. В таких случаях годографы аппроксимировались отрезками ломаной линии. Погрешность определения скоростных характеристик составляла не более 5–10%.

Для получения констант поглощения (a_p , a_s) и видимых частот (f_p , f_s) в комплексе с сейсморазведочной станцией дополнительно использовался штейфовый осциллограф Н-700 с сейсмографами ВЭГИК. Собственная частота гальванометров составляет 400–800 Гц, сейсмографов — 1 Гц. Частотный диапазон сквозного тракта 2–150 Гц. В этом случае наблюдения проводились также по схемам ZZ и YY. Длина годографов составляла 9–12 м при $\Delta x = 3$ –4 м. Отдельные сейсмические зондирования проводились в местах установки сейсмологических станций и около горных выработок.

Константы поглощения (a_p , a_s) определялись способом амплитудных графиков. Как известно, наибольшая трудность при определении констант поглощения заключается в правильном учете расхождения энергии сейсмических волн. Функция расхождения зависит от эпицентрального расстояния, типа волн, направленности источника и приемника, геометрии распространения (пространство, полупространство, слой конечной мощности) и упругих параметров — в первую очередь V_p , V_s — среды. Подробности вычисления функций расхождения можно найти в литературе [Динамические характеристики..., 1962; Петрашень и др., 1959; Николаев, 1965]. Ограничимся тем, что выпишем вид функции расхождения для тех случаев, которые были нами изучены.

Для Р-волны вдоль свободной границы однородного полупространства

$$f(x) = x^2 \quad \text{при } x > \lambda,$$

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{1 + c \left(\frac{\lambda}{x}\right)^2}} \quad \text{при } x < \lambda,$$

$$f(x) = x \quad \text{при } x \gg \lambda,$$

где λ — длина волны.

Формула для расчета затухания записывается в виде

$$\ln [A \cdot f(x)] = -\alpha x + \ln A_0,$$

где A и A_0 — амплитуды колебаний.

Отсюда следует (при условии $\alpha_0 = \text{const}$, $\ln A_0 = \text{const}$), что график зависимости $\ln [A \cdot f(x)]$ от $f(x)$ представляет собой прямую, угловой

коэффициент которой равен коэффициенту поглощения (со знаком минус). Погрешность определения констант поглощения достигает 20–30%.

В горных выработках (скважинах и дудках) проводились сейсмокаротажные наблюдения. Сейсмоприемники располагались вдоль ствола выработки. Расстояние между сейсмоприемниками составляло 0,5–1,0 м. В результате сейсмического каротажа строились вертикальные годографы, по которым определялись пластовые и средние скорости. Погрешность определения скоростей составляла $< 10\%$.

Ультразвуковой метод

Ультразвуковые исследования заключались в измерении скоростей продольных волн V_p методом сквозного прозвучивания при переменной базе и включали в себя полевые измерения вдоль стенок дудок и шурфов, измерения на монолитах, отобранных с тех же глубин, где производились измерения *in situ*, и измерения на образцах керна из скважин, пройденных рядом с дудками. Использовались ультразвуковые сеймоскопы ИПА-59 и С-70, последний из которых создан на базе измерителя неоднородностей кабельных линий Р5-5 [Терентьев, 1973]. Датчиками ультразвуковых колебаний служили пьезокристаллы из сегнетовой соли различных размеров с собственной частотой от 70 до 100 кГц. Точность определения скорости по единичному измерению составляла 5%. Для увеличения точности производилось несколько измерений на различных базах. В нашем случае время пробега определялось на базах от 0,05 до 0,25 м.

Константы поглощения получались в форме зависимости коэффициентов поглощения от частоты, $\alpha = \alpha(f_i)$, в результате спектрального анализа волновых импульсов, полученных при различных базах измерения [по методике И.С. Берзон].

Сейсмологические методы

Амплитудно-частотные характеристики лёссовых пород изучались на участках с различными инженерно-геологическими условиями. С этой целью проводилась регистрация слабых землетрясений и взрывов, имитирующих сильные землетрясения.

Запись слабых землетрясений осуществлялась с помощью аппаратуры магнитной записи "Земля" [Померанцева, Мозженко, 1977]. Используемая до настоящего времени при сейсмическом микрорайонировании аппаратура осциллографической записи обладает рядом недостатков. К ним относятся: малый динамический диапазон, что не позволяет одновременно регистрировать сильные и слабые землетрясения; недостаточная чувствительность при регистрации скоростей смещения; практические неудобства в работе при организации круглосуточной регистрации, значительно сокращающие "полезное" время работы аппаратуры. Специальные экспериментальные исследования летом 1974 г. показали целесообразность применения аппаратуры магнитной записи "Земля" для целей сейсмического микрорайонирования [Алешин, Кожевников, 12]

Литвиненко и др., 1967]. При этом колебания от слабых землетрясений регистрировались одновременно аппаратурой магнитной и осциллографической записи.

Канал магнитной записи состоял из сейсмографа С-5-С с периодом собственных колебаний 5 с и постоянной затухания $D_S = 0,6$ и полевого регистратора "Земля". Канал регистрировал скорости смещения колебаний грунта с увеличением 1500 с в диапазоне частот 1,5–7,5 Гц. Полученные в поле магнитограммы обрабатывались на лабораторном столе воспроизведения с трансформацией скорости 1 : 30. Канал воспроизведения предварительно калибровался от измерительного генератора. Сквозная амплитудно-частотная характеристика канала магнитной записи имеет столообразный участок в диапазоне 1,5 ÷ 7,5 Гц.

Канал осциллографической записи состоял из сейсмографа ВЭГИК с периодом собственных колебаний $T_S = 1,1$ с и постоянной затухания $D_S = 0,7 \div 0,8$ и осциллографа ОСБ-1 МП с гальванометрами ГВ-IV-С-10 с периодом собственных колебаний $T_D = 0,1$ с и постоянной затухания $D_D \approx 13$. Канал осциллографической записи регистрировал смещение с увеличением в 1000 раз. Амплитудно-частотная характеристика канала постоянна в диапазоне 1–10 Гц.

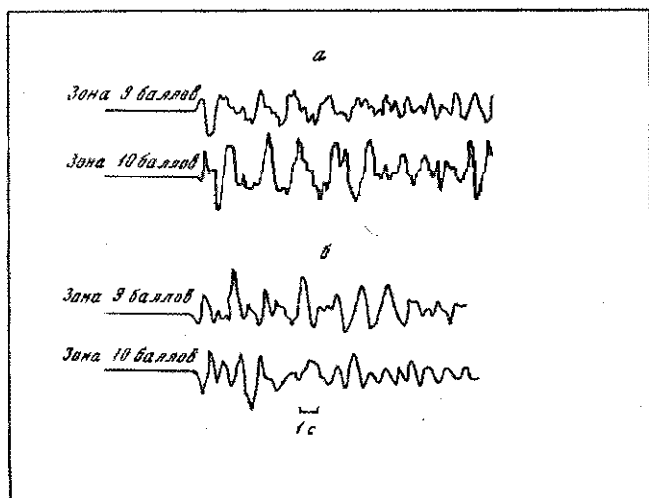
Для сравнения указанных типов аппаратуры была проведена одновременная регистрация сейсмических процессов в двух пунктах в районе оз. Иссык-Куль: на склоне третьей озерной террасы, сложенной песками разной крупности с глубиной УГВ 5 м, и в пределах песчаного пляжа с уровнем грунтовых вод около 0,5 м. За время наблюдений в течение 12 суток аппаратурой "Земля" было зарегистрировано свыше 50 землетрясений. Осциллографической аппаратурой за это же время около 15 землетрясений. На рис. 1 представлены образцы сейсмограмм с записью одного и того же землетрясения, полученных с помощью аппаратуры осциллографической и магнитной записи. По полученным сейсмограммам рассчитывалось приращение балльности и определялись спектральные характеристики. Средние приращения балльности при регистрации колебаний в обоих случаях совпали. Приращения балльности, вычисленные по сейсмограммам, которые были получены аппаратурой "Земля", характеризовались меньшим разбросом.

Сильные сейсмические воздействия имитировались при помощи взрывов. Расчет необходимого количества взрывчатого вещества производился по эмпирической формуле [Харин и др., 1965], связывающей скорость колебаний частиц породы V^* , массу заряда Q и эпицентральное расстояние R :

$$V^* = \frac{40 \sqrt{Q}}{R^{1,2}}, \text{ см/с.}$$

Согласно инструментальной шкале С.В. Медведева, построенной для определения интенсивности сейсмических колебаний при взрывах, значение скорости для сейсмических воздействий интенсивностью в 7 баллов лежит в пределах 6–12 см/с.

Для расчетов на 7 баллов принято среднее значение скорости V^* , равное 9 см/с, и эпицентральное расстояние R , равное 40 м.



Р и с. 1. Образцы сейсмограмм землетрясений

а — запись аппаратурой "Земля"; б — осциллографическая запись

Для регистрации взрывов использовался сейсмометрический канал, включающий в себя сейсмограф С-5-С и осциллограф Н-700 с гальванометрами М-001,3. Шунты и развязки были подобраны таким образом, чтобы регистрировать скорость смещений в диапазоне 0,2-240 Гц с увеличением, равным 0,4 с. Разброс значений амплитуд в идентичных каналах не превышал 10%.

Использовалась трехкомпонентная установка сейсмографов. Точки регистрации располагались в 35, 50 и 65 м от эпицентра взрыва.

Обработка сейсмограмм землетрясений и взрывов велась согласно Инструкции по динамическим измерениям на сейсмограммах [Нерсисов и др., 1961]. Измерялись амплитуда и периоды в той части цуга колебаний, где амплитуды волны изменялись от максимальных до $1/3$ максимальных. В результате обработки вычислялись средние амплитуды скоростей смещений и средние периоды колебаний.

Для вычисления спектров колебаний применялись два способа амплитудно-частотного анализа сейсмограмм.

Первый заключается в вычислении спектра сейсмических колебаний на ЭВМ "Наири-2" по специальной программе. В результате такой обработки строились амплитудные спектры Фурье.

Второй способ построения спектров — сплошной визуальный промер амплитуд и периодов по сейсмограмме. Методика получения информации с сейсмограмм по второму способу заключалась в том, что на записи землетрясений выбирался отрезок сейсмограммы, на котором амплитуды колебаний S -волн являются максимальными. На выбранном отрезке сейсмограмм длительностью 10с проводился непрерывный промер всех амплитуд и периодов колебаний. Затем в функции частоты составлялись графики $\Sigma A_i(f_i)$ и $N(f_i)$, где ΣA_i — сумма амплитуд

колебаний данной частоты, N — число колебаний данной частоты, f_i — частота (в интервале от 1 до 10 Гц). По результатам промера строились спектры, получившие название "условных". Как известно, спектры, вычисленные на ЭВМ, отличаются большей детальностью, но сравнительный анализ машинных и условных спектров показал, что основной максимум спектра одинаково четко выделяется при использовании обоих способов [Штейнберг, 1965].

Инженерно-геологические и топографо-геодезические методы

Разведочные работы на разных стадиях исследований состояли в проходке скважин до глубины 20–30 м и больше и в проходке шурфов до глубины 30 м, если позволяли гидрогеологические условия. Из пройденных выработок были отобраны для лабораторных исследований образцы пород с нарушенной структурой и монолиты с ненарушенной структурой и влажностью.

В лаборатории определялись гранулометрический состав (микроагрегатный и дисперсный), границы пластичности по Аттербергу, объемная и удельная массы, пористость, влажность, сцепление и угол внутреннего трения (на сдвиговых приборах), сжимаемость и просадочные свойства (в компрессионных приборах) и другие характеристики состава и свойств пород. Определению влажности по множеству монолитов было уделено большое внимание, поскольку специально исследовалось влияние влажности на различные (в том числе — сейсмические) свойства пород и зависимость влажности пород от физико-географического и геологического окружения.

Полевые опытные инженерно-геологические исследования состояли из ряда экспериментов. Опытные нагрузки на грунты производились посредством гидравлического штампа конструкции ПНИИИСа квадратной формы с площадью 5000 см². Некоторые опыты производились с помощью пригрузочных штампов, имеющих ту же площадь. Были произведены также срезы крыльчаткой, динамическое зондирование с помощью установки УБП-15. Особо надо отметить трудоемкие и длительные работы по замачиванию грунтов в котлованах (диаметром 5–20 м) и на больших полигонах. Полигоны площадью 48 и 23 га, разделенные земляными валами на отдельные чеки (60 × 30 м), замачивались на протяжении 3 мес. Наблюдения за влажностью замачиваемых и, позже, осушаемых пород велись с помощью отбора проб на термо-весовой анализ из скважин и с помощью нейтронных измерителей НИВ. Эти работы сопровождалась постановкой взрывов, сейсмологических и сейсморазведочных работ (как описано выше), опытных нагрузок, топографо-геодезических наблюдений и т.д.

Топографо-геодезические работы применялись для привязки выработок, для наблюдения за осадкой наблюдательных марок и опытных штампов на замачиваемых полигонах и при взрывах.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ФОРМИРОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

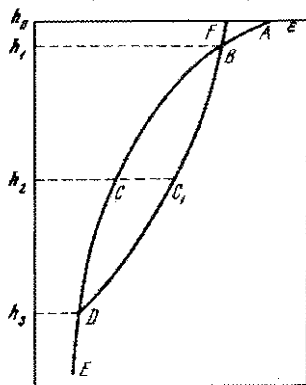
ОСОБЕННОСТИ СВОЙСТВ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Лёсс и лёссовидные породы имеют ряд особенностей, из-за которых они выделяются среди других осадочных образований. Совсем не случайно на протяжении 150 лет идет напряженная полемика о происхождении лёсса. Не касаясь всех дискуссионных проблем, мы остановимся на вопросах, которые имеют значение для исследователей сейсмических свойств пород.

Важным свойством лёссовых пород являются их однородность (по сравнению с другими породами) и преимущественно алевритовый состав, т.е. преобладание частиц диаметром 0,01–0,05 мм. Некоторые из этих частиц являются агрегатами, и общее количество этой "лёссовой" фракции несколько уменьшается при обработке раствором соляной кислоты, пирогенфосфата натрия или других диспергирующих веществ. Однако и после этой обработки остается характерное для лёссовых пород обилие (30–55%) алевритовых частиц. Наряду с ними в лёссовых породах обычно присутствует некоторое (5–30%) количество глинистой ($< 0,005$ мм) фракции, обуславливающей вышеупомянутую агрегированность породы, иногда ее способность к набуханию и, может быть, тиксотропные свойства — способность к временному разжижению при механических воздействиях, например, при прохождении сейсмической волны.

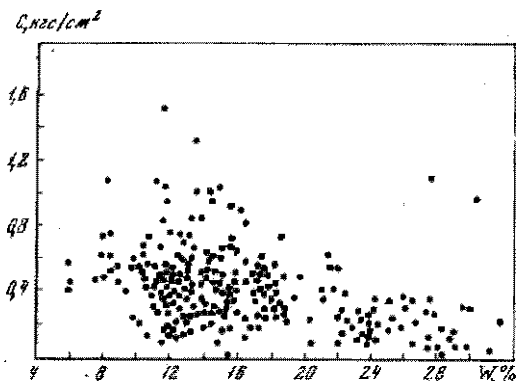
Преобладание алевритовых частиц, по размеру промежуточных между песчаными и глинистыми частицами, в лёссовых породах при малом уплотнении последних обуславливает особое поведение воды в этих породах. Известно, что при водонасыщении песков в них появляется гравитационная (свободная) вода. Для глин характерно присутствие пленочной (рыхло- и прочносвязанной) воды. В лёссовых породах из-за их гранулометрического состава обычно достаточно хорошо представлены различные категории воды. Исследование закономерностей распределения различных видов воды в лёссовых породах привело к представлению о парагенетических комплексах, закономерных сочетаниях категорий воды в породах [Кригер, 1974; Кригер, Кожевников, 1977; Кригер, Котельникова, 1978].

К особенностям лёссовых пород принадлежит часто наблюдаемое явление недоуплотненности пород [Денисов, 1953, 1972], объяснение которой получило название принципа Денисова [Кригер, 1965; Состояние вопроса..., 1972]. Рассмотрим формирование пористости в толще однородных лёссовых пород. Уплотнение породы идет по мере возрастания давления P в результате накопления новых отложений, так что каждому значению P отвечает определенное значение пористости ϵ , $\epsilon = f(P)$. Поэтому коэффициент пористости породы ϵ уменьшается с возрастанием глубины h . На рис. 2 видно, что при оптимальных условиях уплотнения



Р и с. 2. Распределение пористости (ϵ) в лёссе по глубине

Пояснение см. в тексте



Р и с. 3. Зависимость сцепления (C) от влажности (W) лёссовых пород Яванской долины

породы распределение коэффициента пористости ϵ описывается кривой $ABCDE$. При неблагоприятных условиях уплотнения (например, если порода имеет низкие значения влажности W , что определяет высокие значения прочности структурных связей частиц породы) распределение коэффициента пористости устанавливается по кривой $ABC'DE$. Таким образом, на глубинах от h_1 до h_3 порода будет иметь излишек пористости (площадь $BCDC'B$), т.е. будет недоуплотненной по отношению к существующему в породе напряженному состоянию. Максимальное недоуплотнение будет в точке h_2 . На глубинах ниже точки h_3 порода будет нормально уплотненной. Точка h_3 в условиях Средней Азии и других районов с аридным климатом обычно находится на глубине в несколько десятков метров. В верхней части лёссовой толщи (выше точки h_1) порода может быть даже несколько "переуплотненной" за счет способности глинистых минералов к набуханию при увлажнении породы.

Следующая особенность лёссовых пород — неводостойкие структурные связи. При увлажнении породы прочность структурных связей уменьшается и недоуплотненная порода стремится перейти в состояние нормального уплотнения. В этом и состоит причина свойственных лёссовым породам просадок. При достаточно высокой влажности порода является нормально уплотненной (непросадочной). Неводостойкость структурных связей иллюстрируется зависимостью сцепления от влажности лёссовых пород (рис. 3).

Вышеперечисленные свойства лёссовых пород обуславливают их способность "приспосабливаться" к окружающей физико-географической обстановке [Кригер, 1965; Кригер, Захаров, 1966]. С изменением обстановки меняются и свойства лёссовых пород. В лёссовых породах могут быть различные парагенетические комплексы воды, что зависит от климатических и геоморфологических условий. Но неводостойкость структурных связей в породах определяет существование зависимости

разнообразных инженерно-геологических (сжимаемость, сопротивление сдвигу, просадочность) и сейсмических свойств от влажности пород. Таким образом, влияя на влажность лёссовых пород, географическая среда управляет их инженерно-геологическими и сейсмическими свойствами.

Следует отметить, что свойства не только лёссовых, но и других пород находятся в зависимости от геологического и физико-географического окружения. Однако эта зависимость для других пород слабо изучена и часто значительно хуже выражена.

Ниже мы несколько подробнее остановимся на характеристике некоторых особенностей лёссовых пород, влияющих на их сейсмические свойства.

ВОДА В ЛЁССОВЫХ ПОРОДАХ

В современной литологии редко изучаются наиболее неустойчивые компоненты и свойства пород. В зоне гипергенеза, помимо консервативных (более или менее устойчивых) компонентов и свойств пород, следует различать:

весьма неустойчивые компоненты, количественное содержание которых во времени меняется: воднорастворимые соединения, поровая вода, поровые газы;

весьма неустойчивые свойства пород, количественные характеристики которых во времени меняются: некоторые разновидности структурных связей, повышенная пористость, недоуплотненность, влажность, скорости сейсмических волн и т.д.

Весьма неустойчивые компоненты и свойства пород, учитывая незначительную геологическую длительность их существования при изменчивой геологической и физико-географической обстановке, мы будем обобщенно называть эфемерными компонентами и свойствами или просто эфемерами. Эфемеры тесно связаны с геологической и географической средой (внешними геофизическими полями) на разных стадиях развития породы. С инженерно-геологической точки зрения эфемеры представляют особенно большой интерес, так как могут сильно изменяться даже при небольших изменениях влажности, давления и температуры, неизбежных при строительстве и эксплуатации сооружений.

Вода является эфемером, в значительной мере определяющим жизнь горных пород в зоне развития процессов гипергенеза и техногенеза. Возможно выделение разновидностей воды по фазовому, химическому, изотопному и структурному составам, а также по отношению воды к минеральной части породы. По подвижности воды и отношению ее к минеральной части породы, основываясь преимущественно на лабораторных методах, в инженерной геологии и почвоведении устанавливаются [Роде, 1965; Сергеев и др., 1971] категории воды: прочносвязанная, гравитационная, газообразная (пар) и твердая (лед). В почвоведении на основе полевых наблюдений выделяются [Мичурин, 1975] критические границы влажности (почвенно-гидрологические константы): макси-

мальная адсорбционная влажность (МAB), максимальная гигроскопичность (МГ), влажность устойчивого завядания (ВЗ), влажность капиллярной связи ("влажность разрыва капилляров", ВРК), наименьшая или полевая влагемкость (ПВ). Иногда [Роде, 1965] пытаются синтезировать инженерно-геологическую и почвоведческую классификации воды в породах и почвах.

Мы будем рассматривать категории воды как легкоподвижные и неустойчивые эфемерные минералы. В природе они обычно существуют не самостоятельно, а образуют парагенетические комплексы, обусловленные внешними физическими полями или, иначе, географической средой [Кригер, 1975; Кригер, Кожевников, 1977; Кригер, Котельникова, 1928].

Концепция парагенетических комплексов воды наилучшим образом может быть иллюстрирована на примере лёссовых пород, в которых преобладают частицы 0,01–0,05 мм. В глинах, где преобладают частицы < 0,001 мм и тонкие поры, обычно присутствует лишь связанная вода. В песках, содержащих крупные поры, резко выделяется значение гравитационной и капиллярной воды, а роль связанной воды в формировании свойств породы оказывается незначительной.

Учитывая пороговые значения W , вызывающие изменение свойства породы, можно выделить следующие парагенетические комплексы воды: криогенный (мерзлые породы), малоподвижный, диффузионный, капиллярный, гравитационный и гидротермально-пневматолитический (связанный с высокотемпературными условиями глубин земли, вулканических построек и гейзеров). Для комплексов, связанных с "нормальными" значениями температуры и давления, мы даем в табл. 1 сопоставление границ влажности (W) с "почвенно-гидрологическими константами". Однако надо указать, что терминология почвоведения часто неудобна в геологических исследованиях, не говоря уже о том, что наше понимание природы этих границ как границ парагенетических комплексов от-

Таблица 1

Приблизительное сопоставление границ парагенетических комплексов воды с почвенно-гидрологическими константами и границами Аттерберга

Парагенетические комплексы воды	Почвенно-гидрологические константы	Границы Аттерберга
Малоподвижный	МAB (максимальная адсорбционная влагемкость) МГ (максимальная гигроскопичность) ВЗ (влажность устойчивого завядания)	—
Диффузионный	ВРК (влажность разрыва капилляров)	Граница раскатывания
Капиллярный	ПВ (наименьшая или полевая влагемкость)	Граница текучести
Гравитационный	Полная влагемкость	—

Таблица 2

Парагенетические комплексы воды в лёссовых породах

Комплексы	Типоморфная категория воды	Условия			W, %
		термодинамические	климатические	геологические и почвенные	
Малоподвижный	Прочно-связанная	$-70^{\circ}\text{C} < t < 100^{\circ}\text{C}$ Гидростатическое Гидродинамическое и капиллярное давление отсутствует или незначительно $0 < t < 100^{\circ}\text{C}$	Преимущественно аридные и семиаридные	Преимущественно импермацидный горизонт при наличии почв с непромывным режимом при глубоком положении УГВ	≤ 10
Диффузионный	Рыхло-связанная	Миграция воды совершается преимущественно диффузионным способом	Различные	Зона аэрации при не слишком значительном иссушении. Ниже УГВ при пористости менее 30% и при отсутствии капиллярных и крупных пор	10-18
Капиллярный	Капиллярная	$0 < t < 100^{\circ}\text{C}$ Сумма гидростатического и гидродинамического давлений меньше капиллярного давления	Различные	Капиллярная зона над уровнем грунтовых вод Наличие в породе капиллярных пор	18-25
Гравитационный	Свободная	$0 < t < 100^{\circ}\text{C}$ Миграция воды совершается преимущественно под влиянием гравитационного воздействия	Различные	Ниже уровня грунтовых вод при пористости пород более 35%, наличие в породе крупных пор	≥ 25
Криогенный	Твердая (лед)	$t < 0$ Гидростатическое, гидродинамическое, капиллярное и диффузионное давление незначительно или отсутствует	Преимущественно арктические и субарктические	Различные	≥ 10

личается от принятого в почвоведении. В этой же таблице мы приводим и принятые в инженерной геологии границы влажности (границы пластичности по Аттербергу).

В табл. 2 приведена характеристика парагенетических комплексов воды и характерные значения весовой влажности W на их границах в лёссовых породах. При характеристике комплексов мы в настоящее время не имеем возможности количественно оценить парообразную воду. Указанные в таблице значения весовой влажности можно рассматривать лишь как косвенную характеристику границ парагенетических комплексов воды. Каждый парагенетический комплекс характеризуется однообразным набором категорий воды, однако количественные соотношения различных категорий в разных комплексах неодинаковы. Имеется своя характерная для каждого комплекса типоморфная категория воды, оказывающая наибольшее влияние на свойства комплекса и свойства всей породы.

Ниже мы даем краткую характеристику каждого парагенетического комплекса воды в лёссовых породах.

Малоподвижный комплекс

В природных условиях существование малоподвижного комплекса проявляется в том, что в засушливых районах при природной влажности пород менее 8–10% сохраняется микростратиграфия и сильно развитые просадочные свойства. При влажности более 10% благодаря миграции воднорастворимых соединений наблюдается "размазывание" микростратиграфии, ископаемые почвы в значительной мере теряют свой химический, отчасти и морфологический облик, а показатели просадочных свойств по мере возрастания влажности уменьшаются. В почвоведении влажность лёсса около 10% обычно принимается за влажность завядания [Ковда, 1973]. Об изменении подвижности воды при влажности выше этой границы можно судить по распределению плотного остатка в водных вытяжках из лёсса: при наличии мощных лёссовых толщ максимумы значений плотного остатка наблюдаются при природной влажности породы менее 8–12%, что свидетельствует о процессах выщелачивания при более высокой влажности [Котельникова, 1973; Кригер, Котельникова, 1978].

Наши исследования [Кригер, 1974; Кригер, Чумаченко, 1972] показали, что влажность пород медленно растет с глубиной. Ниже активной зоны (с сезонно-переменной влажностью породы) по просадочным свойствам в лёссе могут быть выделены три зоны: А (зона возрастания просадочных свойств с глубиной), В (зона падения этих свойств) и С (зона непросадочной породы).

Представляет большой интерес, что пористость и относительная просадочность резко снижаются на глубине, где природная влажность достигает 9–10%.

Изменение свойств лёсса при влажности около 10% обнаруживается также при сейсмоакустических (в шурфах и на монолитах) и сейсморазведочных исследованиях (см. ниже).

Таким образом, есть основания выделять малоподвижный парagenетический комплекс воды, слабо воздействующий на свойства породы. В лёссовых породах он обыкновенно наблюдается при $W < 10\%$ [Кригер, Буйницкий и др., 1978].

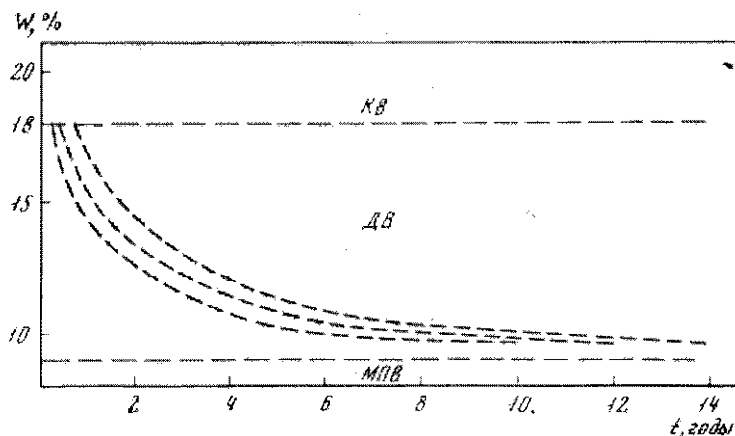
Диффузионный комплекс

Вода диффузионного парagenетического комплекса является более подвижной и оказывает значительное влияние на свойства лёссовых пород, растворяя их отдельные компоненты, вызывая падение скоростей сейсмических волн, ослабление структурных связей, падение пористости и т.д. Нижняя граница диффузионного комплекса приходится на значения влажности, близкие к 10%.

Характер миграции воды диффузионного комплекса изучался при осушении лёссовых пород в Яванской долине (четырёхлетние наблюдения замоченного полигона, имевшего площадь первоначально 1 га, позже расширенного до 22 га) и в районе г. Чебоксары (годовые наблюдения в котловане диаметром 20 м). После быстрого стока капиллярно-гравитационной воды дальнейшее осушение (рис. 4) породы происходит в результате диффузионного распространения воды, главным образом в пленочном (поверхностная диффузия) и парообразном видах. В средней части больших осушаемых массивов этот процесс можно рассматривать как одномерное движение вверх, к дневной поверхности, где происходит испарение воды. При осушении этих массивов величина влажности лёссовых пород W на заданной глубине может быть найдена из уравнения

$$W = W_0 e^{-bt} + W_{bl}, \quad (1)$$

где W — искомое значение весовой влажности лёссовой породы; W_0 — влажность, соответствующая диффундирующей части жидкой воды;



Р и с. 4. Зависимость влажности (W) лёссовых пород от времени (t) при диффузионном осушении на опытном полигоне в Яванской долине.

Комплексы влаги: KB — капиллярный, ДВ — диффузионный, МПВ — малоподвижный

W_{bl} — природная (балансная) влажность до замачивания породы; t — время; b — параметр, зависящий от свойств породы.

Данное уравнение может быть также выведено [Кригер, Джафаров, 1976] из допущения, что изменение концентрации воды $dW_{об}$, где $W_{об}$ — объемная влажность породы, мигрирующей за время dt , пропорционально разности весовой влажности

$$\frac{dW_{об}}{dt} = K (W - W_{bl}),$$

где K — постоянная для данной породы.

Коэффициент диффузии воды в лёссовых породах может быть найден из уравнения

$$\frac{dW}{dt} = D \frac{d^2 W}{dh^2},$$

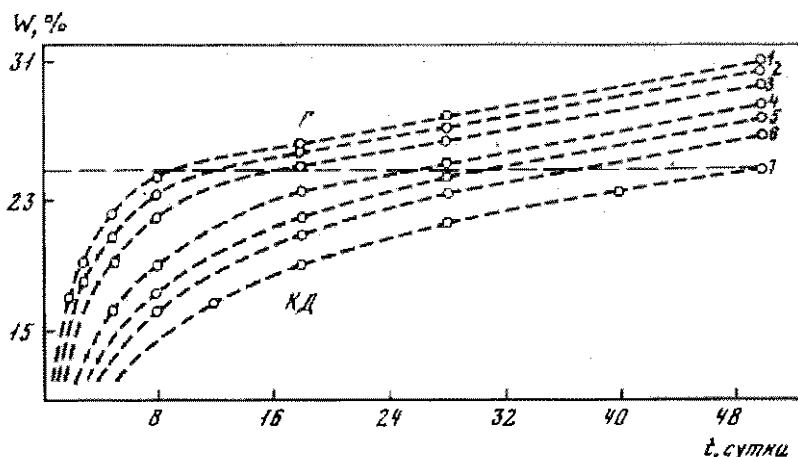
где h — глубина. Коэффициент диффузии стремится к нулю при влажности породы ниже границы малоподвижного и диффузионного комплексов.

Расчеты показывают, что при влажности, превышающей 16–20%, уравнение (1) заметно хуже описывает процесс осушения, чем при влажности ниже указанных значений. Влажность на границе диффузионного и капиллярного комплексов составляет около 18%.

Капиллярный комплекс

Под капиллярным комплексом понимается обводненность капиллярной каймы, обычно наблюдаемой над уровнем грунтовых вод. В Яванской долине влажность лёссовых пород в капиллярной кайме колеблется от 15 до 25%, но иногда выходит за эти пределы. Степень заполнения пор здесь составляет 80–100%, иногда опускается до 60% и ниже. Таким образом, обводненность капиллярной каймы очень неравномерная. На основании эмпирических данных, независимо от приведенных выше опытов по осушению котлованов, следует принимать характерные значения влажности на границе капиллярного и диффузионного комплексов — 15–20%, в среднем 18%. В лабораторных условиях, когда структура грунта разрушена, диапазон колебаний этих цифр уже, а среднее значение — меньше (например, сравните с нашей цифрой 18% более низкие цифры для ВРК лёссовых пород в работе М.М. Абрамовой [1953]).

Для выводов о категориях воды, входящей в состав капиллярного комплекса в лёссе, следует учитывать обычно неполное водонасыщение породы, содержащей этот комплекс воды, изменчивые в пространстве значения природной влажности породы в капиллярной кайме и мощность капиллярной каймы, составляющую в лёссовых породах преимущественно 1,0–1,5 м. Следует заключить, что в капиллярной кайме могут быть не заняты капиллярной водой поры наиболее крупные и наиболее тонкие (последние — благодаря полному заполнению пор пленочной рыхлосвязанной водой), так как иначе мощность капиллярной каймы была бы более



Р и с. 5. Зависимость влажности (W) лёссовых пород от времени (t) при инфильтрации

Комплексы влаги: Γ — гравитационный, $КД$ — капиллярно-диффузионный; l — 7 — глубина, м

значительна. В соответствии с известным законом Жюрена 2-метровая мощность капиллярной каймы может определяться пористостью, образованной частицами 0,01–0,05 мм, т.е. наиболее характерными частицами лёссовых пород.

Влажность на границе капиллярного и гравитационного комплексов может быть определена, например, по наблюдениям за инфильтрацией. Опыты в районе г. Чебоксары по замачиванию лёссовых пород из круглого котлована диаметром 20 м показали (рис. 5), что при влажности около 25% происходит изменение закономерности движения воды. При движении воды капиллярного комплекса ($W < 25\%$), когда поры в породе не заполнены водой, влажность на каждой фиксированной глубине с течением времени t возрастает по логарифмическому закону $W = a \lg t + b$; при движении гравитационного комплекса, когда большая часть пор заполнена гравитационной водой, возрастание влажности происходит по линейной зависимости — до полного водонасыщения.

Гравитационный комплекс

Гравитационный комплекс определяется из условия, что при его вскрытии происходит поступление воды в выработку. В лёссовых породах это имеет место ниже уровня грунтовых вод, если влажность породы превышает 25% [Кригер, 1965]. Если на некоторой глубине ниже уровня грунтовых вод лёссовая порода уплотнена и в связи с этим ее влажность не превышает 25%, то обыкновенно вода не поступает в выработку [Кригер, Источников, 1974] и нет оснований говорить о гравитационном комплексе воды.

В природных водоносных горизонтах заполнение пор водой близко к 100%. Однако в молодых искусственно созданных водоносных горизонтах

и при инфильтрации воды гравитационного комплекса в породе содержится большое количество воздуха. Считать такую систему двухфазной, строго говоря, ошибочно. При инфильтрации можно говорить не о едином "фронте воды", а о множестве "фронтов" гравитационного комплекса, условно разделяющих водные тела с различным количеством воздуха. При полном заполнении пор водой (независимо от типа парагенетического комплекса) наблюдается значительное возрастание скоростей сейсмических волн (см. ниже).

Из вышеизложенного можно заключить, что различные парагенетические комплексы воды влияют на прочность структурных связей, пористость, скорости сейсмических волн и другие свойства породы.

ТЕРМОДИНАМИКА ПРОСАДОЧНЫХ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Для понимания процессов миграции воды в лёссовых породах и процессов формирования свойств этих пород представляет интерес рассмотрение их с термодинамической точки зрения [Кригер, 1976]. Равновесное или неравновесное состояние породы и поровой воды, а также запасы энергии в породе влияют на ее инженерно-геологические (строительные) и сейсмические свойства.

В пористых просадочных, т.е. недоуплотненных относительно существующего напряженного состояния лёссовых породах, частицы обладают запасом потенциальной энергии U [Денисов, 1972]. При увлажнении породы происходит ослабление структурных связей и падение частиц (уплотнение, просадка породы), т.е. переход потенциальной энергии в кинетическую. Это явление сопровождается тепловым эффектом, вызванным трением частиц и физико-химическими процессами при смачивании и ослаблении структурных связей. Мы увидим ниже, что изменения прочности структурных связей и энергетики породы влияют и на ее сейсмические свойства.

Пренебрегая трением и изменением энергии в виде теплового эффекта, имеем для каждой частицы просадочной породы

$$U = g m L, \quad (2)$$

где g — ускорение силы тяжести; m — масса частицы; L — величина возможного смещения при просадке.

Для практических расчетов более удобной формулой является:

$$U = P(h) L,$$

где $P(h) = g S \gamma h$ — давление в основании столба породы с площадью горизонтального сечения S и высотой h ; γ — объемная масса (плотность) лёссовой породы; как показывают опытные данные, она зависит от глубины h , но изменения ее обычно невелики.

От величины L возможного падения (просадки) частиц, расположенных в плоскости горизонтального сечения, зависит известная в инженерной геологии относительная просадочность δ . Пусть на рис. 6 частицы с глубины h_i при просадке падают на величину L_i . Тогда частицы с мень-

шей глубины $h_i - dh$ будут падать на величину $L_i + dL > L_i$. Очевидно, относительная просадочность:

$$\delta = - \frac{dL}{dh},$$

$$\text{или } dL = - \delta dh.$$

Суммируя потенциальную энергию частиц лёссовой толщи, имеющей мощность H , перепишем уравнение (2) в виде

$$U = \int_0^H P(h) \delta dh. \quad (3)$$

Подсчитаем ориентировочное значение потенциальной энергии U , могущей высвободиться при уплотнении (просадке) всех лёссовых образований Земли.

В первом приближении положим $\gamma = \text{const}$, $\delta = \text{const}$. Тогда, интегрируя уравнение (3) и принимая $S = 1$, имеем

$$U = g\gamma\delta \frac{H^2}{2}. \quad (4)$$

При наиболее часто встречающихся значениях $\gamma = 1500 \text{ кг/м}^3$, $\delta = 0,03$, $H = 15 \text{ м}$, найдем, что удельный запас потенциальной энергии просадочных лёссовых пород на 1 м^2 площади поверхности Земли составля-

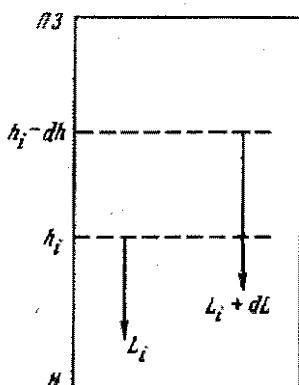


Рис. 6. Зависимость величины просадки (L) от глубины (h) (схема для расчета потенциальной энергии)

$ПЗ$ — поверхность земли, H — полная мощность просадочной толщи

ет $U/S = 4,9 \cdot 10^4 \text{ Дж}$. Тогда глобальный запас потенциальной энергии лёссовых пород при площади распространения $13 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ [Scheidid, 1934] составляет около $5,4 \cdot 10^{17} \text{ Дж}$.

Для сравнения приведем несколько цифр:

мировые запасы горючих сланцев составляют около 1500 млрд. т, что при теплоте сгорания $15,6 \text{ МДж/кг}$ в переводе на энергию составляет $2,3 \cdot 10^{22} \text{ Дж}$;

мощность имеющихся в настоящее время в распоряжении человечества длительно действующих техногенных источников энергии (электростанции, различные механизмы и т.д.) около 10^9 кВт [Федоров, 1972] или $0,9 \cdot 10^{17} \text{ Дж/сутки}$.

Запас потенциальной энергии в лёссовых породах теснейшим образом связан с описанными выше специфическими особенностями этих пород. Высвобождение энергии приводит к ликвидации просадочных свойств пород, устранению возможности сейсмических просадок и, по-видимому, исчезновению описываемого ниже эффекта падения скоростей при диффузионном увлажнении. Удельное значение потенциальной энергии U/S может служить характеристикой "активности" лёссовых толщ на единице площади поверхности Земли в зависимости от географической среды [Кригер, Котельникова, Тулубаев, 1978]. Например, при одинаковом геологическом строении и климате удельный запас потенциальной энергии в породах степного блюда меньше, чем в породах за его пределами. С утилитарной точки зрения для проектирования строительства на лёссовом просадочном основании обычно достаточно знания относительной просадочности δ , которая дает лишь феноменологическое описание явления и не отражает его физическую сущность. При изучении физики лёссовых пород энергетический подход является предпочтительным.

Объяснение условий возникновения недоуплотненности лёссовых пород и прогноз судьбы потенциальной энергии в них могут быть даны при термодинамическом подходе. Формирование лёссовых пород мы рассмотрим на двух термодинамических моделях, которые назовем механической и физико-химической.

Механическая (инженерная) модель процесса формирования недоуплотненности пород

Земной шар опоясан двумя прерывистыми полосами развития недоуплотненных четвертичных отложений, приуроченными к субтропическим географическим зонам. Среди этих отложений главное место принадлежит лёссу. Образованию и сохранению недоуплотненности пород на территории указанных полос способствовал и способствует почвообразовательный процесс с непромывным водным режимом.

При водном режиме непромывного типа влага атмосферных осадков не проникает глубоко в породу и расходуется обратно в атмосферу путем испарения, десукции (отсасывания корнями растений) и транспирации. Поэтому при непромывном режиме почв на глубине не более 3—4 м располагается мертвый или импермацидный горизонт, в котором влажность пород постоянна и близка к влажности завядания [Высоцкий, 1962; Роде, Смирнов, 1972] или, по нашей терминологии, к влажности малоподвижного парагенетического комплекса.

Принимая непромывной режим влажности почв в лёссовых районах, будем рассматривать лёссовую породу в мертвом горизонте как закрытую термодинамическую систему, не имеющую материального обмена с окружающей средой (влажность $W = \text{const}$), но имеющую энергетический обмен. Разумеется, что при поступлении в породу воды в большом количестве данная модель не будет работать. Будем считать эту систему макроскопически гомогенной, пренебрегая фазовыми микронеоднородностями.

Согласно первому закону термодинамики

$$d'Q = dU + PdV + d'A', \quad (5)$$

где $d'Q$ — изменение энергии в виде теплового эффекта; dU — изменение внутренней энергии, т.е. суммы потенциальной и кинетической энергии всех составляющих породу частиц: зерен породы, молекул и т.д.; dV — изменение объема фиксированной массы породы в мертвом горизонте; P — давление (в нашем случае — напряжение, вызываемое весом вышележащих пород), $d'A'$ — количество энергии, расходуемой на так называемую полезную работу, связанную с диффузионным перемещением веществ, преодолением поверхностного натяжения и т.д. В пределах механической модели будем считать $d'A' = 0$.

При седиментации лёссового материала ввиду наличия структурных связей в породе её объем V в мертвом горизонте не изменяется, хотя напряжение и потенциальная (внутренняя) энергия в системе возрастают в связи с возрастающим давлением вышележащих отложений. Таким образом, полагая $dV = 0$, мы имеем изохорный процесс, $d'Q_v = dU$. Иными словами, возрастание мощности лёссовых пород и связанное с ним увеличение потенциальной энергии dU будут сопровождаться тепловым эффектом

$$d'Q_v. \text{ Обозначив теплоемкость породы через } C_v = \frac{dQ_v}{dT} \quad (T — \text{ абсолютная}$$

температура) после интегрирования имеем $T_2 - T_1 = \frac{\Delta U}{C_v}$. Эта величина

может быть рассчитана. Например, при накоплении лёссовых отложений мощностью 15 м, найдя ΔU из уравнения (4) при $\gamma = 1500 \text{ кг/м}^3$, $\delta = 0,03$ и принимая $C = 800 \text{ Дж/кг} \cdot \text{град}$, приходим к выводу, что тепловой эффект вызовет повышение температуры породы на $(2,7 \cdot 10^{-3})^\circ\text{C}$. Подобное незначительное изменение температуры, происшедшее за период времени геологической длительности, не может быть измерено.

Из уравнения (5) в рамках нашей механической модели имеем выражение для работы

$$PdV = d'Q - dU.$$

Значениями $d'Q$ можно пренебречь и принять $PdV = -dU$. Так как dU является термодинамической функцией, то можно заключить, что при адиабатическом процессе ($d'Q = 0$) работа PdV , совершаемая системой при просадке, не зависит от количества и длительности отдельных этапов, а также от скорости процесса, но обладает свойством аддитивности и зависит от начального и конечного состояния системы. Иными словами, величина полной просадки не зависит от того, произошла ли просадка в один или несколько этапов. По этой причине различные квазистатические процессы — геологически медленное уплотнение породы при гумидизации климата, просадка грунта при его постепенном увлажнении в основании сооружения — могут рассматриваться с точки зрения единого принципа зависимости плотности породы от давления, влаги и тепла [Денисов, 1972]. Аддитивность уплотнения лёссовых пород дает возможность судить о процессе их уплотнения в геологическом прошлом по недоуплот-

ненности в настоящее время, а также позволяет обосновать равноправие методов "одной и двух кривых", используемых в инженерной геологии для оценки присадочных свойств грунтов в компрессионных приборах.

Механическая модель формирования лёсса, его пористости и недоуплотненности обычно удовлетворительно описывает явления, наблюдаемые в инженерной практике. Это определяет практическое значение модели. Однако в некоторых случаях (особенно при увязке свойств лёссовых пород с географической средой, при палеогеографических реконструкциях, реже — в инженерной практике) обнаруживаются противоречия, которые мы условимся называть парадоксами Измаильского и Лисицына.

1. Парадокс Измаильского, или парадокс географической среды. Назван в честь агронома А.А. Измаильского (1851—1914), впервые обнаружившего в степных районах подпочвенный горизонт с постоянной влажностью (т.е. мертвый горизонт) и зависимость влажности в этом горизонте от географической среды [Измаильский, 1894]. Суть парадокса состоит в том, что, приняв мертвый горизонт за закрытую термодинамическую систему, мы этим утверждаем, что влажность лёссовых пород в нем не зависит от окружающей среды. Но это последнее утверждение противоречит наблюдениям. Влажность лёссовых пород, а следовательно, и другие свойства, зависят от географической широтной зональности особенностей климата, рельефа, растительности т.д. [Кригер, 1965, 1970; Кригер, Граве, 1974; Кригер, Захаров, 1966; Лысенко, 1967; Сквалешкий, 1965; Богуцкий, 1966].

2. Парадокс Лисицына, или парадокс эволюции недоуплотненности пород. Назван в честь геолога К.И. Лисицына (1881—1933), обнаружившего деградацию просадочных свойств (недоуплотненности) лёссовых пород с течением времени [Лисицын, 1932]. Существование просадочных свойств пород возможно только в условиях устойчивого засушливого климата, но горизонты ископаемых почв и следов криотурбаций в лёссе свидетельствуют об изменчивости климата. Наблюдаемая с течением геологического времени деградация просадочных свойств требует поступления воды в породу, что противоречит предположению о закрытой термодинамической системе.

Разрешение этих парадоксов возможно в рамках физико-химической модели формирования свойств лёссовых пород. К сожалению, пока еще мало сделано для количественной оценки свойств лёссовых пород на основе этой модели.

Физико-химическая (естественноисторическая) модель процесса формирования недоуплотненности пород

Толща недоуплотненных лёссовых пород с термодинамической точки зрения имеет следующие свойства:

система является трехфазной;

мертвый горизонт представляет собой открытую систему, но ее материальный обмен с окружающей средой медленный, так что имеется термо-

динамическое квазиравновесное состояние воды в породах мертвого горизонта по отношению к воде в почвах и в атмосфере. Миграция воды в лёссовых породах в зоне аэрации происходит преимущественно в результате диффузии, главными факторами которой являются пленочный и парообразный влагоперенос, подземное испарение и конденсация;

в общем случае в уравнении (5) энергетический эффект в результате совершающейся полезной работы не равен нулю, $d'A \neq 0$. Например, теплота смачивания лёссовых пород, составляющая несколько калорий на грамм, на несколько порядков увеличит цифры поднятия температуры пород при замачивании, получаемые для механической модели. В настоящее время можно считать только начатым изучение влияния адсорбции, диффузии и других физико-химических процессов на энергетический баланс лёссовых пород;

аддитивность уплотнения пород может нарушаться. С этой точки зрения следует подойти к исследованию причин различия оценки относительной просадочности, иногда получаемой методами "одной и двух кривых";

геологически длительное сохранение просадочных свойств пород возможно в условиях колебания влажности климата, если: а) эти колебания не выходят за пределы интервала, при котором существует так называемый непромывной режим почвообразования, т.е. режим с мало активным водообменом. Такому интервалу отвечают условия образования почв сероземных, буроземных, черноземных и других, в том числе некоторых исчезнувших в плейстоцене; б) влажность пород, изменяющаяся при климатических колебаниях, остается меньше влажности, отвечающей границе диффузионного и капиллярного парагенетических комплексов воды;

в условиях $P = \text{const}$ (при отсутствии или слабых темпах седиментации) просадочные свойства лёссовых пород необратимо деградируют, энтропия S системы возрастает, $\frac{d'Q}{T} < dS$. Деградация просадочности связана с тем, что в результате климатических колебаний и случайного увлажнения пород соответствие пористости давлению имеет более высокую термодинамическую вероятность, чем недоуплотненное состояние (соответствие пористости давлению может сохраняться при большем количестве физико-географических ситуаций, чем недоуплотненное состояние).

Учитывая медленность этого процесса при инженерно-сейсмологических и инженерно-геологических исследованиях, можно пренебречь необратимостью процесса и с достаточной для практических целей точностью считать процесс равновесным. Лишь при воздействии техногенеза, быстро (относительно длительности существующего сооружения) изменяющего термодинамическую обстановку существования лёссовых пород, мы будем говорить о неравновесных условиях.

Говоря о равновесных или неравновесных условиях существования породы, мы будем иметь в виду прежде всего равновесие системы "вода в породе — вода в атмосфере".

Из изложенного следует, что инженерно-геологические и сейсмические свойства пород нельзя объяснить только механическими причинами. В формировании этих свойств большую роль играют физико-химические факторы, в свою очередь зависящие от физико-географической среды.

МОДЕЛИ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Для целенаправленного проведения экспериментов и правильной интерпретации полученных материалов необходимо выбрать теоретическую модель лёссовых пород. Модель должна по возможности адекватно описывать поведение реальных грунтов. По содержанию раздела о геологических факторах формирования сейсмических свойств лёссовых пород можно судить о сложности реальной среды, представленной лёссовыми породами. На формирование сейсмических свойств этих пород оказывают влияние разнообразные инженерно-геологические факторы, как механические, так и физико-химические.

Как было показано выше, лёссовые породы представляют собой зернисто-цементированную, пористую, недоуплотненную, в общем случае трехфазную среду. В лёссовых породах различаются скелетные компоненты (устойчивые минеральные твердые зерна и связывающий их переменнo-прочный цемент), подвижный газ (поровый воздух) и термодинамически неустойчивая вода.

Можно по-разному подходить к построению модели лёссовых пород.

Модели сплошной среды

Лёссовые породы можно аппроксимировать с помощью моделей сплошной среды. Очевидно, что эти породы обладают как упругими, так и неупругими вязкопластическими свойствами. На характер деформирования такой среды под воздействием напряжений влияют все эти свойства, но в зависимости от интенсивности напряжений, скорости их изменения и длительности воздействия могут превалировать те или иные механизмы деформации. При очень малых и кратковременных напряжениях преобладают упругие деформации. Если напряжения достаточно велики, долговременны и превышают предел текучести, преобладают пластические деформации. При напряжениях, не превышающих предел текучести, и ограниченном времени их воздействия среда может вести себя как упруго-вязкая.

Прежде чем приступить к непосредственному рассмотрению модели, примем ряд допущений. Будем представлять лёссовые породы в виде однородной изотропной сплошной среды. Состояние этой среды, а также изменение состояния определяются непрерывным соотношением между определенными функциями механических (напряжение, перемещение и их производные) и термодинамических переменных. Процессы деформирования будем исследовать в изотермических условиях. Наконец, последнее допущение, видимо, сильно искажающее результаты исследования в приложении к лёссовым породам, — это условие постоянства плотности среды в процессе деформирования.

Наиболее простой моделью является допущение упруговязкой среды Максвелла.

Механическая модель такой среды представляется в виде последовательного соединения упругого и вязкого элементов. Одномерное уравнение среды Максвелла имеет вид:

$$\frac{d\epsilon}{dt} = \frac{1}{E} \frac{d\sigma}{dt} + \frac{1}{\eta} \sigma, \quad (6)$$

где σ , ϵ и t соответственно напряжение, деформация и время; E — эффективный модуль упругости, равный $\lambda + 2\mu$ в случае объемных деформаций и равный μ — в случае сдвиговых деформаций; λ и μ — константы Ляме; η — эффективный коэффициент вязкости, равный $\eta'' + 2\eta'$ в случае объемных деформаций (η'' и η' — соответственно коэффициенты объемной и сдвиговой вязкости) и равный η' в случае сдвиговых деформаций.

При постоянной скорости нагружения $\frac{d\sigma}{dt} = V_\sigma$ и $\sigma = V_\sigma t$ уравнение (6) можно переписать в виде $\frac{d\epsilon}{dt} = \frac{1}{E} V_\sigma + \frac{1}{\eta} V_\sigma t$. После интегрирования и при начальных условиях $\epsilon = 0$ и $t = 0$ получаем решение:

$$\epsilon = \frac{1}{E} V_\sigma t + \frac{1}{2\eta} V_\sigma t^2. \quad (7)$$

К моменту времени $t = t_1$ имеем $\sigma_1 = V_\sigma t_1$, и после соответствующих подстановок и элементарных преобразований уравнение приводится к виду

$$\frac{\sigma_1}{\epsilon_1} = E_{\text{деф}} = \frac{2\eta E}{2\eta + E \frac{\sigma_1}{V_\sigma}}. \quad (8)$$

Уравнение (8) при известных значениях модуля упругости и коэффициента вязкости, заданных значениях скорости нагружения и конечной нагрузки позволяет определить отношение конечной нагрузки, например, на штамп, к относительной деформации грунта, т.е. модуль деформации. Можно полагать, что при конечных нагрузках порядка 1–2 кгс/см² этот модуль деформации будет близок к значениям, полученным при обычных штамповых испытаниях.

Известно уравнение, полученное на основании другой модели среды, а именно модели упруго-вязкого пластического тела:

$$\begin{aligned} t_p E \frac{d\epsilon}{dt} &= \sigma - \sigma_T \quad (\sigma > \sigma_T), \\ E\epsilon &= \sigma \quad (\sigma < \sigma_T), \end{aligned} \quad (9)$$

где $t_p = \frac{\eta}{E}$ — время релаксации, σ_T — напряжение, соответствующее пределу текучести, остальные обозначения те же, что и ранее. В случае равномерного нагружения решение уравнения состояния (9) приводит к формуле (8). Совпадение решений объясняется тем, что среда Максвелла и вязкоуп-

ругая релаксирующая среда, обладающая пределом текучести, определяются формально уравнениями одного и того же вида [Фрейдсенталь, Гейрингер, 1962]. Однако в случае упруговязкой пластической среды коэффициент вязкости является величиной переменной и, следовательно, переменной величиной является и время релаксации. Значения этих переменных величин зависят от того, в каком состоянии под нагрузкой находится среда в каждый данный момент: выше или ниже предела текучести.

Рассмотрим уравнение (8) при сдвиговых напряжениях и деформациях. Тогда его можно переписать в виде

$$\tau_1 = \frac{2\eta\mu}{2\eta + \mu \frac{\tau_1}{V_T}} \epsilon_1, \quad (10)$$

где τ_1 — сдвигающее напряжение к моменту времени t_1 ($\tau_1 = V_T t_1$); V_T — постоянная скорость нарастания тангенциального напряжения; ϵ_1 — деформация формоизменения к моменту времени t_1 ; η — коэффициент сдвиговой вязкости; μ — упругий модуль сдвига.

В инженерной геологии сопротивление грунтов сдвигу обычно определяют путем измерения сдвиговых нагрузок при нескольких фиксированных нормальных нагрузках ($\tau_P = 1 \text{ кгс/см}^2$, $\tau_P = 2 \text{ кгс/см}^2$, $\tau_P = 3 \text{ кгс/см}^2$). Затем на основе предположения о линейной зависимости между сдвигающими и нормальными нагрузками вычисляют коэффициент внутреннего трения ($\text{tg}\varphi$) и сцепление (C) согласно линейному уравнению $\tau = \text{tg}\varphi P + C$. Заметим, что при отсутствии нормальной нагрузки ($P = 0$) имеем $\tau = C$.

Если предположить, что воздействующее на грунт тангенциальное напряжение равномерно нарастает и к некоторому моменту времени достигается его критическое (сдвигающее) значение τ_1 , то в уравнении (10) эта сдвигающая нагрузка оказывается связанной с упругим модулем и вязкостью среды.

Рассмотрим теперь среду Максвелла в случае распространения в ней упругих волн. При отсутствии внешних объемных сил уравнение движения в плоском одномерном случае, как известно, принимает вид

$$\rho \frac{\partial^2 U}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma}{\partial y},$$

где ρ — плотность; U — перемещение.

С учетом уравнения (6) уравнение движения при распространении плоской поперечной волны в среде Максвелла преобразуется в

$$\frac{\partial^3 U}{\partial y^2 \partial t} = \frac{\rho}{\mu} \cdot \frac{\partial^3 U}{\partial t^3} + \frac{\rho}{\eta} \cdot \frac{\partial^2 U}{\partial t^2}. \quad (11)$$

В случае периодического возмущения уравнение (11) имеет частное решение $U = A e^{i\left\{\omega t - \left[\frac{\omega}{c(\omega)} - ia(\omega)\right]y_1\right\}}$, где $c(\omega)$ — фазовая скорость распространения волны, $a(\omega)$ — коэффициент поглощения, ω — круговая частота.

После подстановки частного решения в (11), разделения мнимой и вещественной части и замены $t_p = \frac{\eta}{E}$ получим выражения для фазовой скорости $C(\omega)$ и коэффициента поглощения $\alpha(\omega)$ [Фрейдентадль, Гейрингер, 1962]

$$C(\omega) = \sqrt{\frac{2\mu}{\rho}} \sqrt{\frac{1}{\sqrt{1 + \frac{1}{\omega^2 t_p^2}} - 1}} ,$$

$$\alpha(\omega) = \omega \sqrt{\frac{\rho}{2\mu}} \sqrt{\sqrt{1 + \frac{1}{\omega^2 t_p^2}} - 1} .$$

Отсюда декремент поглощения

$$\theta_S(\omega) = \alpha(\omega) \frac{C(\omega)}{\omega} = \omega t_p \left[\sqrt{1 + \frac{1}{\omega^2 t_p^2}} - 1 \right]. \quad (12)$$

Когда $\omega \gg \frac{1}{t_p}$ и поэтому произведение ωt_p велико по сравнению с 1, имеем $C(\omega) \rightarrow C_0 = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$, а $\alpha(\omega) \rightarrow 0$. Если $\omega \ll \frac{1}{t_p}$ и произведение ωt_p мало по сравнению с 1, фазовая скорость становится пропорциональной $\sqrt{\omega t_p}$, а коэффициент поглощения приобретает хорошо известное в литературе выражение $\alpha(\omega) \approx \sqrt{\frac{\rho\omega}{2\eta}}$. При $\omega t_p \approx 1$ фазовая скорость и коэффициент поглощения $\alpha(\omega) \approx \frac{1}{2} \frac{\rho C_0}{\eta}$ не зависят от частоты.

Интересно сравнить полученные соотношения между коэффициентами поглощения и частотой с соотношениями для другой идеальной упруговязкой среды, называемой средой Кельвина-Фойгта [Фрейдентадль, Гейрингер, 1962]. Они приведены в табл. 3, где для удобства рассмотрения повторены соотношения для среды Максвелла.

Как видно, в отношении закономерностей поглощения упругих волн модели сред Максвелла и Кельвина-Фойгта при $\omega t_p \approx 1$ практически приводят к одним и тем же результатам. Если обратиться к формуле (12), можно убедиться, что при $\omega t_p \approx 1$ декремент поглощения $\theta_S(\omega) \approx 0,4$. В табл. 4 приведены результаты экспериментальных определений декрементов поглощения упругих волн в лёссовых грунтах зоны аэрации на частотах 50–120 Гц, почерпнутые из литературных источников и дополненные нашими данными по району г. Явана Таджикской ССР, юга Украины и района г. Буденновска. В диапазоне частот, используемых в сейсморазведке, экспериментальная и теоретическая оценки по моделям Максвелла и Кельвина-Фойгта при условии $\omega t_p \approx 1$ приводят к близким результатам. Однако в этом случае коэффициент поглощения от частоты не зависит, что противоречит экспериментально наблюдаемым зависимостям коэффициента поглощения от частоты, которые оказываются близкими к линейным.

Таблица 3

Коэффициенты поглощения сейсмических волн в разных средах

Соотношение между ω и $\frac{1}{t_p}$	Среда Кельвина-Фойгта		Среда Максвелла
	Продольные волны	Поперечные волны	Поперечные волны
$\omega \ll \frac{1}{t_p}$	$\alpha_P(\omega) = \frac{2}{3} \frac{\eta \omega^2}{\rho C_{0P}^3}$	$\alpha_S(\omega) = \frac{\eta \omega^2}{2 \rho C_{0S}^3}$	$\alpha_S(\omega) = \sqrt{\frac{\rho \omega}{2 \eta}}$
$\omega \gg \frac{1}{t_p}$	$\alpha_P(\omega) = \sqrt{\frac{8}{3}} \frac{\rho \omega}{\eta}$	$\alpha_S(\omega) = \sqrt{\frac{\rho \omega}{2 \eta}}$	$\alpha_S(\omega) \rightarrow 0$
$\omega \approx \frac{1}{t_p}$	$\alpha_P(\omega) \approx \frac{1}{4} \frac{\rho C_{0P}}{\eta}$	$\alpha_S(\omega) \approx \frac{1}{3} \frac{\rho C_{0S}}{\eta}$	$\alpha_S(\omega) \approx \frac{1}{2} \frac{\rho C_{0S}}{\eta}$

Таблица 4

Результаты экспериментальных определений декрементов поглощения упругих волн в лёссовых породах зоны аэрации

Интервал глубин, м	V_P , м/с	V_S , м/с	Преобладающая частота, Гц	Декремент поглощения $\theta(P, S)$	Район работ, автор, год
На поверхности	150	—	80	0,36	Л.А. Иванова, Т.Г. Кондратьева, М.Н. Щербо, 1970 г.
2,7	280	—	50	0,22–0,44	Ростовская обл., Л.А. Иванова, Т.Г. Кондратьева, М.Н. Щербо, 1970 г.
2,7	280	—	80	0,25–0,42	То же
0–6,5	420	240	80–120	0,44 (P) 0,5 (S)	Украина, Л.В. Молотова, 1967 г.
2–16	680	370	110	0,33 (P) 0,40 (S)	Таджикская ССР, И.Г. Миндель, 1970 г.
6–16	420	230	100	0,30 (P) 0,27 (S)	То же
0–10	390	220	110	1,0 (P) 0,38 (S)	Юг Украины, И.Г. Миндель, 1970 г.
0–14	370	235	90–100 25–30	0,4 (P) 0,5 (S)	г. Буденновск, Н.И. Кригер, А.С. Алешин, А.Д. Кожеников, 1975 г.

В изложенной выше модели реальная среда аппроксимируется в виде сплошной среды (упругой или неупругой) с эффективными параметрами. В ряде случаев, если, например, длина возбуждаемых в среде волн много больше размеров микронеоднородностей (величины зерен, пор и т.д.), такая идеализация оказывается вполне удовлетворительной.

Модели зернистых и пористых сред

Более близким приближением к свойствам реальной среды являются модели зернистых и пористых сред, рассмотренные Гассманом [Gassman, 1951], Уайтом и Сенгбушем [White, Sengbush, 1953], Био, Патерсоном и др. Здесь твердая компонента породы представлена в виде идеально упругих шаров одинакового радиуса с гексагональной или кубической упаковкой. Экспериментальная проверка некоторых положений теории была проведена при сейсморазведочных [Левшин, 1961] и ультразвуковых исследованиях [Ивакин, 1969]. Наиболее интересным следствием теории, подтвержденным экспериментально, является существование нескольких типов волн, каждая из которых обусловлена соответствующим видом упругости (упругость зерен, упругость порового заполнителя, упругость контактов и т.п.).

А.Л. Левшин исследовал с помощью модели Уайта-Сенгбуша влияние заполнения пор водой на величины скоростей упругих волн. Скорость продольных волн резко возрастает при полном заполнении пор водой, скорости поперечных волн при этом изменяются довольно слабо. Формулы, полученные на основе многокомпонентных моделей зернистых сред, довольно громоздки. Ряд параметров, входящих в расчетные формулы, трудно поддаются непосредственным измерениям.

Учитывая все это, Г.Н. Назаров предложил [Назаров, 1972] феноменологическую модель упругой зернистой среды, учитывающей влияние цементирующих связей.

Геолого-физическая модель

В рассмотренных выше моделях среда характеризуется набором постоянных независимых от времени параметров. Существенной чертой изучаемых лёссовых пород является, как было отмечено выше, наличие эфемерной компоненты, в первую очередь воды, обуславливающей переменную прочность (во времени и пространстве) структурных связей. Поэтому целесообразно рассмотреть модель принципиально другого вида, учитывающую количество воды в лёссовых породах, а также роль воды в физико-механических и физико-химических процессах, возникающих в лёссовых породах при увлажнении. В общем случае можно представить упруго-вязкопластическую модель лёссовых пород с переменными (зависящими от влажности) параметрами. Математическое описание такой модели является весьма сложной задачей, и на современном уровне знаний мы ограничимся построением качественной (описательной) геолого-физической модели лёссовых пород.

Согласно этой модели лёссовые породы представляют собой зернисто-цементированную, пористую, недоуплотненную, в общем случае трехфаз-

ную среду. В породах различаются скелетные компоненты (устойчивые зерна и связывающий их переменнo-прочный цемент), подвижный газ (поровый воздух) и термодинамически неустойчивая вода. В зависимости от количества воды, способа ее миграции и характера связей со скелетной частью лёссовых пород различаются следующие парагенетические комплексы воды: малоподвижный, диффузионный, капиллярный и гравитационный.

Малоподвижный комплекс воды мало влияет на прочность цемента и в связи с этим — на сейсмические свойства породы. Поэтому при наличии воды этого комплекса должны фиксироваться максимальные значения скоростей упругих волн и минимальные — характеристик поглощения.

Диффузионный комплекс воды, при котором происходит перемещение водных пленок и пара, вызывает ослабление структурных связей, что влечет за собой падение скоростей сейсмических волн.

При капиллярном и гравитационном комплексах воды происходит максимальное ослабление цемента лёссовых пород. В этом случае при неполном заполнении пор водой должны отмечаться минимальные значения упругих характеристик и максимальные значения характеристик поглощения. При полном заполнении пор водой наступает скачкообразное увеличение скоростей продольных волн.

В зависимости от пористости лёссовых пород полное заполнение пор водой может иметь место при гравитационном, капиллярном или даже диффузионном комплексах воды.

Необходимо отметить, что увеличение влажности одновременно оказывает и противоположное влияние на упругие и поглощающие характеристики лёссовых пород. Это связано с тем, что вследствие физико-механических процессов (вытеснение водой воздуха из порового пространства и некоторое уплотнение грунта) происходит увеличение скоростей упругих волн и уменьшение значений констант поглощения. Таким образом, изменение количества воды сложным образом влияет на характер изменения сейсмических свойств лёссовых пород, вызывая суммирование различно действующих физико-химических и механических эффектов.

При изучении лёссовых грунтов необходимо различать равновесное и неравновесное состояние воды в породе.

Равновесное состояние воды (природные условия). В природных условиях в "мертвом" горизонте, т.е. ниже зоны изменчивости влажности и температуры породы, вода находится в термодинамическом равновесии с географической средой. При наличии этого равновесия влажность и связанные с ней другие свойства породы обратно изменяются во времени в незначительных пределах. В пространстве количество воды может меняться в широких пределах и может образовывать различные парагенетические комплексы, в зависимости от которых и находятся сейсмические свойства лёссовых пород. Уровень грунтовых вод является резкой границей раздела пород, содержащих капиллярный и гравитационный комплексы. Недоуплотненность (просадочность) пород сохраняется лишь при малоподвижном и отчасти диффузионном комплексах влаги.

Неравновесное состояние воды (техногенные условия). При техногенном воздействии на породы происходит значительное изменение их влажности. При этом равновесие количества воды с географической средой нарушается. Очень часто в результате технического освоения площадок, сложенных лёссовыми породами, происходит обводнение территорий. Этот процесс сопровождается сменой парагенетических комплексов воды и изменением свойств лёссовых пород во времени. Эти изменения особенно значительны (ликвидация недоуплотненности; падение значений упругих характеристик и возрастание значений показателей поглощения) при диффузионном комплексе воды. Быстро протекающий процесс просадки оставляет резерв недоуплотненности породы, благодаря которому породы при неравновесных условиях склонны к сейсмическим просадкам. При быстром техногенном обводнении пород в образующемся гравитационном комплексе воды содержится значительное количество воздуха, а полное водонасыщение пород достигается лишь через длительное время. Благодаря этому явлению техногенный уровень грунтовых вод в неравновесных условиях не может являться резкой границей парагенетических комплексов и фиксироваться при сейсморазведочных наблюдениях.

СВЯЗЬ МЕЖДУ СЕЙСМИЧЕСКИМИ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ХАРАКТЕРИСТИКАМИ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Некоторые точные соотношения

Рассмотрим возможность получения точных физических соотношений между статическими (деформационными) и динамическими модулями упругости на основе рассмотренной выше модели Максвелла. При известных, экспериментально определяемых значениях скоростей продольных (V_P) и поперечных (V_S) волн, декрементов их поглощения (θ_P, θ_S) и плотности среды (ρ) можем согласно формулам теории упругости определить динамические модуль Юнга (E) и модуль сдвига (μ) (считая их постоянными для данной среды и независимыми от частоты) и согласно упруговязким моделям — коэффициент вязкости (η) (например, по формуле $\eta \approx \frac{1}{2} \frac{\rho V_S^2}{\theta_{Sf}}$). Задавая скорость нагружения V_σ или V_τ и конеч-

ные нагрузки σ_1 или τ_1 (в последнем случае при сдвиге следует дополнительно задаться относительной деформацией формоизменения ϵ_1 , соответствующей τ_1), принципиально возможно оценить модуль деформации, сопротивление грунтов сдвигу по данным определения скоростей и декрементов поглощения продольных и поперечных волн. Следовательно, модель Максвелла при некоторых допущениях позволяет хотя бы приблизительно обосновать физическую сущность связи между механическими характеристиками лёссовых пород, получаемыми при воздействии на них статических и динамических нагрузок.

Вместе с тем уравнения (8) и (10) свидетельствуют о том, что получение однозначной зависимости между статическими характеристиками деформируемости и прочности грунтов; с одной стороны, и модулями упругости, получаемыми волновыми методами, — с другой, в общем виде не представляется возможным без учета уровней напряжений и деформаций и характера их изменений во времени.

Выше рассмотрены лишь наиболее простые модели лёссовых пород. Но интерес представляют также и другие модели, основанные, например, на теории наследственности (последствия), впервые сформулированной Больцманом. Эти модели позволяют судить о релаксационных свойствах среды (модели Максвелла и Кельвина-Фойгта являются частными случаями общей модели Больцмана). В последние годы получила признание модель распространения сейсмических волн Г.И. Гуревича [1974], хорошо согласующаяся с экспериментами и объясняющая закономерности изменения скоростей и характеристик поглощения в "компактных" и "рыхлых" средах. Рассмотрение этих моделей может привести к более строгому теоретическому обоснованию зависимостей между деформационными и прочностными характеристиками пород, с одной стороны, и их сейсмическими характеристиками — с другой. Но из-за громоздкости математического описания эти модели не рассматриваются.

С практической стороны на современном этапе развития как волновых (на частотах, используемых в сейсмологии, сейсморазведке и в геоакустике), так и инженерно-геологических методов изучения физико-механических свойств лёссовых пород наиболее доступен феноменологический подход, а именно поиски корреляционных связей между параметрами волнового движения и показателями, получаемыми общепринятыми в инженерной геологии способами. Выбор сопоставляемых величин и возможной формы корреляционных связей осуществляется, как правило, на основе приведенных выше теоретических соображений. В этом случае можно ожидать получения достаточно тесных связей, тогда как произвольный, не основанный на теоретических предпосылках выбор сопоставляемых характеристик (например, между пределами пластичности и скоростью упругих волн, между отдельными показателями физических свойств грунтов и упругими параметрами) может привести к слабым и даже абсурдным корреляционным связям.

Корреляционные зависимости между сейсмическими и физико-механическими характеристиками лёссовых пород

При установлении корреляционных связей между показателями физико-механических свойств лёссовых пород, такими, как плотность, влажность, модуль деформации, сцепление и сдвигающие нагрузки и т.д., и упругими параметрами нами соблюдался ряд условий. Одно из важных условий — измеряемые характеристики должны относиться примерно к одним и тем же объемам пород. При лабораторных инженерно-геологических исследованиях в испытания вовлекаются объемы пород обычно около 100–150 см³. С размерами таких образцов соизмеримы базы (расстояние

между приемником и излучателем) и длины волны в акустическом диапазоне частот (единицы и десятки сантиметров).

Установленные зависимости между показателями физико-механических свойств и акустическими параметрами, определяемыми на частотах 3000–10000 Гц, применялись при определении упругих характеристик сейсморазведочными методами (на частотах 30–200 Гц) лишь при отсутствии заметной дисперсии скоростей, полученных на тех и других частотах. При ощутимой дисперсии скоростей, характерной для наиболее "слабых" и неоднородных пород, использование установленных зависимостей при определении упругих параметров, относимых к совершенно другой области частот, неправомерно, по крайней мере без внесения соответствующих поправок, найденных экспериментальным путем. При установлении связей между сейсмическими характеристиками, измеряемыми на частотах 30–200 Гц, и показателями физико-механических свойств, определяемыми лабораторными или полевыми способами, избежать ошибок, обусловленных масштабным эффектом, можно лишь путем использования ряда методических приемов. К ним относятся: осреднение сопоставляемых с упругими характеристиками показателей физико-механических свойств в пределах однородных слоев в каждом пункте совместных наблюдений; использование сейсмокаротажа, наблюдений типа вертикального сейсмического профилирования, "просвечивания" между выработками с целью определения сейсмических характеристик такого объема пород, который сопоставим с областью воздействия инженерно-геологических опытов, особенно полевых.

К настоящему времени как нами [Миндель, 1967, 1968, 1969а,б, 1970а,б, 1975; Миндель, Хазанов, 1970; Оглоблин, Миндель, 1970, 1974; Попов, Терехина, Оглоблин, Миндель, 1971], так и другими авторами [Горяинов, 1969; Назаров, 1969; Горяинов, Полякова, 1970; Хазанов, Рубинштейн, 1976] установлены корреляционные зависимости между некоторыми физическими и деформационно-прочностными характеристиками лёссовых пород, с одной стороны, и акустическими или сейсмическими характеристиками (скоростями или упругими модулями) — с другой. Наиболее устойчивые связи обнаружены между модулем деформации, по данным штампов ($E_{\text{деф}}$) или компрессионных испытаний ($E_{\text{Кдеф}}$), и динамическим модулем Юнга (E). Устойчивые связи получены также между сцеплением (C) или удельной сдвигающей нагрузкой (τ) при вертикальной нагрузке $P = 1 \text{ кгс/см}^2$, с одной стороны, и динамическим модулем сдвига (μ) — с другой.

Наличие устойчивой связи между этими величинами объясняется как существованием физических предпосылок, о которых говорилось выше при рассмотрении теоретических моделей, так и влиянием на каждую из этих пар "интегральных" величин одних и тех же факторов: минералогического и зернового состава грунтов, плотности, влажности, прочности структурных связей и др. Зависимости между отдельными физическими параметрами (плотность, влажность) и сейсмическими характеристиками менее устойчивы и более сложны, поскольку на последние одновременно влияют и упомянутые выше факторы. Установленные нами и другими исследователями корреляционные зависимости между показа-

Таблица 5

Корреляционные зависимости между показателями физико-механических свойств лёссовых пород и сейсмическими (акустическими) характеристиками

Породы, район исследований, влажность породы	Зависимость	Условия получения характеристик	Автор, год
Деформационные показатели			
Лёссовые породы юга Украины, $W = 8 \div 20\%$	$E_{\text{деф}} = 0,045E + 70$	$E_{\text{деф}}$ — по данным штамповых испытаний; E — по данным акустических и сейсмокаротажных наблюдений	И.Г. Миндель [1970]
То же	$\nu_{\text{деф}}^k = 0,27\nu_p - 88$	$\nu_{\text{деф}}^k$ — по данным компрессионных испытаний; ν_p — по данным акустических измерений в шурфах и на образцах	То же
Лёссовидные суглинки Прикамья	$\nu_{\text{деф}}^k = 0,036E + 27,6$	$\nu_{\text{деф}}^k$ — по данным компрессионных испытаний; E — по данным наземной сейсморазведки	В.И. Бондарев, [1974]
Лёссовидные суглинки и супеси, пос. Фж-рюза Туркменской ССР, $W = 10 \div 21\%$	$\nu_{\text{деф}}^k = 0,033E + 65$	$E_{\text{деф}}$ — по данным штамповых испытаний; E — по данным сейсмокаротажа	И.Г. Миндель, [1975]
Прочностные показатели			
Лёссовые породы юга Украины, $W = 8 \div 20\%$	$C = 4,8 \cdot 10^{-4} \mu - 0,08$	C — по данным лабораторных испытаний; μ — по данным акустических и сейсмокаротажных наблюдений	И.Г. Миндель [1970]
Лёссовидные непросадочные суглинки Прикамья	$C = 7,5 \cdot 10^{-4} \mu - 0,356$	C — по данным лабораторных испытаний; μ — по данным сейсморазведки	В.И. Бондарев, [1974]
Лёссовидные просадочные суглинки Прикамья	$\tau = 2,71 \cdot 10^{-4} \mu + 0,675$ $P = 1 \text{ кгс/см}^2$	То же	То же
Физические показатели			
Лёсс Узбекской ССР	$\gamma_{\text{ск}} = 1,19 + 475 \cdot 10^{-6} \nu_S$	$\gamma_{\text{ск}}$ — по данным лабораторных испытаний; ν_S — по данным сейсморазведки	Н.Н. Горяинов, Т.А. Полякова, [1970]
Лёссовые породы района г. Явана Таджикской ССР	$W = 30 - 0,027\nu_p$	W — по данным лабораторных испытаний; ν_p — по данным акустических измерений в шурфах и на образцах	И.Г. Миндель, [1970]

Примечания: модуль деформации $E_{\text{деф}}$ и $\nu_{\text{деф}}^k$; сцепление C и предельная сдвигающая нагрузка τ при вертикальной нагрузке $P = 1 \text{ кгс/см}^2$; упругие модули Юнга E и сдвига μ в кгс/см^2 ; скорости ν_p и ν_S в м/с; объемная масса скелета $\gamma_{\text{ск}}$ в г/см^3 ; весовая влажность W в %.

телями физико-механических свойств лёссовых пород и их сейсмическими (акустическими) характеристиками приведены в табл. 5.

Согласно табл. 5 постоянные коэффициенты в аналогичных зависимостях несколько различаются для лёссовых пород, развитых в разных районах. Вместе с тем зависимость между модулем деформации по данным опытных штампов и модулем упругости Юнга, полученная на породах юга Украины, приводила к удовлетворительным оценкам модуля деформации также в районе г. Явана Таджикской ССР, где она проверена с помощью нескольких пар значений $E_{\text{деф}}$ и E , полученных экспериментально. Несмотря на различие коэффициентов в зависимостях $C = f(\mu)$ для грунтов юга Украины и Прикамья, в пределах общего для обеих зависимостей диапазона изменения μ (от 720 до 1480 кгс/см²) оценки по той и другой формулам приводят практически к одинаковым результатам. В этом можно убедиться, подставив любое в пределах названного диапазона значение μ в ту и другую зависимость.

По мере накопления экспериментального материала подобные зависимости могут быть получены для большинства районов, где развиты лёссовые породы. Это позволит оценивать сейсмические характеристики пород по значениям основных показателей физико-механических свойств, которые в массовом порядке определяются при инженерно-геологических изысканиях для строительства. Дальнейшее накопление материалов по изучению поглощающих характеристик сейсмических волн в лёссовых породах и вовлечение этих характеристик в оценку взаимозависимости физико-механических и сейсмических параметров позволит еще глубже понять физическую сущность явлений, возникающих в породах при сильных динамических воздействиях.

СВОЙСТВА ЛЁССОВЫХ ПОРОД В РАВНОВЕСНЫХ УСЛОВИЯХ

ВЫБОР УЧАСТКОВ ИССЛЕДОВАНИЯ

В разделе "Геологические факторы формирования сейсмических свойств лёссовых пород" указывалось, что в засушливом климате на глубине более 2—3 м в лёссовых породах имеется "мертвый горизонт", в котором влажность пород имеет невысокие значения (малоподвижный и диффузионный комплексы влаги) и мало меняется с течением времени. Это можно объяснить, приняв, что влажность пород в "мертвом горизонте" находится в термодинамическом равновесии со среднегодовыми значениями влажности и температуры атмосферного воздуха. Равновесная влажность пород называется естественной, или балансной, влажностью. Перемещение воды в лёссе в пределах "мертвого горизонта" происходит таким образом, что значение влажности пород мало зависит от сезонных явлений на поверхности земли и может приниматься за константу. Это перемещение осуществляется путем поверхностной диффузии водных пленок, а также путем подземного испарения и конденсации воды.

При геологически медленных изменениях климата равновесная влажность пород меняется также медленно, что обеспечивает сохранение водного равновесия. Сезонные изменения влажности пород, иногда вызывающие нарушение равновесия, распространяются по большей части лишь до глубины 2–3 м и почти не затрагивают "мертвый горизонт". Поскольку временные изменения инженерно-геологических и сейсмических свойств пород обычно связаны с изменением влажности, слабая временная изменчивость последней определяет стабильность инженерно-геологических и сейсмических свойств пород на протяжении коротких отрезков геологического времени.

Сейсмические свойства лёссовых пород зависят не только от состава и плотности минеральной части породы, но также от установившихся значений влажности породы. Сказанное определило выбор участков для эмпирического изучения сейсмических свойств лёссовых пород. В Яванской долине, характеризующейся разнообразием физико-географической обстановки, изучалось влияние географической среды и широкого диапазона различий влажности лёссовых пород на их сейсмические свойства. На участке близ г. Буденновска представилась возможность изучить эти свойства в зависимости от УГВ и влажности. На междуречье Дуная и Днестра, где лёссовые породы имеют сложную стратиграфию, изучалось влияние влажности на сейсмические свойства лёсса, переслаивающегося с хорошо выраженными ископаемыми почвами.

ЯВАНСКАЯ ДОЛИНА

Инженерно-геологическая характеристика лёссовых пород

Лёссовые отложения Яванской долины и соседних хребтов неоднократно описывались в литературе [Ариель, Березнер, 1965, 1966; Костенко, 1962; Котельникова, 1976; Кригер, 1970, 1974, 1975; Кригер, Захаров, 1966; Кригер, Лаврусевич, 1974; Кригер, Чумаченко, 1972; Крылков, 1960, 1965; Лаврусевич, Смирнов, 1974; Лаврусевич, Чумаченко, 1974; Мирзобаев, Мавлянов, 1969; Сквалецкий, 1965, 1969; Юсупова, 1962]. В данной работе мы приведем лишь краткую характеристику лёссовых отложений Яванской долины, основываясь преимущественно на наших данных.

Яванская долина находится в Южно-Таджикской депрессии, между хребтами Джегымтау и Каратау. Дно долины располагается на высотах 600–700 м. Окружающие долину горы возвышаются над дном долины на 700–1200 м (абс. высота до 1700 м). Ширина долины в верхней (северной) части составляет 2–3 км, в средней и нижней достигает 17–20 км. В долине протекает р. Явансу.

Климатические условия изменяются как вдоль р. Явансу, так и при подъеме на окружающие ее возвышенности. Более возвышенная северная низогорно-долинная часть имеет менее аридный климат, чем южная. Так, в г. Яване выпадает осадков около 700 мм/год, в то время как в Курган-Тюбе (устье Яванской долины) только 230 мм. Среднегодовая температура воздуха в г. Яване 16,8°C, испаряемость около 1290 мм/год.

Хребты, окружающие Яванскую долину, сложены породами верхнеюрского, мелового и третичного возраста: глинами, песчаниками, гипсами, известняками, доломитами.

Яванская долина заполнена толщей четвертичных отложений. Данные бурения показывают, что мощность толщи нескальных пород в центральной части впадины превышает 590 м. Они здесь представлены лёссом, лёссовидными суглинками и валунно-галечниковыми образованиями. В генетическом отношении в долине преобладают аллювиальные и пролювиальные отложения, на адырах и хребтах — оловый лёсс. Более подробно эти образования изучены в верхней 100-метровой толще [Кригер, Лаврусевич, 1974]. Аллювиальными суглинками и валунно-галечниковыми отложениями сложены I, II и III надпойменные террасы р. Явансу. Наибольшее распространение в районе получил лёсс, толщи которого местами достигают 100 м и больше. Суммарная мощность лёсса и лёссовидных пород местами превосходит 400 м.

В сейсмическом отношении район принадлежит к зоне с 8-балльной сейсмичностью [Гайский и др., 1968; Киняпина, 1969].

Подземные воды находятся от поверхности на весьма различных уровнях. Верхний горизонт подземных вод в Яванской долине приурочен к лёссовым отложениям. Гидрогеологические изыскания позволяют констатировать увеличение глубины залегания уровня грунтовых вод в долине р. Явансу по мере движения с севера на юг от 1 м до нескольких десятков метров.

Лёсс олово-делювиального происхождения обнаружен в разрезах адыров и изучен в скважинах и шурфах. Мощность верхней пачки его местами превышает 70 м. Микроагрегатный состав лёсса характеризуется обилием (40–50%) частиц диаметром 0,01–0,05 мм и небольшим (8–12%) содержанием частиц диаметром < 0,005 мм. В толще лёсса имеется до шести зон оглинения — комплексов ископаемых почв; его пористость составляет 45–55%.

Лёссовидные отложения пролювиального и аллювиального происхождения имеют менее однородный микроагрегатный состав, несколько меньшую пористость, несколько большую глинистость. Характерным является переслаивание этих отложений с галечниками.

В зависимости от местных условий (рельеф, положение уровня грунтовых вод) весовая влажность лёссовых пород колеблется в широких пределах от 3–4 до 25–30%. Влажность более 25% обычно наблюдается ниже уровня грунтовых вод.

Относительная просадочность лёссовых пород изменяется в пределах от 0,01 до 0,07 и больше. Наиболее просадочные разности пород наблюдаются при влажности менее 10%. На глубинах более 25–35 м просадочные свойства пород исчезают.

Сцепление лёссовых пород изменяется от 0,05 до 1,4 кгс/см². С возрастанием влажности сцепление падает и при влажности более 24% обычно не превосходит 0,2–0,4 кгс/см².

Модуль деформации лёссовых пород изменяется от 40 до 900 кгс/см². При влажности более 25% он обычно колеблется в пределах 40–70 кгс/см².

Сейсмические свойства лёссовых пород

Исследование сейсмических свойств лёссовых пород Яванской долины было начато в то время, когда локальная, региональная и глобальная зависимость физико-механических и физико-химических свойств их от географической среды была в основных чертах известна [Кригер, 1965, 1970] и соответствующие идеи внедрены в методику инженерно-геологических изысканий [Рекомендации..., 1968]. Было установлено также наличие указанной зависимости в Яванской долине [Сквалецкий, 1965; Кригер, Захаров, 1966]. По этой причине было начато изучение зависимости сейсмических свойств лёссовых пород от географической среды в Яванской долине [Кригер, Кожевников, 1974] и вообще изучение зависимости сейсмических свойств различных пород от физико-географического и геологического окружения [Кригер, Кожевников, 1977]. В связи с этим И.Г. Минделем и А.Н. Чумаченко [1974] были обобщены результаты многолетних сейсморазведочных и сейсмоакустических исследований, проведенных И.Г. Минделем в Яванской долине, что позволило найти интересные зависимости скоростных характеристик лёссовых пород от географической среды.

Скорости распространения продольных и поперечных волн в пределах развития различных типов лёссовых пород Яванской долины изучались с помощью стандартной аппаратуры и методики путем наблюдений с поверхности и способом сейсмокаротажа в шурфах (дудки). Ультразвуковые измерения проводились в шурфах и на монолитах.

В целом лёссовые породы характеризуются большим диапазоном изменения скоростей продольных волн. Изменение упругих характеристик лёссовых пород Яванской долины иллюстрируется прилагаемой табл. 6 [Миндель, Чумаченко, 1974].

Можно видеть, что скорости волн V_p в лёссовых породах различаются на разных геоморфологических элементах. Наибольшие скорости наблюдаются на террасе, где на небольшой глубине располагается зеркало грунтовых вод. Несколько более высокие скорости на конусе выноса по сравнению со скоростями на адырах следует связывать с более высокой пористостью адырных лёссовых отложений.

Внутри крупных геоморфологических элементов даже сравнительно небольшие неровности поверхности могут отражаться на скоростных характеристиках лёссовых пород. В качестве примера можно указать горизонтальную поверхность слабохолмистых адыров (на левом склоне Яванской долины) и расположенное на ней степное блюдце, описанное в литературе [Кригер, 1970, 1975] под названием "Южное". Блюдце имеет приблизительно круглую форму, наибольший диаметр 210 м, глубину до 4 м. Скоростные характеристики лёссовых пород в блюдце и его ближайших окрестностях показаны в табл. 7 [Миндель, Чумаченко, 1974, 1975]. До глубины 3–5 м скорости в лёссовых породах блюдца несколько более высокие, чем в сильно недоуплотненном пористом и трещиноватом лёссе окрестностей блюдца. Пористость лёсса достигает 54,4%, пористость лёссовидных отложений блюдца не превышает 48,9%. На глубинах более 3–5 м значения скоростей V_p в породах блюдца несколько ниже, чем в породах

Таблица 6

Скорости сейсмических волн в лёссовых породах Яванской долины

Геоморфологическое положение участков	Наименование пород	Интервал глубин залегания, м		V_P , м/с	V_S/V_P
		от	до		
Адыры на левом склоне Яванской долины	Лёсс	0	1-2	200-250	—
		1-2	3-5	230-400	0,50-0,70
		3-5	10-15	500-600	0,60-0,70
		10-15	40-50	550-800	0,55-0,60
Адыры, Ишма-сай	Лёссовидный суглинок, очень плотный местами со щебнем	40-50	60-80	1000-1600	0,60
Центральная часть делювиально-пролювиального конуса Нарын-су	Суглинок лёссовидный	0	1-2	250-270	—
		1-2	4-6	350-490	0,58-0,67
		4-6	15-25	520-700	0,50-0,60
Краевая часть делювиально-пролювиального конуса Нарын-су	То же	0	2-6	380-600	0,47-0,52
Терраса р. Яван на территории г. Яван	Лёссовые породы водоносные	—	—	1600-1800	0,1-0,2

Таблица 7

Изменение сейсмических характеристик лёссовых пород Явана в зависимости от рельефа

Интервал глубин залегания, м		Холмистая равнина		Степное блюдце	
		V_P , м/с	V_S/V_P	V_P , м/с	V_S/V_P
от	до				
0	1-2	200-250	—	170-280	—
1-2	3-5	230-400	0,5-0,7	340-500	0,57-0,62
3-5	10-15	500-600	0,6-0,7	460-550	0,6-0,7
10-15	40-50	550-800	0,55-0,60	590-670	0,55-0,60

его окрестностей. Это следует связывать с более высокой влажностью лёссовых пород в блюдце: она составляет 16,1-28,0% (среднее значение 22,4% по 25 определениям) против 2,1-19,6% (среднее значение 8,4 по 95 определениям) в лёссе окрестностей блюдца.

Зависимость скоростных характеристик лёссовых пород от их влажности в Яванской долине была изучена главным образом И.Г. Минделем

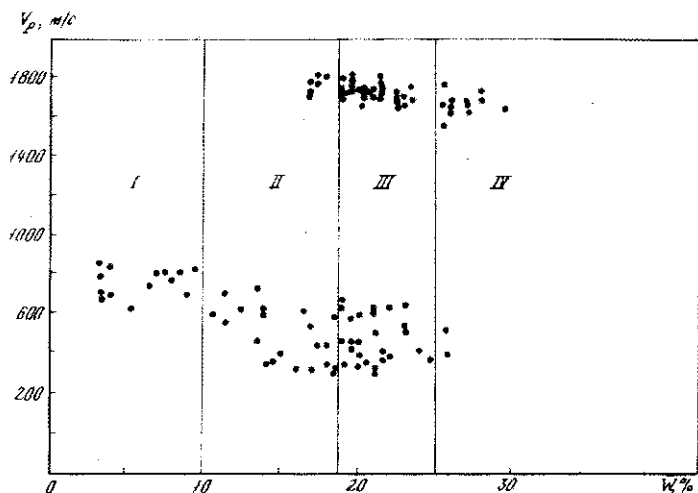
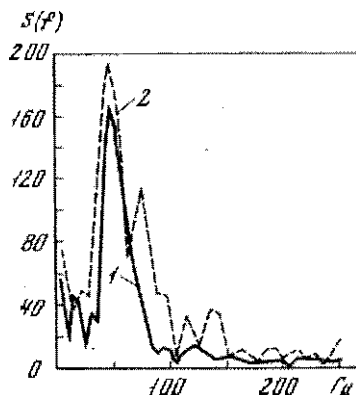


Рис. 7. Зависимость скоростей продольных вол (V_p) от влажности (W) пород

Парагенетические комплексы воды: I – малоподвижный, II – диффузионный, III – капиллярный, IV – гравитационный

Рис. 8. Амплитудно-частотные спектры записей поперечных волн от стандартных ударов

1 – лёссовые породы региональной террасы (водонасыщенные породы); 2 – лёссовые породы предгорий



и В.Ф. Оглоблиным [Миндель, 1970а,б; Оглоблин, 1972; Оглоблин, Миндель, 1974]. На основании полевых сейсморазведочных работ они указали, что в зоне аэрации более влажные породы имеют меньшие скорости сейсмических волн. Проведенные ультразвуковые измерения в шурфах и на монолитах пород позволили предложить эмпирическую зависимость $V_p = 960 - 26W$ (где W – в %, V_p – в м/с). Коэффициент корреляции, подчиняющийся для этой зависимости, составляет 0.66.

Новейшие исследования [Кригер, Кожевников, Миндель, 1977; Кригер, Кожевников, 1977] показывают, что зависимость скоростей сейсмических волн от природной влажности пород достаточно сложная и в значительной мере связана с парагенетическими комплексами воды в породе (рис. 7). Методы выделения комплексов были указаны выше в главе о геологической характеристике лёссовых пород. При наличии малоподвижного парагенетического комплекса воды ($W \leq 10\%$) в равновесных условиях влажность мало влияет на скорости сейсмических волн. При диффузионном комплексе воды более высоким значениям влажности отвечают

более низкие значения скоростей. Капиллярный парагенетический комплекс воды, по-видимому, не оказывает большого влияния на скорости воли. Резкое повышение скоростей наблюдается при полном заполнении пор водой, что имеет место при гравитационном комплексе воды, но при малом размере пор и общей низкой пористости породы может иметь место при капиллярном и, вероятно, даже при диффузионном комплексах воды.

Для изучения влияния грунтовых условий на спектральный состав поперечных волн производилась запись U -компоненты колебаний на фиксированном расстоянии 46 м от горизонтального (в направлении U) удара. Сравнение результатов спектрального анализа записей поперечных волн, полученных на водонасыщенном лёссе и на слабо увлажненном лёссе, слагающем предгорья, показало сравнительно слабую зависимость спектров от степени влажности пород и географической среды (рис. 8).

ОПЫТНЫЙ ПОЛИГОН В ОКРЕСТНОСТЯХ Г. БУДЕННОВСКА

Геологические условия

Описываемый участок находится на правом склоне долины р. Мокрой Буйволы, являющейся левым притоком р. Кумы, на северо-западной окраине г. Буденновска. Днище долины занято искусственным озером, образованным в результате подпора реки плотной близ ее устья.

Климат района характеризуется континентальностью и засушливостью. Средняя месячная температура воздуха в июле $24,3^{\circ}\text{C}$, в январе $4,5^{\circ}$. Количество осадков составляет 354 мм/год.

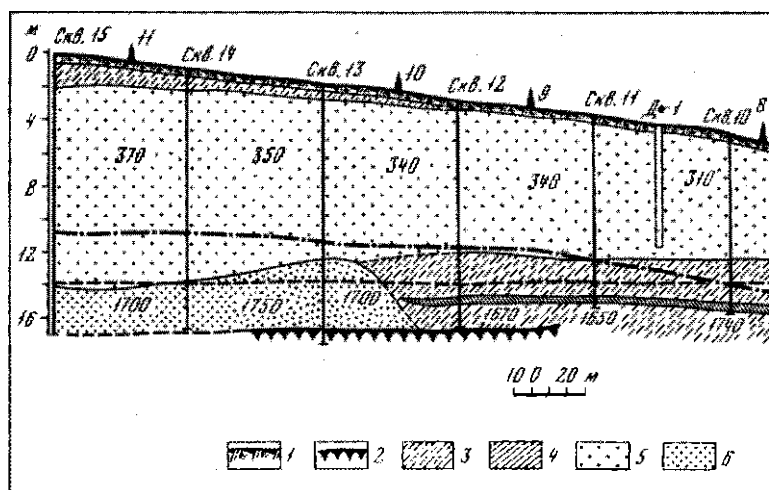


Рис. 9. Геосейсмический разрез опытного полигона в окрестностях г. Буденновска

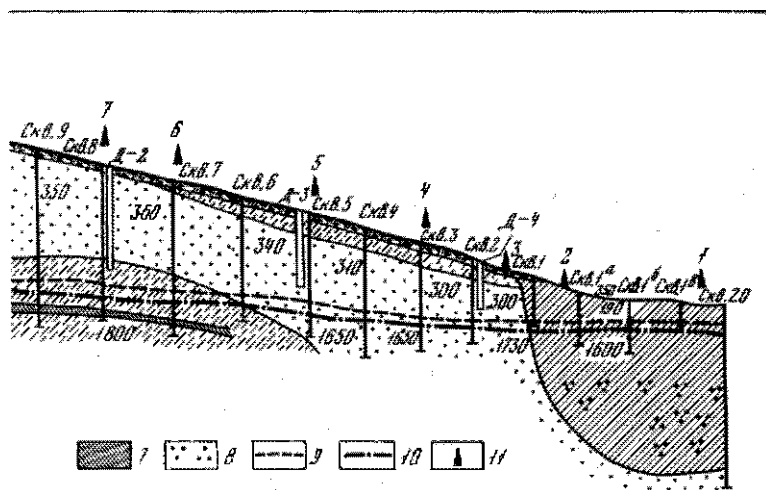
1 - почвенно-растительный слой; 2 - погребенный почвенный слой; 3 - суглинок легкий; 4 - суглинок тяжелый; 5 - супесь тяжелая; 6 - песок мел.

Скважинами и дудками под современной почвой и красновато-бурыми макропористыми сильно-карбонатными суглинками мощностью до 1,5 м вскрыта желтовато-серая, во влажном состоянии почти бурая, макропористая сильно-карбонатная супесь с кристаллами гипса и линзами тонкозернистого песка. Мощность супеси составляет 5–12 м в нижней части склона (в районе описываемого профиля) и увеличивается до 20 м и более на водоразделе. Супесь подстилается желтовато-бурым макропористым суглинком или мелкозернистыми песками. В пойме залегают аллювиальные отложения, представленные суглинками мощностью 9–10 м.

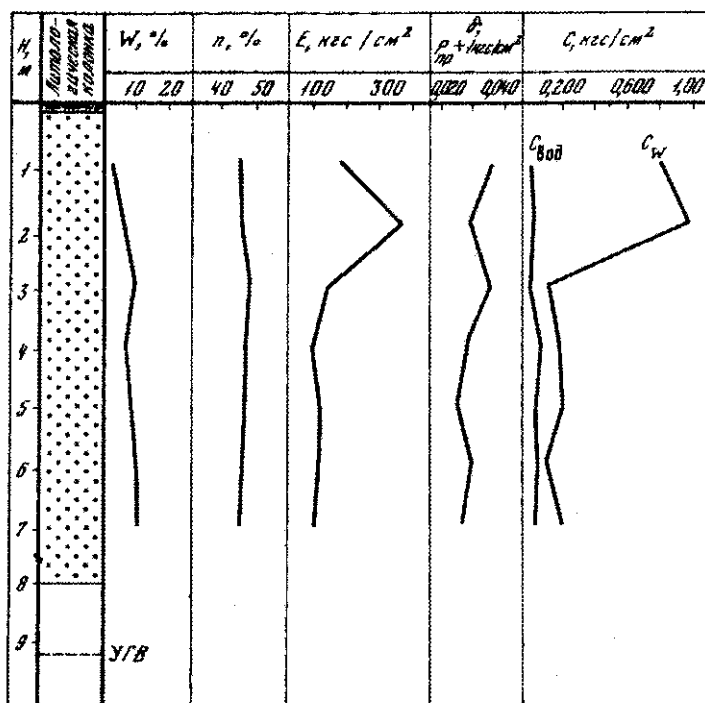
К суглинкам, супесям и пескам плейстоценового и современного (в пойме) возраста приурочены грунтовые воды со свободной поверхностью. В пределах изученного профиля (рис. 9) грунтовые воды залегают на глубине от 14,6 м (скв. 15) до 0,45 м (скв. 20). Уклон зеркала грунтовых вод направлен в сторону Мокрой Буйволы и составляет 0,004.

Лёссовые породы района г. Буденновска изучались Л.Г. Балаевым с коллегами [1964, 1970], Б.Ф. Галаем, В.И. Ботниковым и другими исследователями. Как видно из вышеизложенного, в геологическом разрезе лёссовой толщи района г. Буденновска преобладают лёссовидные супеси. Эта разность пород наиболее полно изучена в инженерно-геологическом отношении. На рис. 10 и 11 приведены основные физико-механические свойства лёссовых пород на участках с разной глубиной уровня грунтовых вод.

В гранулометрическом составе супесей преобладают фракции тонкого песка (0,1–0,05 мм) – 47% и крупной пыли (0,01–0,05 мм) – 29%. Глинистых частиц (< 0,005 мм) содержится не более 10–11%. Фракции крупнее 0,1 мм в чистых разностях пород отсутствуют.



козернистый; 7 – глина мергелистая; 8 – песчаность; 9 – уровень грунтовых вод; 10 – преломляющая граница, по данным сейсморазведки; 11 – пункты сейсмологической регистрации. Цифры на разрезе – скорости продольных волн, в м/с



Р и с. 10. Инженерно-геологические и сейсмические свойства лессовых пород (дудка 1)

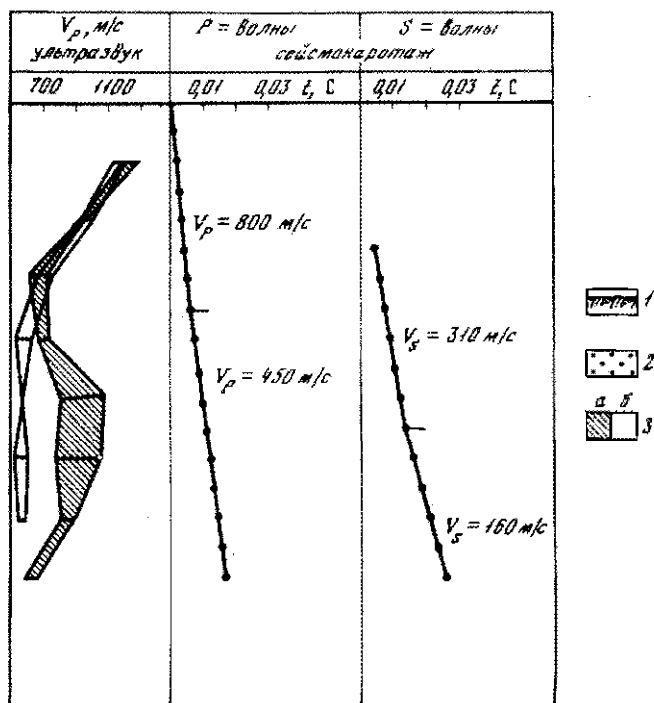
1 – почвенно-растительный слой; 2 – супесь тяжелая; 3 – скорости продольных волн по результатам ультразвуковых измерений: а – в массиве, б – в образцах

Среднее значение природной влажности лёссовидных супесей в зоне аэрации до глубины 15–18 м составляет 9–11% (при невысоком коэффициенте вариации – 13–14%). Верхняя 3–10-метровая толща супесей в верхней половине склона (от дудки 2 и выше) имеет влажность не более 10% (3,4–9,7%). Между дудками 2 и 3 эта зона сокращается в мощности до 1–2 м, а ниже дудки 3 влажность супесей более высокая и достигает 12–14%. Отдельные отклонения от этой закономерности, по-видимому, можно объяснить особенностями литологии и минералогического состава отложений.

Ниже выделенной зоны залегает зона, в которой природная влажность супесчаной толщи достигает 12–20%, а в области капиллярной каймы – 17–22%.

Среднее значение числа пластичности, по данным Севкавказпроводхоза, здесь около 6, нижний предел пластичности ($W_p = 19$) почти в 2 раза выше природной влажности.

Сулеси в естественном состоянии недоуплотнены, поэтому при увлажнении даже без дополнительных нагрузок они склонны к просадочным деформациям. Относительная просадочность при природных нагрузках



W — влажность, n — пористость, E — модуль общей деформации, δ — коэффициент относительной просадочности, C — сцепление (C_W — при естественной влажности, $C_{вод}$ — в водонасыщенном состоянии), V_p — скорости продольных волн, V_s — скорости поперечных волн

достигает 0,04–0,05. По мере приближения к уровню грунтовых вод, т.е. с глубиной, просадочность падает.

Прочностные показатели супеси в естественном состоянии в значительной степени зависят от влажности: чем ниже влажность, тем, при прочих равных условиях, выше прочность супесей.

В 2–3-метровой верхней зоне, в которой в период исследований породы имели наименьшую влажность, модули общей деформации превышают 1000 кгс/см², сцепление достигает 0,8–1,0 кгс/см². Ниже этой зоны прочностные характеристики пород резко падают, а затем изменяются в небольших пределах, имея некоторую тенденцию к увеличению с глубиной. При увлажнении прочностные показатели супесей резко падают: в 5–8 раз по сцеплению и в 20–100 раз по удельному сопротивлению пенетрации. Особенно это заметно в породах верхней зоны: с глубиной эта разница сглаживается.

Легкие суглинки, подстилающие в центральной части профиля толщу супесей, водоносны или входят в зону капиллярной каймы (влажность от 18 до 22%). Число пластичности равно 7,5–8. При природной влажности отложения обладают достаточно высокими прочностными показателями.

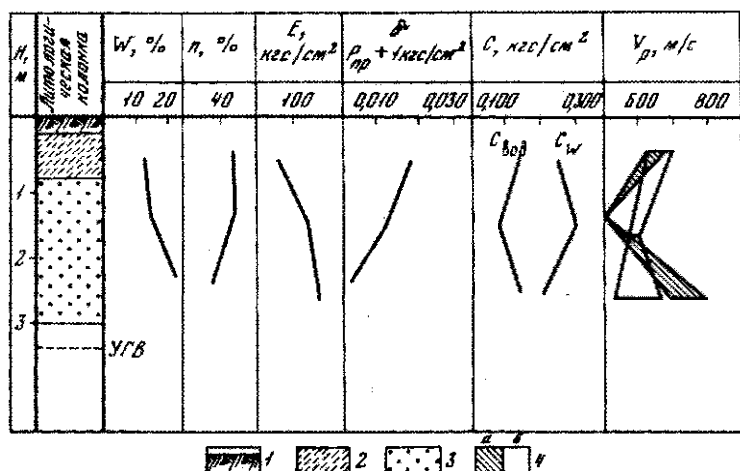


Рис. 11. Инженерно-геологические и сейсмические свойства лёссовых пород (дудка 4)

1 — почвенно-растительный слой; 2 — суглинок легкий; 3 — супесь тяжелая; 4 — скорости продольных волн по результатам ультразвуковых измерений: а — в массиве, б — на образцах

Пояснение см. на рис. 10

телями на сдвиг: угол внутреннего трения $\varphi = 21^{\circ}00' \div 27^{\circ}30'$, сцепление $C = 0,22 \div 0,44$ кгс/см². Модуль общей деформации достигает $114 \div 122$ кгс/см², просадочность в условиях природного напряженного состояния практически равна нулю. Уплотненность обводненных суглинков выше, чем вышележащих "сухих" отложений.

Таким образом, в лёссовой толще сейсмогеологического профиля по основным показателям инженерно-геологических свойств, и в первую очередь по влажности, можно выделить несколько инженерно-геологических элементов: 1) верхнюю периодически иссушаемую часть зоны аэрации; 2) основную часть зоны аэрации с постоянной влажностью; 3) капиллярную кайму и зону полного водонасыщения (ниже уровня грунтовых вод); 4) зону повышенной влажности вблизи оз. Буйволы.

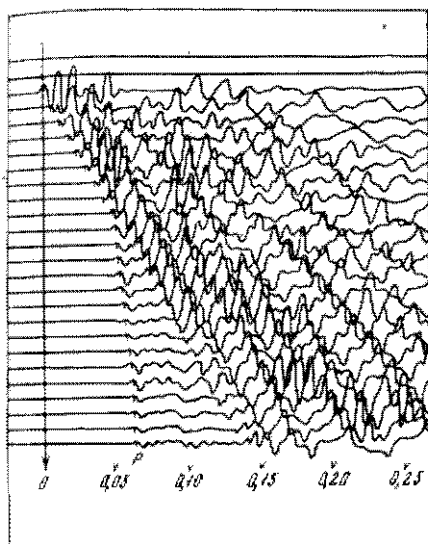
В каждой из этих зон свойства лёссовых пород различные.

Упругие свойства лёссовых пород

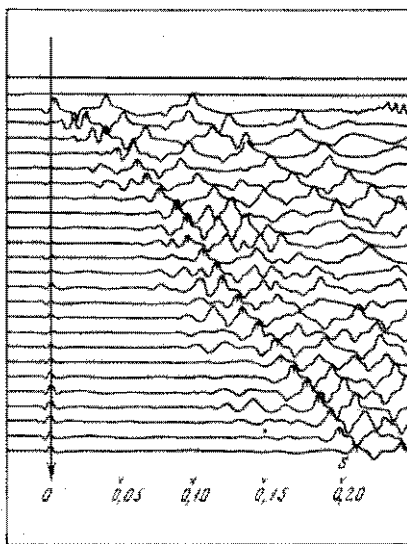
Упругие характеристики лёссовых пород на исследованном участке определялись при сейморазведочных наблюдениях с поверхности (методом преломленных волн) и в дудках (сейсмический каротаж), и при ультразвуковых наблюдениях в массиве (ультразвуковой каротаж) и на монолитах.

Характерные сейсмограммы, соответствующие наблюдениям по схемам ZZ и YY, приведены на рис. 12 и 13.

На сейсмограммах, полученных по схеме ZZ (см. рис. 12), в первых вступлениях отчетливо выделяется продольная (P) волна. Видимая частот-



Р и с. 12. Сейсмограмма, полученная на поверхности лессовых пород по схеме ZZ



Р и с. 13. Сейсмограмма, полученная на поверхности лессовых пород по схеме УУ

та достаточно высокая, около 100 Гц. Форма волны хорошо выдерживается от пикета к пикету. Средняя скорость прямой волны составляет 310–380 м/с, граничная скорость преломленной волны 1600–1800 м/с. Последующая часть записи образована вступлениями поперечной S -волны с кажущимися скоростями 170–290 м/с и видимыми частотами около 60 Гц. Далее на записи можно различить поверхностные волны Релея (R) и Лява (L) с низкими значениями фазовой скорости $V_R = 150$ –260 м/с, $V_L = 130$ м/с и с частотами более низкими, чем у объемных волн.

На сейсмограммах при наблюдениях по схеме УУ (см. рис. 13) в первых вступлениях на пикетах вблизи пункта удара зафиксированы слабые вступления P -волны, которая быстро затухает. Дальнейшая часть записи образована колебаниями поперечной S -волны и поверхностной L -волны. Скорости этих волн мало отличаются от значений, полученных при наблюдениях по схеме ZZ. По годографам были определены (главным образом способом точки перегиба) значения средних и граничных скоростей и выделены сейсмические границы.

Сопоставление с данными бурения позволяет преломляющую границу отождествить с уровнем грунтовых вод.

Результаты изучения скоростных характеристик представлены в табл. 8. Как видно, разброс значений средних скоростей незначителен. Так, скорости V_P изменяются в основном от 300 до 370 м/с, скорости V_S — от 200 до 270 м/с. Скачок в значениях V_P до 1600–1800 м/с наблюдается в водоносных разностях ниже уровня грунтовых вод, где среда является двухфазной.

Таблица 8

Сейсмические свойства лёссовых пород в районе г. Буденновска

Сейсмические характеристики	Уровень грунтовых вод, м				
	1	2	3	4	
Скорость V_p , м/с в зоне аэрации	360	300	300	320	
Скорость V_p , м/с ниже УГВ	1600	1630	1650	1550	
Скорость V_s , м/с	—	245	245	200	
Коэффициент поглощения					
a_p , м ⁻¹	—	0,07	—	—	
a_s , м ⁻¹	—	0,035	—	—	
Декремент поглощения					
θ_p	—	3	—	—	
θ_s	—	0,35	—	—	

Определяемый по данным сейсморазведки уровень грунтовых вод (УГВ) на участке от скв. 1 до скв. 10 хорошо совпадает с УГВ, фиксируемым в скважинах. Однако при $h_{\text{УГВ}} > 8$ м эта граница, выделяемая по данным сейсморазведки, располагается на 2–4 м выше уровня воды, отмеченного в скважинах. На наш взгляд, такое расхождение связано с тем, что средняя скорость V_p , определяемая по данным наземной сейсморазведки, соответствует наиболее низкоскоростному слою сейсмического разреза (этот слой выделяется по данным ультразвуковых измерений V_p в дудках) и заметно меньше средней скорости, определяемой по сейсмокаротажу и ультразвуковым наблюдениям.

При определении скоростей V_p и V_s по сейсмокаротажным наблюдениям в дудках на сейсмограммах отчетливо выделялись проходящие P и S волны. Значения скоростей V_p и V_s , определенные из каротажных наблюдений, несколько превышают значения, полученные по измерениям на дневной поверхности. Причины этого станут ясны, когда будут рассмотрены результаты ультразвуковых измерений скоростей V_p в дудках.

Результаты ультразвуковых измерений в виде зависимостей скоростей V_p от глубины приведены на рис. 10 и 11. Каждой глубине соответствует некоторый интервал скоростей. Величины скоростей V_p при измерениях на различных базах закономерно изменяются: меньшим базам соответствуют большие значения скорости. Связано это с неоднородностью лёссового массива, вызванной трещиноватостью. Наименьшая величина скорости приблизительно отвечает истинному значению скорости в массиве в данной точке. Сам разброс значений V_p , по-видимому, находится в зависимости от трещиноватости массива. На этих же графиках представлены значения V_p , полученные при измерениях на монолитах, отобранных с соответствующих глубин. Видно, что величины скоростей V_p в массиве и на монолитах хорошо совпадают вплоть до глубины 3 м, а глубже расходятся. Характерно при этом, что значения V_p в мас-

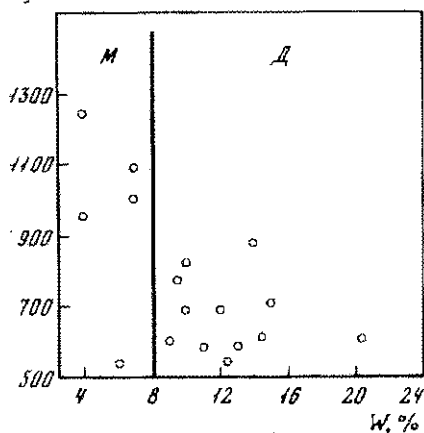
Уровень грунтовых вод, м

5	6	7	8	10	12	14
330	350	360	345	340	340	370
1650	1880	1840	1740	1670	1715	1690
265	230	270	260	245	260	235
0,06	—	0,05	0,04	0,08	0,05	0,08
0,03	—	0,03	0,04	0,03	0,06	0,05
—	—	—	—	0,4	0,25	0,4
—	—	—	—	0,3	0,6	0,5

сиве превышают соответствующие значения V_p в образцах. Измерения на образцах также дают некоторый разброс, но величина этого разброса не изменяется с глубиной. Разброс скоростей в массиве и на образце существенно превышает допустимую ошибку в измерении скоростей. Это дает основание полагать, что отмеченные отличия связаны с особенностями состояния породы в массиве и образце (изменение напряженного состояния и влажности).

Рассмотрение результатов (см. рис. 10), полученных при ультразвуковых измерениях V_p в массиве и на образцах, позволяет сделать вывод о том, что величины скоростей V_p меняются с глубиной в значительных пределах. При этом зависимость V_p от глубины обнаруживает некоторые закономерные тенденции. На небольшой глубине, около 1 м от дневной поверхности, наблюдается локальный максимум величины скорости $V_p = 1200 \div 1300$ м/с. Ниже, на глубине 2–3 м, скорости V_p падают до 500 м/с, а затем, на глубине 4–6 м, опять несколько возрастают до $700 \div 1000$ м/с. На глубине, соответствующей уровню грунтовых вод, скорости, очевидно, должны резко возрасти до величины 1500–1800 м/с.

Указанное распределение скоростей V_p с минимумом на глубине 2–3 м объясняется особенностями свойств лёссовых пород исследуемого района: легким гранулометрическим составом, высокой чувствительностью структурных связей к увлажнению (модуль деформации сильно снижается уже при весовой влажности пород более 10%), значительной уплотняемостью даже при невысоких давлениях. Влажность пород с глубиной медленно повышается и на глубине 2–3 м достигает 10% и превышает эту границу. В результате падения прочности структурных связей происходит уменьшение скоростей. Плотность пород с глубиной медленно возрастает, особенно — при влажности более 10%. Поэтому ниже "разрыхленной" зоны с малыми скоростями лежит горизонт с несколько пониженной пористостью, что вызывает возрастание скоростей V_p . Иногда, на глубине 7–8 м, наблюдается несколько более глинистый прослой и с пони-

$V_p, \text{ м/с}$ 

Р и с. 14. Зависимость скоростей продольных волн (V_p) от влажности (W) по результатам ультразвуковых измерений в массиве лёссовых пород
 М — малоподвижный комплекс влаги; Д — диффузионный комплекс

женными значениями скоростей V_p . Последнее, вероятно, объясняется возрастанием влажности при повышенных значениях числа пластичности.

Упомянутый слой с минимумом скоростей V_p на глубине 2–3 м может играть роль естественного приповерхностного волновода. Характерно, что значения скоростей по

сейсморазведочным данным приблизительно соответствуют скоростям в этом низкоскоростном слое, но значительно меньше средних скоростей, полученных по формуле

$$V = \frac{H}{\sum \Delta t_i} = \frac{H}{\sum \frac{h_i}{V_i}},$$

где h_i — мощность i -слоя, V_i — скорость в i -слое, Δt_i — время вертикального пробега упругих волн в i -слое.

На рис. 14 представлен график $V_p = f(W)$, на котором обобщены данные по величинам скоростей и влажностей в соответствующих точках. Видно, что в интервале влажностей от 4 до 20% экспериментальные точки показывают уменьшение скоростей продольных волн с увеличением влажности. Несмотря на большой разброс величин скоростей при одних и тех же значениях влажности, график вскрывает некоторые характерные черты рассматриваемой зависимости. При влажности $< 8\%$ (малоподвижный парагенетический комплекс воды) обычно наблюдаются высокие скорости, около 900–1250 м/с. При влажности $> 8\%$ (диффузионный парагенетический комплекс воды) скорости не превышают 800–900 м/с. В отличие от лёссовых пород (суглинков) Яванской долины в данном случае мы наблюдаем лишь слабо выраженное падение скоростей V_p по мере возрастания W при диффузионном комплексе воды. Это следует объяснять супесчаным составом и особой водонеустойчивостью структурных связей лёссовых пород района Буденновска: как указывалось выше, здесь уже при влажности более 10% происходит уплотнение (просадка) породы.

Результаты ультразвуковых измерений показывают, что значения скоростей, получаемые при сейсморазведочных наблюдениях, характеризуют толщу лёссовых пород в "целом", т.е. дают интегральную характеристику, которая значительно отличается от значений скоростей, свойственных отдельным пропласткам.

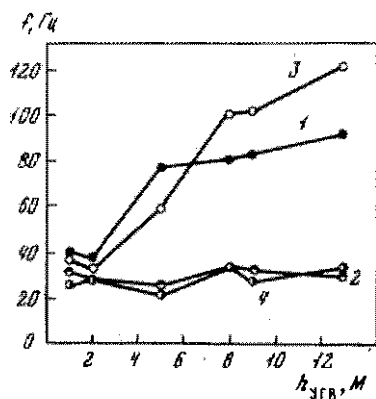
Поглощающие свойства лёссовых пород

Величины коэффициентов поглощения продольных и поперечных волн (a_p, a_s) и соответствующих декрементов (θ_p, θ_s), определенные в пунктах с различным уровнем грунтовых вод, приведены в табл. 8. Скоростная неоднородность исследуемых грунтов в плане и по разрезу, сложный характер волнового поля вблизи источника создают некоторые трудности в определении поглощающих характеристик пород.

В специальной литературе [Николаев, 1965; Миндель, 1975] данных о величинах констант поглощения в рыхлых нескальных породах мало. Экспериментальных данных о влиянии водоносности пород на поглощающие свойства также недостаточно, и они противоречивы. Так, в работе Г.И. Гуревича [1974] приведены данные, относящиеся к водонасыщенным глинам; здесь $\frac{\theta_p}{\theta_s} < 1$. В работе А.В. Николаева [1965] для многих типов нескальных пород $\frac{\theta_p}{\theta_s}$ гораздо больше 1. В диссертационной работе И.А. Ершова [1969] указывается, что для продольных волн в зоне водонасыщенности затухание волн уменьшается в несколько раз, однако конкретные данные не приводятся. Совсем нет сведений о константах поглощения, относящихся к обводненным лёссовым породам.

Сделаем одно общее замечание. Описывая ниже результаты определений приращения сейсмической интенсивности и констант поглощения в зависимости от конкретной инженерно-геологической обстановки (в первую очередь от влажности пород), мы эту обстановку будем характеризовать одним обобщенным параметром — глубиной до уровня грунтовых вод $h_{угв}$. Несмотря на всю условность такого подхода, он позволяет сопоставлять интегральные геофизические и инженерно-геологические характеристики, относимые ко всей изучаемой толще. В частности, глубина уровня грунтовых вод контролирует среднюю влажность верхней толщи грунта.

Полученные нами данные показывают, что коэффициенты поглощения продольных и поперечных волн (a_p, a_s) в пунктах с различной глубиной уровня грунтовых вод $h_{угв}$ практически не различаются. Можно считать, что при $h_{угв} = 1 \div 2$ м изменения амплитуд продольных волн, выходящих в первые вступления, относятся к преломленной волне, распространяющейся в обводненных лёссовых породах со скоростью $V_p > 1500$ м/с. Напротив при $h_{угв} = 14$ м, по крайней мере на удалениях до 20 м от пункта возбуждения, распространяется прямая Р-волна. Низкая скорость этой волны ($V_p < 400$ м/с), показывает, что распространяется она выше уровня грунтовых вод, т.е. в лёссовых породах зоны аэрации. С учетом изменения скоростей V_p и частот колебаний f_p (об этом см. ниже) величины декрементов поглощения продольных волн в лёссовых породах выше уровня грунтовых вод и ниже уровня грунтовых вод значительно различаются. При $h_{угв} = 2$ м, $\theta_p \approx 3$; при $h_{угв} > 10$ м, $\theta_p \approx 0,25 \div 0,40$. Объясняя это явление, необходимо учитывать, что различные геологические модели лёссовых пород дают качественно схожую картину: при уменьшении вязкости (при увеличении влажности) растет декремент



Р и с. 15. Зависимость видимых частот продольных (f_p) и поперечных (f_s) волн от глубины уровня грунтовых вод ($h_{гв}$)

1, 2 — соответственно для Р- и S-волн, зафиксированных в 20 м от пункта возбуждения, 3–4 — то же, в 10 м от пункта возбуждения

поглощения [Миндель, 1975]. Таким образом, экспериментально отмечаемое увеличение декремента поглощения θ_p (при $h_{гв} = 2$ м) находит удовлетворительное физическое истолкование. Труднее понять отсутствие заметного

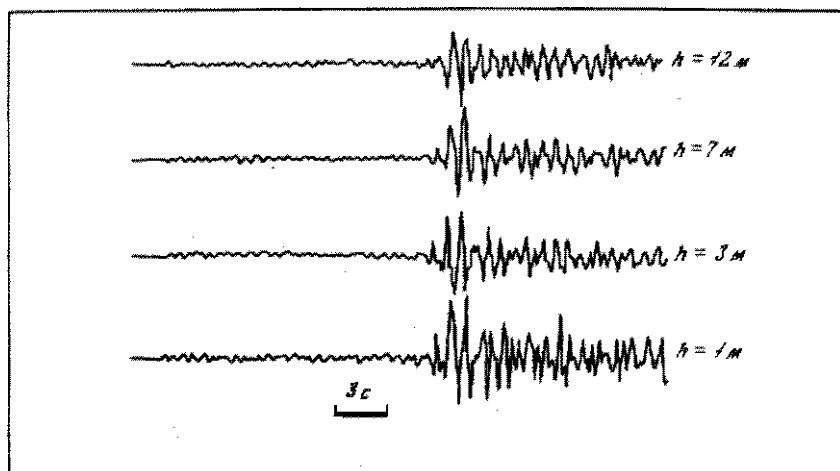
изменения декрементов поглощения поперечных волн (θ_s) при изменении уровня грунтовых вод. Экспериментальные данные показывают (см. табл. 8), что значения a_s и θ_s несколько повышаются при увеличении глубины уровня грунтовых вод.

При возбуждении упругих колебаний в пунктах с различной глубиной уровня грунтовых вод заметно менялась видимая частота продольных волн (f_p). Так, при изменении глубины УГВ от 13 до 1 м видимая частота продольных волн, зафиксированных на расстоянии 10 м от пункта возбуждения, изменялась от 120 до 40 Гц (рис. 15). Для поперечных волн характерна относительно слабая зависимость их видимых частот (f_s) от положения уровня грунтовых вод.

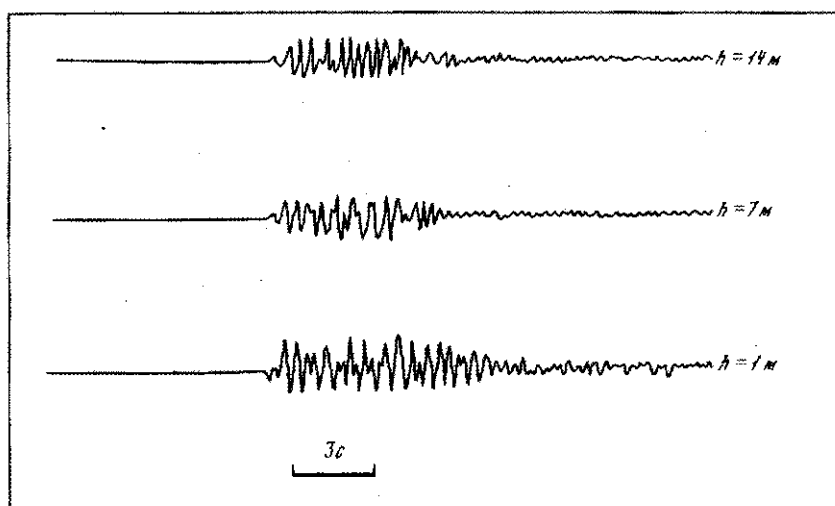
Отмеченные особенности изменения частотного состава продольных и поперечных волн, по-видимому, связаны с условиями возбуждения и приема упругих колебаний. Так, увеличение влажности лёссовых пород, связанное с неглубоким положением уровня грунтовых вод, делает лёссовые породы пластичными. Спектр возбуждаемых в этих породах колебаний будет более низкочастотным по сравнению со спектром в мало-влажных разностях на участках более глубокого положения уровня грунтовых вод. Кроме того, нужно иметь в виду следующее обстоятельство. При глубоком положении уровня грунтовых вод (например > 10 м) на эпицентральных расстояниях 10–20 м фиксируются прямые или слабо-рефрагированные волны. В случае приближения уровня грунтовых вод к дневной поверхности в первых вступлениях (при данной расстановке сейсмоприемников) фиксируется головная продольная волна. Смена прямой волны на головную может определять уменьшение ее видимой частоты. Для поперечной же волны уровень грунтовых вод не является преломляющей границей, поэтому не происходит смены волн, а следовательно, и заметного изменения их частотного состава.

Инженерно-сейсмологические свойства лёссовых пород

Для изучения инженерно-сейсмологических свойств лёссовых пород выбирался участок с однородными условиями, но с различным уровнем грунтовых вод. В пределах этого участка проводилась регистрация как



Р и с. 16. Сейсмограммы землетрясения, записанного в пунктах с различной глубиной (h) уровня грунтовых вод



Р и с. 17. Сейсмограммы взрыва, записанного в пунктах с различной глубиной (h) уровня грунтовых вод

естественных землетрясений, так и специальных удаленных взрывов. Запись колебаний от землетрясений и взрывов осуществлялась с помощью аппаратуры "Земля". Пункты установки сейсмографов равномерно располагались по профилю в точках с различным уровнем грунтовых вод, фиксируемым скважинами и шурфами. На рис. 9 приведен схематический разрез участка исследования. Сейсмические характеристики

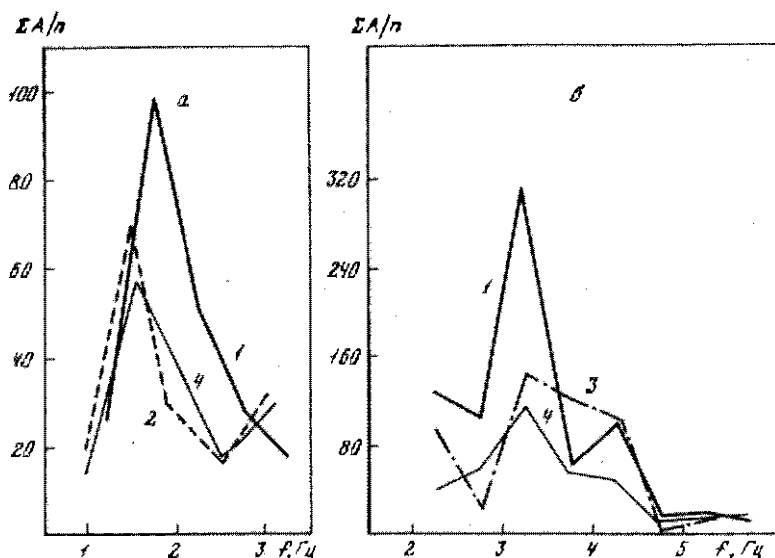


Рис. 18. Условные амплитудно-частотные спектры скоростей смещений в пунктах с различной глубиной (h) уровня грунтовых вод

a — записи землетрясений, b — записи взрывов; 1 — $h = 1$ м, 2 — $h = 5$ м, 3 — $h = 7$ м, 4 — $h = 14$ м

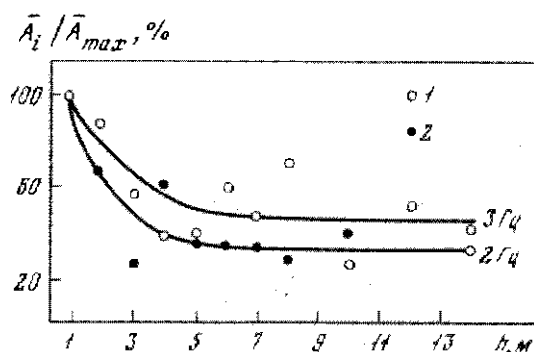


Рис. 19. Зависимость нормированных спектральных составляющих амплитуд колебаний ($\bar{A}_i / \bar{A}_{max}$) от глубины уровня грунтовых вод (h)

1 — взрывы; 2 — землетрясения

лёссовых пород в пунктах регистрации землетрясений и взрывов приведены в табл. 8.

Инструментальное изучение колебаний лёссовых пород от землетрясений в данном случае позволяет оценить их интенсивность в зависимости от положения уровня грунтовых вод.

За время полевого эксперимента зарегистрировано свыше 10 землетрясений и 2 взрыва. Наиболее четкие записи получены для землетрясений

9–11 энергетического класса с эпицентральной дистанцией до 200 км. Взрывы проводились в дудках на расстоянии 1 км от площадки исследований. Масса каждого заряда составляла 400 кг тротила.

Примеры сейсмограмм землетрясений и взрывов в пунктах с различным уровнем грунтовых вод приведены соответственно на рис. 16 и 17. Очевидно, что амплитуды колебаний увеличиваются при уменьшении глубины h уровня грунтовых вод. Более точные результаты получены при помощи спектрального анализа. В связи с этим путем сплошного промера видимых периодов и амплитуд строились зависимости типа $A(f_i)$.

На рис. 18 показаны примеры осредненных спектров землетрясений и взрывов, зарегистрированных в пунктах с различным уровнем грунтовых вод. Видно, что максимум спектров, получаемых при взрывах, относится к более высоким частотам, чем максимум спектров при землетрясениях.

На рис. 19 приведены экспериментальные графики зависимости фиксированных спектральных составляющих от положения уровня грунтовых вод. Очевидно, что характер изменения амплитуд колебаний, записанных от землетрясений и взрывов, совпадает. При этом отмечается значительное увеличение амплитуд колебаний лёссовых пород при приближении уровня грунтовых вод к дневной поверхности.

МЕЖДУРЕЧЬЕ ДУНАЯ И ДНЕСТРА

Краткая инженерно-геологическая характеристика района

Междуречье Днестра и Дуная, где на территории около 600 км² проводились инженерно-геологические и сейсмические исследования, расположено в Одесской области. В структурном отношении территория относится к западной части северного крыла Причерноморской впадины и характеризуется 7-балльной сейсмичностью.

Верхняя часть разреза сложена лёссовой толщей золово-делювиальных образований мощностью до 20–30 м. Эта толща разделяется шестью семью погребенными почвами на семь лёссовых горизонтов [Чумаченко, Пугачева, 1970; Кригер, Чумаченко, 1973]. Толща сложена суглинками, реже – супесями. В средней части толщи (кровля на глубине 3,5–6,0 м) залегает бугский горизонт лёсса, имеющего наиболее высокую пористость (в среднем 50%) и наиболее легкий гранулометрический состав. Лёсс бугского горизонта часто представлен супесями, имеет мощность 2–8 м. Породы ископаемых почв отличаются от межпочвенных лёссовых образований увеличением глинистости и природной влажности. Эти различия в данном районе более резко выражены, чем на описанных выше участках Яванской долины и окрестностей г. Буденновска. Наряду с указанной цикличностью изменения свойств лёссовых пород наблюдается общее возрастание глинистости пород с глубиной. По этой причине в литологическом отношении лёссовую толщу можно разделить на три зоны, из которых верхняя (надбугская) с преобладанием суглинков (средних), средняя (бугская) с преобладанием легких суглинков и супесей, нижняя (подбугская) с преобладанием тяжелых суглинков.

Толща лёссовых пород подстилается красно-бурыми глинами неогенового возраста мощностью 3–7 м. Ниже залегают понгические известняки. Грунтовые воды залегают близко к поверхности лишь в долинах рек и на Приморском участке.

Влажность лёссовых пород зоны аэрации изменяется в сравнительно узких пределах от 8% (в нескольких случаях от 4%) до 20%, в легких суглинках и особенно супесях (бугский лёсс) влажность несколько меньше, чем в тяжелых суглинках; с глубиной влажность увеличивается. Объемная масса пород изменяется от 1,45 до 1,90 г/см³, объемная масса скелета — от 1,30 до 1,70 г/см³, пористость — от 37 до 52%. Коэффициенты относительной просадочности при давлении, равном природному, во многих случаях не превышали тысячных долей единицы, редкие максимальные значения достигают 0,01–0,02. Значения модулей деформации лёссовых пород, по данным штамповых испытаний, изменяются преимущественно от 70 до 330 кгс/см². При замачивании пород значения модулей деформации снижаются до 40–170 кгс/см². Сцепление пород при природной влажности изменяется от 0,18 до 1,18 кгс/см² (в одном случае 1,50 кгс/см²) и уменьшается при замачивании до 0,10–0,30 кгс/см².

Упругие свойства лёссовых пород

Упругие свойства лёссовых пород юга Ураины уже освещались в прежних публикациях [Миндель, 1970а, б; Миндель, Чумаченко, 1975]. Поэтому лишь кратко приведем основные результаты исследований, проведенных в большом объеме с помощью сейсморазведочных (с поверхности, в шурфах и скважинах) и акустических (в шурфах и на образцах) наблюдений.

На сейсмограммах наблюдений с поверхности, проведенных с помощью станции СС-24п и сейсмоприемников СПЭД-56, характер записей аналогичен тем, которые получены в окрестностях г. Буденновска. В случае глубокого залегания уровня грунтовых вод на сейсмограммах при наблюдениях по схеме ZZ в первых вступлениях вблизи пункта удара четко прослеживается прямая или слаборефрагированная Р-волна, сменяемая затем волной, преломленной от кровли тяжелых суглинков. Видимые частоты этих волн составляют 50–80 Гц. На расстоянии более 15–20 м от пункта возбуждения в последующих вступлениях видна поперечная SV-волна с видимыми частотами 40–60 Гц. Следом за поперечной отмечается поверхностная волна релеевского типа с преобладающими частотами 30–40 Гц. На сейсмограммах, полученных по схеме УУ, в первых вступлениях едва заметна продольная волна, за которой прослеживается поперечная SH-волна, в последующей части записи видны поверхностные волны типа Лява. Скорости SV-и SH-волн практически не отличаются друг от друга.

На Приморском участке, где уровень грунтовых вод залегает на глубине 3–6 м от поверхности, при наблюдениях по схеме ZZ в первых вступлениях на расстоянии более 10–20 м от пункта возбуждения прослеживается волна малой интенсивности, преломленная на уровне воды. Эта волна сравнительно слабо затухает по мере удаления от пункта воз-

Таблица 9

Скорости распространения продольных и поперечных волн (в м/с) в лёссовых породах юга Украины, по данным сейсморазведочных исследований (в зоне аэрации)

Порода	V_p	V_s
Лёссовидные суглинки, надбугские	$\frac{285-370^*}{350}$	$\frac{170-250}{215}$
Бугские легкие суглинки и супеси (лёсс)	$\frac{390-550}{455}$	$\frac{245-300}{260}$
Подбугские лёссовидные суглинки тяжелые	$\frac{500-770}{570}$	$\frac{290-380}{315}$

* В числителе – диапазон значений, в знаменателе – среднее.

буждения. Скорости этой волны обычно 1500–1600 м/с. Далее на записи видны поперечные волны со скоростью около 300 м/с. При наблюдениях по схеме УУ на сейсмограммах на некотором удалении от пункта возбуждения видны только два типа волн – поперечная со скоростью около 300 м/с и поверхностная.

Сведения о скоростях распространения продольных и поперечных волн в лёссовых породах описываемого района, по данным сейсморазведочных наблюдений, приведены в табл. 9.

По скоростям сейсмических волн лёссовую толщу можно разбить на три геосейсмических горизонта, приблизительно соответствующих надбугскому, бугскому и подбугскому отложениям. Речь может идти только о приблизительном соответствии, так как локальные изменения влажности и плотности пород могут приводить к изменению границ геосейсмических горизонтов.

Результаты изучения скоростей распространения продольных волн путем прозвучивания монолитов и блоков пород в шуфах и дудках с помощью ультразвукового прибора ИПА-59 показаны на рис. 20. Для каждой литологической разности пород гистограммы скоростей даны раздельно. Гистограммы а, б и в приблизительно отвечают соответственно надбугскому, бугскому и подбугскому геосейсмическим горизонтам.

Если сравнить значения V_p , приведенные в табл. 9 и на рис. 20, можно заметить значительное различие их для толщи надбугских суглинков. По данным сейсморазведочных наблюдений, они характеризуются меньшими значениями скоростей по сравнению с залегающей ниже толщей лёсса, тогда как по данным акустических измерений получается противоположная картина, согласующаяся с оценками механических свойств пород инженерно-геологическими методами. Это объясняется ограниченными возможностями сейсморазведки методом преломленных волн и особенностями формирования волн от источника на поверхности в такой сложнопостроенной среде, как верхняя часть разреза лёссовых пород юга Украины. Вероятно, низкоскоростной слой лёсса может играть роль

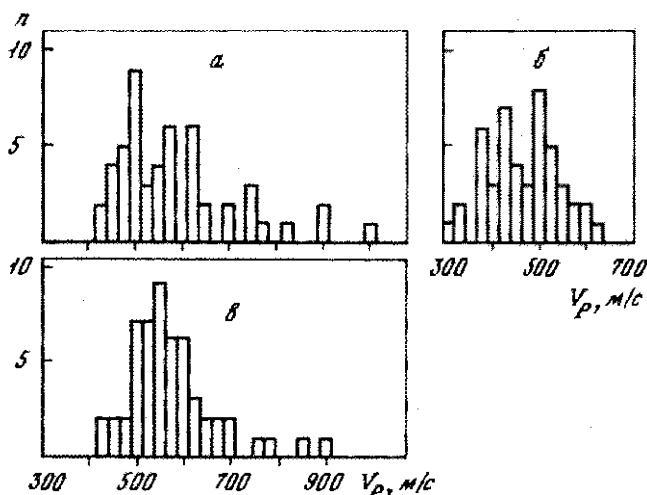


Рис. 20. Гистограммы значений скоростей V_p по результатам прозвучивания грунтов (Дунай-Днестровский массив орошения)
 а — лёссовидные суглинки, надбугские, б — бугские легкие суглинки и супеси (лёсс), в — подбугские лёссовидные суглинки тяжелые; n — число полученных значений скоростей

приповерхностного волновода и в значительной мере искажать результаты изучения скоростного разреза по материалам наземной сейсмо-разведки.

На рис. 21 обобщены данные по величине скоростей V_p акустических волн и влажности W . Хорошо наблюдается влияние литологического состава пород на зависимость скоростей от влажности: в суглинках скорости несколько выше, чем в супесях. В пределах каждой литологической разности в ископаемых почвах скорости в среднем несколько выше, чем в межпочвенных прослоях. Как указывалось выше, для ископаемых почв характерна более высокая глинистость и уплотненность пород, чем для межпочвенных лёссовых прослоев. В супесях, литологически наиболее приближающихся к лёссу Предкавказья, наблюдается падение скоростей волн по мере возрастания влажности. Это падение наблюдается при влажности, отвечающей малоподвижному комплексу воды, и менее отчетливо — при влажности, отвечающей диффузионному комплексу. В этом отношении супесчаные лёссовые породы Дунай-Днестровского междуречья стоят ближе к лёссовидным супесям района г. Буденновска, чем к лёссовидным суглинкам Яванской долины, в которых падение скоростей в основном приурочено к интервалу влажности, отвечающему диффузионному комплексу.

Особенностью лёссовых толщ Дунай-Днестровского междуречья является переслаивание легких (супеси) и тяжелых (суглинки) разностей пород. По этой причине условия формирования волновых полей при возбуждении упругих колебаний на поверхности являются очень сложными и схематизация среды в виде градиентной (возрастание скорости с глу-

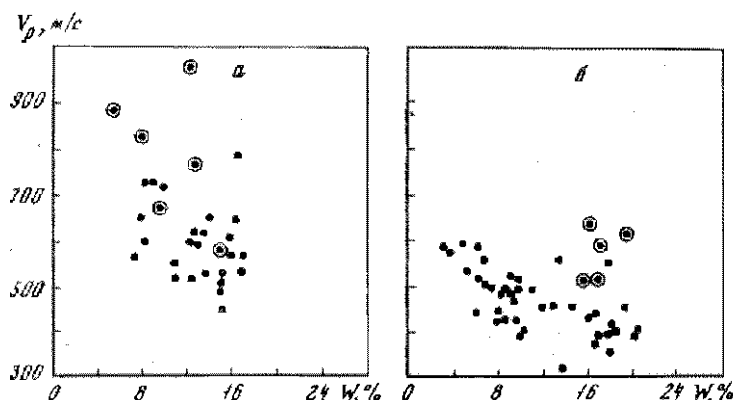


Рис. 21. Зависимость скоростей продольных волн (V_p) от влажности (W) по результатам акустических измерений

a — легкие лёссовидные суглинки; *b* — легкие супеси (лёсс); кружочком отмечены значения, относящиеся к ископаемым почвам

биной) даже приблизительно не отвечает реальной обстановке. Сейсмический метод преломленных волн дает лишь весьма осредненные скорости волн в лёссовой толще, и "прозрачными" для метода МПВ являются слои не только с пониженной скоростью, но и маломощные слои с повышенной скоростью, залегающие в верхней части разреза.

Поглощающие свойства

Эффективные коэффициенты поглощения в лёссовых породах зоны аэрации на Дунай-Днестровском междуречье изучались путем построения графиков приведенных амплитуд при сейсмокаротажных наблюдениях в предположении, что убывание амплитуд за счет расхождения фронта волны происходит обратно пропорционально первой степени расстояния. Поскольку измерения проводились в ближней зоне (на расстояниях порядка одной длины волны от источника), где затухание за счет расхождения может быть обратно пропорционально расстоянию в степени больше 1, полученные нами коэффициенты поглощения, являются, видимо, завышенными. По материалам сейсмокаротажа в восьми лудках эффективные коэффициенты поглощения для толщи лёссовых грунтов мощностью 10–15 м на частотах 90–110 Гц имеют следующие значения:

$$\alpha_p = 0,06 \div 0,35 \text{ 1/м.}$$

$$\alpha_s = 0,10 \div 0,40 \text{ 1/м.}$$

При средних значениях для толщи лёссовых грунтов $V_p \approx 500 \text{ м/с}$ и $V_s \approx 300 \text{ м/с}$, эффективные декременты поглощения $\theta_p \approx \theta_s \approx 0,5 \div 1,0$.

Нами также получены характеристики поглощения акустических волн с помощью частотного анализа импульсов, зафиксированных по крайней мере на двух различных базах. По рассчитанным на ЭВМ амплитудным спектрам импульсов строились графики зависимости разности

коэффициентов поглощения от частоты $\alpha_{f_1} - \alpha_{f_2} = f(f)$ и затем находилась зависимость $\alpha = f(f)$. Графики $\alpha = f(f)$ оказались близкими к линейным в диапазоне частот от 3000 до 10 000 Гц. Заметим, что при таком способе определения зависимости коэффициента поглощения от частоты нет необходимости задаваться формой функции расхождения фронта волны.

Декремент поглощения на высоких частотах (3–10 кГц) $\theta_p \approx \frac{\alpha V_p}{f} = KV_p \approx 1 \div 9$. Если предположить, что указанные зависимости $\alpha \approx Kf$ можно распространить на диапазон частот, используемый в сейсморазведке (около 100 Гц при каротаже), то декременты поглощения оказываются значительно завышенными по сравнению с экспериментально найденными и приведенными выше. Таким образом, пока нет оснований распространять зависимости $\alpha \approx f(f)$, определенные на высоких частотах, в область более низких частот, отличающихся по величине от высоких на один-два порядка.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ЛЁССОВЫХ ПОРОД В РАВНОВЕСНЫХ УСЛОВИЯХ

Результаты изучения сейсмических свойств лёссовых пород в равновесных условиях в различных районах и на участках с различающейся физико-географической обстановкой позволяют сделать некоторые выводы.

Специфика лёссовых пород (чувствительность структурных связей к воде, сравнительная однородность гранулометрического и минералогического составов, сравнительная однородность по плотности и т.д.) приводит к тому, что среди набора факторов, влияющих на сейсмические свойства лёссовых пород, влажность является одним из наиболее существенных.

Упругие свойства лёссовых пород не являются постоянными, а изменяются в зависимости от географической среды, определяющей влажность пород. Изменение влажности в пределах малоподвижного парагенетического комплекса в суглинках не оказывает заметного влияния на значения V_p , обычно составляющие 600–850 м/с. В супесях со слабыми структурными связями изменение влажности даже в пределах малоподвижного комплекса вызывает падение скоростей.

Падение скоростей V_p при наличии в породе диффузионного комплекса (а в супесях — также малоподвижного комплекса) воды объясняется физико-химическими процессами, возникающими в лёссовых породах при увеличении их влажности. Это прежде всего расклинивание структурных связей породы тонкими водными пленками, ведущее к ослаблению связей и образованию в породе мелких трещин. В пределах капиллярного комплекса значения скоростей сравнительно мало изменяются при изменении влажности, так как капиллярная влага, играющая основную роль в этом комплексе, занимает более крупные поры и является менее активной с физико-химической точки

зрения. При полном водонасыщении (обычно ниже естественного уровня грунтовых вод), при гравитационном комплексе влаги или в условиях низкой пористости пород при капиллярном комплексе влаги наблюдается указанное выше резкое увеличение значений V_p . Этот скачок происходит в диапазоне значений G (степени заполнения пор водой) от 0,8 до 1.

Детали картины могут несколько меняться в зависимости от особенностей состава и структуры породы. Например, в лёссовых породах (супесях) в районе г. Буденновска, имеющих прочные структурные связи при низкой влажности породы, отмечены значения скоростей при малоподвижном комплексе влаги до 1300 м/с. Менее значительные отклонения зависимости $V_p = f(W)$ могут возникать в результате того, что границы парагенетических комплексов воды могут на оси влажности сдвигаться в некоторых пределах, следствием чего будет смещение интервала влажности, в котором происходит падение скоростей.

Влажность оказывает существенное влияние на поглощающие (неупругие) свойства лёссовых пород. Повышение влажности (до полного водонасыщения) вызывает существенное увеличение декремента поглощения θ_p продольных волн. Это увеличение соответствует уменьшению вязкости лёссовых пород при насыщении водой. Декременты поглощения θ_s поперечных волн практически не изменяются при изменении уровня грунтовых вод от 1 до 14 м.

Видимые частоты сейсмических колебаний в продольной волне на фиксированном расстоянии от удара (вертикальный удар, вертикальный приемник) значительно возрастают при увеличении глубины уровня грунтовых вод. Видимые частоты поперечной волны f_s при тех же условиях практически не меняются.

СВОЙСТВА ЛЁССОВЫХ ПОРОД В УСЛОВИЯХ НЕРАВНОВЕСНОГО СОСТОЯНИЯ

ВЫБОР УЧАСТКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Выше были описаны условия, при которых термодинамическое равновесие воды в лёссовых породах и атмосфере определяет относительное постоянство влажности, прочности и других свойств породы во времени. Лишь геологически медленные изменения этих свойств, связанные с изменением климата, рельефа, режима грунтовых вод, могут иметь место в условиях указанного равновесия. Напротив, отсутствие термодинамического равновесия воды в лёссовых породах и атмосфере определяет сравнительно быстрые, наблюдаемые в течение часов, суток или месяцев, изменения уровня грунтовых вод, влажности и механических свойств пород. При неравновесном состоянии воды переменными во времени являются также и сейсмические свойства, что необходимо учитывать при сейсмическом микрорайонировании.

Нарушение термодинамического равновесия в системе "вода в породе — вода в атмосфере" в природных условиях происходит сравнительно редко. Если исключить верхний слой мощностью 1,5—2 м (слой значительных сезонных колебаний температуры и влажности), то можно заключить, что нарушение указанного равновесия в природных условиях не имеет большого практического значения. Зато при техногенезе режим влажности лёссовых пород обычно сильно меняется, равновесие в системе "вода в породе — вода в атмосфере" нарушается. Механизм нарушения этого равновесия может быть различным: поднятие уровня грунтовых вод при ирригации и гидротехническом строительстве, увлажнение пород в результате утечек из подземных коммуникаций, предпостроечное замачивание грунтов для устранения их просадочности и т.д. Для лёссовых пород весьма характерным является их подтопление на застроенных территориях. Влияние этих процессов на равновесие воды может несколько различаться, вызывая вариации скоростей волн и степени нарушения равновесия. С течением времени все процессы приводят к созданию нового равновесного состояния.

Для изучения свойств лёссовых пород в неравновесных условиях мы избрали опытный полигон "Приадырный" в Яванской долине, на котором лёссовые породы были искусственно замочены, и район Геок-Тепе и Аксу, расположенный в зоне влияния Каракумского канала.

ОПЫТНЫЙ ПОЛИГОН "ПРИАДЫРНЫЙ"

Геологические условия

Полигон, условно называемый нами "Приадырный", располагается в Яванской долине на конусе выноса р. Нарынсу в зоне его перехода в адыры хребта Джетымтау. Ранее [Кригер, Кожевников, Лаврусевнч, 1977] этот полигон менее точно назывался "Дагана-су". Площадь полигона около 23 га (рис. 22).

Исследованный полигон имеет почти плоскую поверхность, наклоненную к р. Явансу. Отметки поверхности колеблются от 708 до 689 м. Участок расположен между двумя неглубокими (глубина 4—8 м) саями. Склоны саев задернованы, крутизна их не превышает 25—30°. Полигон сложен лёссовыми породами (с редкими прослоями галечников), вскрытыми скважинами до глубины 30 м.

Верхняя часть разреза до глубины 3—7 м сложена делювиально-пролювиальными лёссовидными суглинками с прослоями (мощностью 0,1—2,5 м) гравийно-галечниковых образований. Ниже залегает лёсс мощностью 11—20 м и более, неслойный, без прослоев грубообломочного материала. С глубины 18—25 м лёсс вновь сменяется лёссовидными суглинками с включением дресвы и линзами гравийно-галечниковых отложений.

Уровень грунтовых вод перед началом замачивания полигона располагался на глубине 15—26 м (в зависимости от рельефа).

Влажность (W) лёссовых пород выше уровня грунтовых вод до замачивания составляла преимущественно 5—15% (малоподвижный

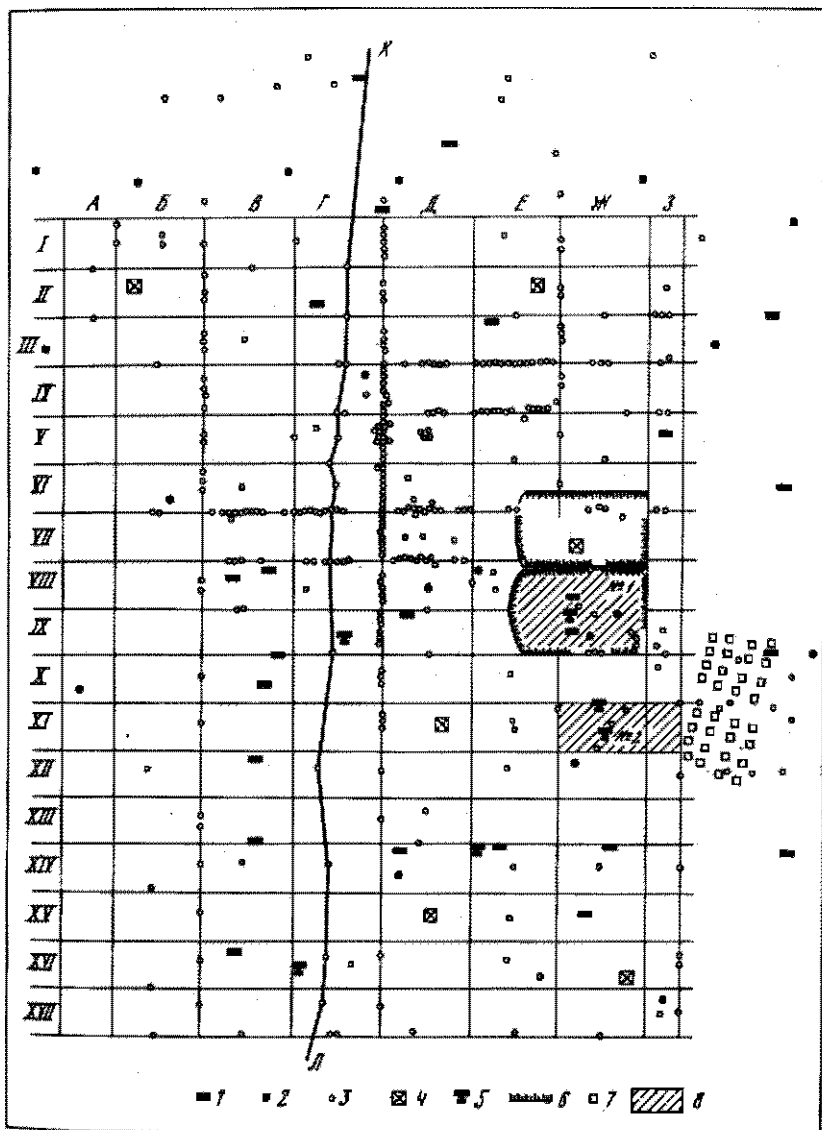
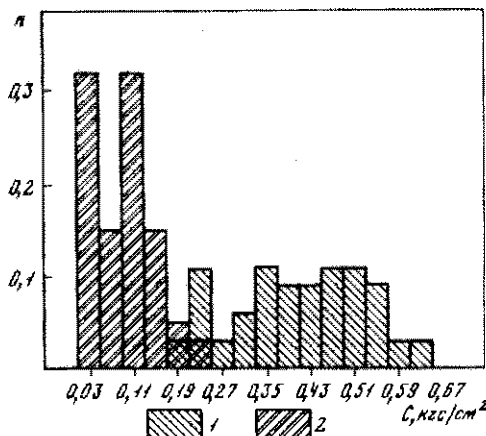


Рис. 22. План расположения карт, пройденных выработок и площадок взрывных работ на полигоне "Приадырный", замоченном в 1974-1975 гг.

1 - шурфы; 2, 3 - разведочные скважины, пробуренные: 2 - до замачивания площадки, 3 - после начала замачивания; 4 - кусты разведочных скважин; 5 - пригрузочные штампы; 6 - повторно замоченные котлованы; 7 - взрывные скважины; 8 - площадки взрывных работ

A - З и I - XVIII - строительная сетка; K - Л - разрез (см. рис. 28)



Р и с. 23. Гистограмма значений сцепления (С) лёссовых пород на полигоне "Придаырный"

1, 2 — лёссовые породы: 1 — с природной структурой и влажностью, 2 — после замачивания

и диффузионный комплекс влаги), степень водонасыщения (G) в среднем около 0,25. До замачивания лёссовые породы обладали просадочными свойствами. Суммарная величина просадки с достаточной точностью была выявлена при топографо-

геодезических наблюдениях за осадками марок при замачивании пород и изменяется от немногих сантиметров до 1 м. Размер просадок в общем уменьшается в юго-восточном направлении, где отметки рельефа ниже, уровень грунтовых вод выше и естественная влажность пород возрастает.

Геофизические исследования были проведены вскоре после окончания замачивания. Лёссовые породы здесь еще не "приспособились" к высокой влажности, и поэтому сохранилось неравновесное состояние. Трехмесячное замачивание полигона вызвало значительное повышение влажности лёссовых пород во всей толще и образование техногенного горизонта грунтовых вод. После замачивания, в период проведения геофизических работ, уровень грунтовых вод располагался на глубине 3–5 м.

После замачивания территории влажность пород возросла до 25–30% (гравитационный комплекс влаги). В период проведения геофизических исследований она местами несколько снизилась: уровень грунтовых вод установился на глубине 3–5 м, выше его влажность пород составляет 18–22%. Таким образом, до глубины 3–5 м породы содержали преимущественно капиллярный комплекс влаги, ниже этой глубины — гравитационный комплекс влаги. В периферийной части замоченного полигона влажность пород составляла 12–22% (диффузионный и капиллярный комплексы влаги).

В связи с обводнением изменились деформационные и прочностные свойства лёссовых пород. По аналогии с соседними участками Яванской долины можно допустить, что характерными значениями модуля деформации пород до замачивания являлись 250–300 кгс/см². После замачивания модуль деформации падает до 40–45 кгс/см² и лишь на глубине более 4–6 м достигает 60–90 кгс/см². Подобные цифры весьма характерны для лёссовых пород различных районов.

Влияние замачивания на сдвиговые характеристики пород изучалось на монолитах. Производился ускоренный сдвиг без предварительного уплотнения. Как известно, такой метод даст несколько более низкие значения, чем медленный сдвиг с предварительным уплотнением.

Средние значения коэффициента внутреннего трения лёссовых пород при естественной влажности и в водонасыщенном состоянии равны соответственно 0,45 и 0,41, т.е. практически не меняются. Зато средние значения сцепления при замачивании резко падают (рис. 23). Их значения при естественной влажности и в водонасыщенном состоянии равны соответственно 0,45 и 0,09 кгс/см². Таким образом, сцепление лёссовых пород при увлажнении падает в среднем в 5 раз.

Сейсмические свойства лёссовых пород

Скорости распространения продольных V_p и поперечных V_s волн изучались с помощью сейсморазведочных и ультразвуковых методов.

На рис. 24 приведены характерные сейсмограммы, полученные на дневной поверхности за пределами замоченного полигона, т.е. на лёссовых породах с естественным строением и влажностью.

На сейсмограммах, полученных по схеме ZZ (см. рис. 24, а), в первых вступлениях отчетливо видна продольная волна. Если проследить на сейсмограмме эту волну начиная от пункта возбуждения (ПВ), то видно, что вначале в первых вступлениях фиксируется прямая P -волна со скоростями 300–390 м/с, приуроченная к самому верхнему горизонту лёссовидных суглинков мощностью 3–7 м. Затем в первые вступления выходит преломленная P -волна от первой границы, которая приурочена к подошве лёссовидного суглинка, залегающего в лёссе. Скорость распространения волны на этой границе $V_p = 450 \div 630$ м/с. Далее видна преломленная волна $V_p = 1500–1700$ м/с, соответствующая водонасыщенным лёссовым грунтам. Преломляющая граница в этом случае отождествляется с естественным (не техногенным) уровнем грунтовых вод. Преобладающие частоты продольной волны f_p составляют 80–100 Гц.

В последующих вступлениях заметна слаборефрагированная поперечная волна (S). Скорость S -волны равна 260–340 м/с, преобладающие частоты $f_s = 25 \div 40$ Гц. Далее на сейсмограмме отмечаются поверхностные волны Релея и Лява (R и L) с групповыми скоростями соответственно 230 и 200 м/с и преобладающими частотами 30–40 Гц.

На сейсмограммах, полученных по схеме наблюдения YY (см. рис. 24, б), в первых вступлениях заметна продольная волна, за которой легко прослеживается поперечная (S), а в последующих вступлениях видна волна Лява. Скорости поперечной и поверхностной волны Лява, а также их преобладающие частоты мало отличаются от зафиксированных по схеме наблюдений ZZ.

Вблизи источника колебаний, как правило, не удается проследить поперечную волну из-за образования сложной интерференционной картины.

Помимо этих наблюдений проводились сейсмокаротаж и ультразвуковое просвечивание в шурфах. Результаты некоторых из этих исследований представлены на рис. 25. Как видно, скорости P -волн, определяемые в шурфах, несколько превышают значения средних скоростей, получаемых при использовании поверхностных расстановок

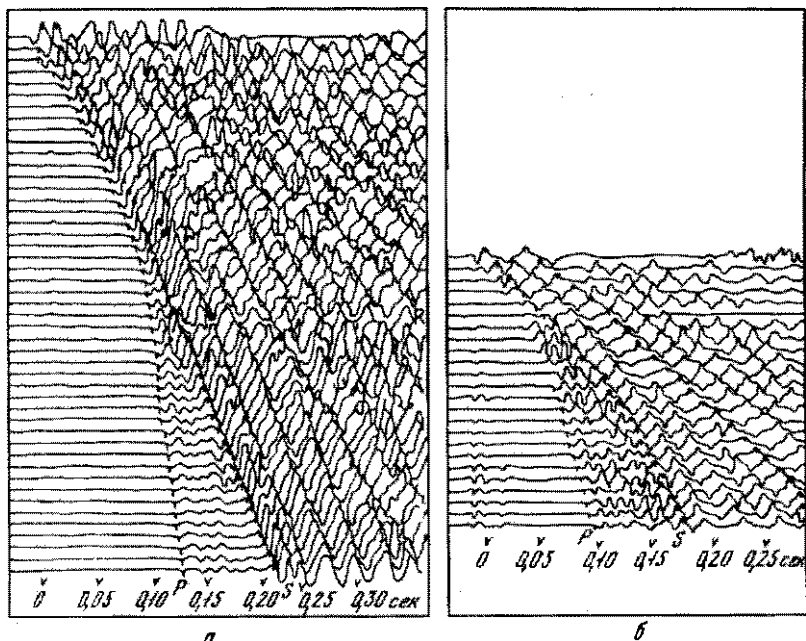


Рис. 24. Сейсмограммы, полученные на поверхности лёссовых пород с естественной структурой и влажностью по схемам ZZ (а) и YY (б)

(рис. 26). Такое расхождение связано со скоростной анизотропией лёссовых пород — наличием низкоскоростных прослоев (выделяемых по данным ультразвуковых наблюдений), являющихся при наземных наблюдениях волноводами.

Волновые картины (рис. 27), зафиксированные после замачивания полигона, мало отличаются от записей, полученных на незамоченных лёссовых породах. Однако отмечается снижение скоростей P - и S -волн по сравнению с первоначальными значениями. На рис. 26 приведены гистограммы средних скоростей V_P и V_S , полученных до и после замачивания лёссовых пород. Лёссовые породы с естественным строением и влажностью характеризуются некоторым разбросом значений V_P и V_S при изменении весовой влажности от 5 до 15%. Максимум средних скоростей P -волн на гистограмме соответствует значению 500 м/с, V_S — 290 м/с. После замачивания скорости P и S волн уменьшаются. Так, величины V_P уменьшаются в 1,5–2 раза, а V_S в 1,3–1,4 раза.

Преломляющая граница с $V_P = 1500 \div 1700$ м фиксируется на глубинах 12–22 м, что значительно ниже уровня вновь образованных техногенных грунтовых вод. Такое несоответствие инженерно-геологических и сейсморазведочных данных обусловлено неравновесным состоянием поровых вод, иначе говоря, неполным заполнением пор водой при инфильтрации. Среда выше уровня естественных (не техногенных)

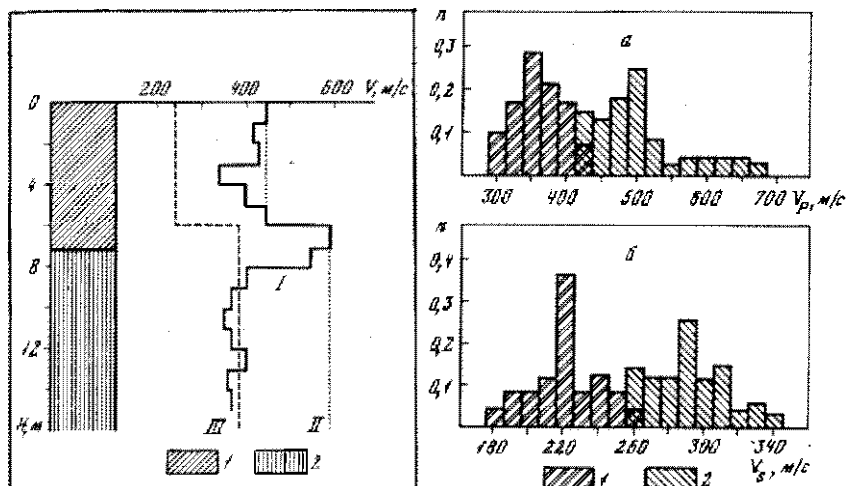


Рис. 25. Результаты сейсмокаротажных и ультразвуковых наблюдений в шурфе 3126 до замачивания полигона "Придурный"

1 – лессовидный суглинок; 2 – лёсс и лессовидный суглинок

I – V_p – по результатам ультразвуковых наблюдений, II и III – соответственно, V_p и V_s – по данным сейсмокаротажа

Рис. 26. Гистограмма скоростей волн: продольных (а) и поперечных (б)

1, 2 – лёссовые грунты: 1 – замоченные, 2 – с естественной структурой и влажностью

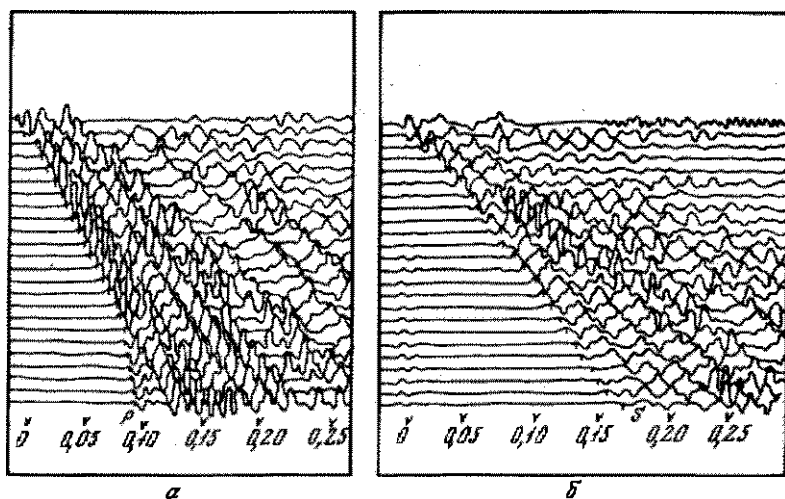


Рис. 27. Сейсмограммы, полученные на поверхности замоченных лёссовых пород по схемам ZZ (а) и YY (б)

грунтовых вод остается трехфазной ($G < 1$) и резкого увеличения скоростей в этом случае не наблюдается. С течением времени (если не будет происходить осушения породы), по мере отжима и растворения воздуха, степень влажности обводненных пород будет приближаться к единице, т.е. вода будет стремиться к равновесному состоянию, что должно привести к резкому увеличению скоростей V_p до 1500–1700 м/с. Об этом свидетельствуют скорости V_p ниже уровня грунтовых вод при равновесном состоянии (см. выше).

Константы поглощения a_p (или θ_p), a_s (или θ_s), а также значения видимых частот f_p , f_s определялись за пределами замоченного участка (лёссовые породы с естественным строением и влажностью) и непосредственно в пределах замоченного полигона. В табл. 10 приведены осредненные значения этих параметров. Видно, что в результате замачивания лёссовых пород произошло заметное увеличение коэффициентов (декрементов) поглощения продольных волн. Преобладающие частоты f_p в этом случае уменьшились на 30–40%. На коэффициенты (декременты) поглощения поперечных волн, а также на их преобладающие частоты f_s увлажнение лёссовых пород существенного влияния не оказало. Увеличение констант поглощения продольных волн a_p , θ_p при увлажнении пород согласуется с общей картиной разупрочнения пород при нарушении структурных связей. Между упругими и неупругими характеристиками материалов (в том числе и пород) отмечена довольно отчетливая зависимость — большим скоростям упругих волн соответствуют меньшие декременты поглощения [Васильев, Гуревич, 1962]. Так что уменьшению скоростей V_p при увеличении влажности W соответствует заметное увеличение декрементов поглощения. Точно так же отсутствию заметных изменений в величинах скоростей поперечных волн при изменении влажности соответствует стабильность декрементов поглощения поперечных волн. Аномальному поведению упругих свойств лёссовых пород (падению скоростей V_p) при увлажнении соответствуют аномалии в поглощающих свойствах.

Для выяснения характера изменения инженерно-сейсмологических характеристик лёссовых пород в результате обводнения территории проводилась сейсмологическая регистрация землетрясений. Работы выполнялись на экспериментальных площадках при известном распределении упругих, поглощающих и инженерно-геологических свойств лёссовых пород.

Исследования включали как регистрацию слабых естественных землетрясений, так и запись взрывов, имитирующих сильные землетрясения. В первом случае пункты установки сейсмографов располагались по профилю (рис. 28), проходящему через полигон "Приадырный". Пункты наблюдений выбирались в среднем через 60 м.

За период с сентября по октябрь 1974 г. на участке зарегистрировано более 20 землетрясений, из которых 11 записей (с эпицентральным расстоянием 270–540 км) были обработаны. На отобранных для обработки сейсмограммах зарегистрированы землетрясения с магнитудами M от 4,4 до 5,8 и разностью времени между вступлениями поперечных и продольных волн от 30 до 90 с.

Таблица 10

Константы поглощения и частоты

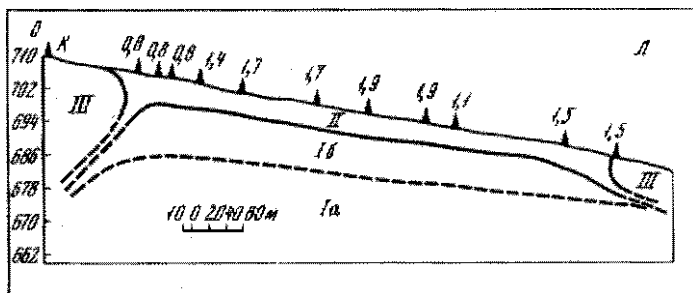
Поглощающие характеристики	Лёссовые грунты с естественной влажностью	Лёссовые грунты после обводнения
Коэффициенты поглощения		
продольных волн $\alpha_P, \text{м}^{-1}$	0,08	0,28
поперечных волн $\alpha_S, \text{м}^{-1}$	0,04	0,05
Декременты поглощения		
продольных волн θ_P	0,50	1,40
поперечных волн θ_S	0,50	0,50
Видимые частоты (зафиксированы на расстоянии 15 м от ПВ)		
продольных волн $f_P, \text{Гц}$	90–100	60–70
поперечных волн $f_S, \text{Гц}$	25–30	23–30

Образцы записей землетрясений на участках с различными инженерно-геологическими условиями показаны на рис. 29.

Вычисление амплитудно-частотных спектров скоростей смещений от одних и тех же землетрясений проводилось вручную. На рис. 30 показаны осредненные "условные" спектры землетрясений, зарегистрированных в пунктах с различными инженерно-геологическими условиями. Как видно, самым низким по амплитудному уровню и самым широким по частотному диапазону является спектр колебаний, наблюдаемых на опорном участке (лессовые породы в равновесном состоянии, с $W < 12\%$ и $h_{угв} > 10 \text{ м}$). Значения $\frac{\sum A_i}{n}$ испытывают некоторые осцилляции в изучаемом диапазоне частот с максимумами в районе 3,5 и 6,5 Гц.

В пунктах наблюдений, расположенных на обводненных лёссовых породах, максимальные амплитуды колебаний наблюдаются в узком диапазоне частот от 1,5 до 4,5 Гц. На рис. 31 показаны отношения осредненных амплитуд колебаний, зафиксированных на трех участках в пределах обводненного полигона, к амплитудам колебаний лёссовых пород, находящихся в равновесном состоянии (опорный участок). Как видно, амплитуды колебаний на участке вблизи края замоченного полигона в диапазоне частот от 3,5 до 9,5 Гц несколько меньше или такие же, как и на опорном участке. В диапазоне частот 1,5–2,5 Гц амплитуды колебаний на этом пункте в 2–3 раза больше, чем на опорном участке. В центральной части замоченного полигона, начиная с частоты 4,5 Гц и далее в сторону более низких частот, амплитуды колебаний в 2–4 раза больше амплитуд, наблюдаемых на незамоченных лёссовых породах. На частотах 1,5–2,5 Гц амплитуды колебаний на подтопленных грунтах более чем в 4 раза превышают таковые на опорном участке.

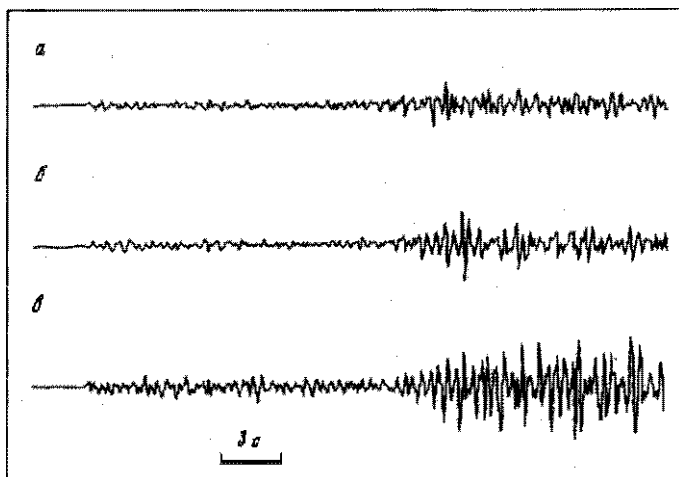
Таким образом, по результатам наблюдений за слабыми землетрясениями необходимо заключить, что обводнение лёссовых пород приводит к значительному увеличению амплитуд колебаний (в среднем в 2–4 раза) относительно тех же пород в незамоченном состоянии. Такое



Р и с. 28. Распределение парagenетических комплексов воды в лёссовых породах на полигоне "Приадырный"

I-III – комплексы воды: Iа, Iб – гравитационный, в равновесном (Iа) и неравновесном (Iб) состояниях; II – капиллярный; III – малоподвижный и диффузионный. Треугольники – пункты установки сейсмологических станций (цифры – приращение сейсмического балла)

Положение разреза К-Л – см. на рис. 22



Р и с. 29. Сейсмограммы землетрясений на лёссовых породах с естественной структурой и влажностью (а), на замоченных в периферийной (б) и центральной (в) частях полигона

изменение амплитуд соответствует приращению интенсивности сотрясения на +1 – +2 балла.

Максимум спектра колебаний смещается в область низких частот при переходе от пород с невысокой природной влажностью к породам замоченным.

Для изучения влияния искусственного обводнения лёссовых пород и давности замачивания на изменение их свойств была проведена серия взрывов, имитирующих сильные землетрясения.

Наблюдения проводились на трех площадках, из которых две (1 и 2) располагались в пределах полигона "Приадырный", одна (3) – вблизи

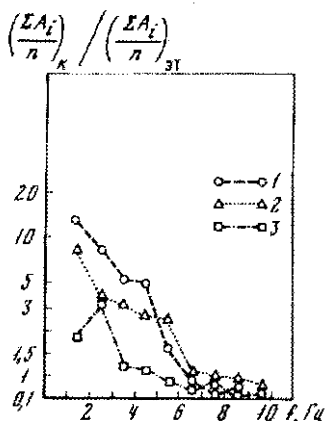
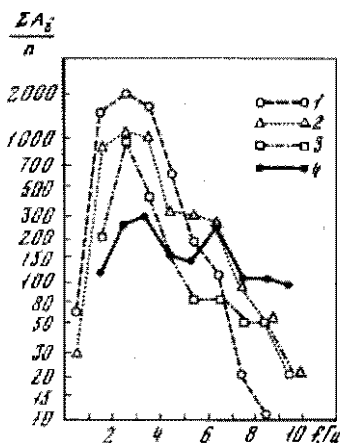


Рис. 30. Осредненные амплитудно-частотные спектры скоростей смещений по записям землетрясений

1, 2 — центральная часть замоченного полигона; 3 — периферийная часть замоченного полигона; 4 — лёссовые породы естественного сложения и влажности ($W < 12\%$, $h_{угв} > 10$ м)

Рис. 31. Отношение осредненных амплитуд скоростей смещений, записанных на замоченных лёссовых породах $\left(\frac{\sum A_i}{n}\right)_K$ к амплитудам скоростей смещений, зарегистрированных на лёссовых породах с естественной структурой и влажностью $\left(\frac{\sum A_i}{n}\right)_{ЭГ}$

1, 2 — центральная часть замоченного полигона; 3 — периферийная часть замоченного полигона

этого полигона. Площадка 1 замачивалась в 1973 г., а площадка 2 замачивалась дважды в 1969 и 1973 гг. Лёссовые породы на площадке 3 находились в равновесном состоянии с $W < 12\%$ и $h_{угв} > 10$ м (опорная площадка). В данном эксперименте на участках наблюдений имитировались 7-балльные землетрясения.

На рис. 32 приведены амплитудные спектры Фурье вертикальной составляющей скорости смещения для трех описанных выше площадок и для расстояний от эпицентра взрыва — 35 м. Как видно, в диапазоне частот 5–10 Гц кривые амплитудных спектров колебаний на различных участках испытывают обычные осцилляции и мало отличаются друг от друга. В диапазоне частот от 2 до 4,5 Гц ясно видна тенденция к увеличению амплитуд колебаний и тенденция к некоторому смещению максимума спектров в сторону низких частот на обводненных породах относительно пород на опорной площадке 3. Видно (рис. 33), что максимальные амплитуды колебаний пород на площадке 1 на частоте 2–3 Гц в 3–4 раза больше амплитуд, зафиксированных в аналогичном диапазоне частот на площадке 3. Максимальные амплитуды на дважды замоченной площадке (2) в 2 раза превышают таковые на опорной площадке (3).

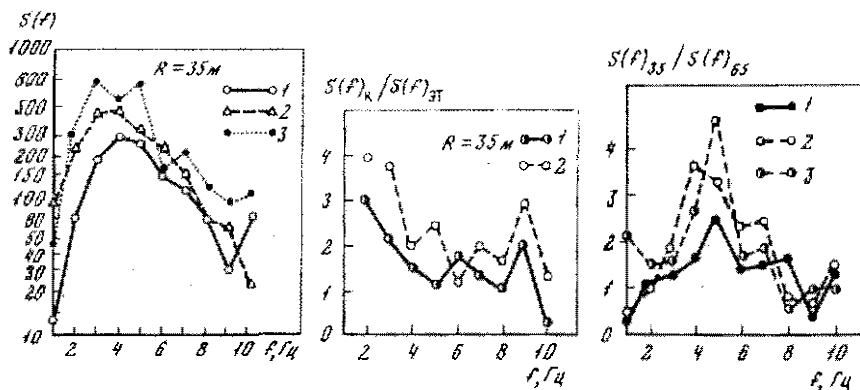


Рис. 32. Амплитудные спектры Фурье скоростей смещений

1 — лёссовые грунты с естественной структурой и влажностью (площадка 3); 2 — дважды замоченный участок (площадка 2); 3 — замоченный участок (площадка 1); R — эпицентральное расстояние

Рис. 33. Отношение амплитудных спектров Фурье скоростей смещений

1 — площадка 2; 2 — площадка 1; R — эпицентральное расстояние

Рис. 34. Отношение спектров Фурье скоростей смещений в пунктах, расположенных на расстоянии 35 и 65 м от эпицентра взрыва

1 — лёссовые породы естественного сложения и влажности (площадка 3); 2 — дважды замоченная площадка 2; 3 — замоченная площадка 1

Однако эти выводы не бесспорны, поскольку может сказаться неидентичность взрывов из-за несколько различных свойств лёссовых пород в околотовзрывном пространстве.

Чтобы исключить возможное влияние неидентичности взрывов на характер колебаний пород, вычислялись отношения спектров колебаний, зарегистрированных на расстоянии 35 и 65 м от места взрыва на каждой площадке.

Кривые $\frac{S(f)_{35}}{S(f)_{65}}$ позволяют оценить, как различаются амплитуды колебаний на разных расстояниях от места взрыва. На рис. 34 приведены отношения спектров $\frac{S(f)_{35}}{S(f)_{65}}$ для названных трех площадок.

Хорошо видно, что на площадке 1 амплитуды колебаний на расстоянии 35 м от места взрыва в диапазоне частот 4–6 Гц в 3–4 раза больше амплитуд колебаний в пункте, расположенном на расстоянии 65 м от взрыва. На площадке 2 амплитуды колебаний на тех же расстояниях и в том же диапазоне частот различаются в 2–3 раза. На опорной же площадке амплитуды колебаний отличаются только в 1,5–2 раза.

Таким образом, отмечается значительное увеличение сейсмической интенсивности на обводненных площадках относительно опорной площадки, на которой лёссовые породы сохранили природную структуру и влажность.

Давность момента начала замачивания также отражается на инженерно-сейсмологических свойствах пород. Отмеченное выше различие в интенсивности колебаний лёссовых пород на площадках 1 и 2 объясняется тем, что после замачивания в 1969 г. и завершения просадочного процесса (площадка 2) частично восстановились структурные связи, и после повторного замачивания в 1973 г. падение прочности структурных связей было меньшим, чем в одновременно замоченной просадочной породе (площадка 1).

В целом результаты исследований лёссовых пород при взрывах подтверждают выводы, полученные при наблюдениях за слабыми землетрясениями, т.е. существенное увеличение сейсмического эффекта на обводненных территориях по сравнению с эффектом на территориях незамачиваемых [Кожевников, 1976б].

Сейсмические просадки¹

Сейсмической, или вибрационной, просадочностью была названа [Состояние вопроса..., 1972; Кригер, Кожевников, Лаврусевич, 1976, 1977] способность породы к дополнительному уплотнению в результате вызванных сейсмическими колебаниями ослабления структурных связей и разрушения структуры и текстуры. Сейсмическую просадочность можно количественно характеризовать величиной сейсмической просадки (5 мм).

Сейсмические просадки в различных породах могут вызываться взрывами и естественными землетрясениями. Они проявляются в песках, в различных насыпных грунтах и, при некоторых значениях влажности, в лёссовых породах. В просадочных (при статическом давлении) породах сейсмические просадки являются особой составляющей общей просадочной деформации и могут возникать при сейсмических колебаниях после окончания обычного просадочного процесса.

Сейсмические просадки в песках давно известны в связи с изучением разжижения песчаных грунтов [Иванов, 1962]. Условиями возникновения явления разжижения служат разрушение структуры, возможность уплотнения песка (т.е. "рыхлая" первоначальная укладка) и полное, или близкое к полному, насыщение песка водой. В этих случаях при сейсмических воздействиях песок переходит в разжиженное состояние, а затем постепенно уплотняется под действием собственного веса или пригрузки. При низкой влажности в песке при сейсмических воздействиях обычно происходит лишь его уплотнение (т.е. сейсмическая просадка без стадии разжижения породы). Возможность разрушения структуры песка зависит также от напряженного состояния породы, характера динамического воздействия и, при наличии воды, от действия фильтрационных сил [Флорин, 1952]. Существованию "рыхлой" укладки песков (т.е. их недоуплотненности и предрасположенности к сейсмическим просадкам) способствует наличие структурных связей в песках [Дели-

¹ В составлении раздела о сейсмических просадках принимал участие С.И. Лаврусевич.

сов и др., 1972]. Осадки плотных песчаных пород, происходящие при длительно протекающей вибрации с небольшим ускорением, получили название виброползучести [Гольдштейн и др., 1974]; вероятно, это особое явление, отличающееся от сейсмической просадки. Явление сейсмической просадки в песках неоднократно изучалось при взрывах. Было рекомендовано использование взрывов для виброуплотнения "рыхло" уложенных песков [Флорин, 1952; Иванов, 1962] и показано, что изменение плотности и прочности (по показателю динамического зондирования) песка в результате взрыва носит очень сложный характер. Взрыв приводит в одних случаях к некоторому упрочнению песка, в других — к падению прочности; в плотно уложенных песках взрывы могут вызывать "рыхление" и разуплотнение, т.е. явления, противоположные сейсмическим просадкам.

Значительно хуже изучено влияние естественных землетрясений на плотность песков.

Японские специалисты производили изучение песков в г. Ниигата до и после землетрясения 1964 г., имевшего интенсивность свыше 7 баллов. Здесь наблюдались значительные осадки поверхности песка, а динамическое зондирование показало, что на разных горизонтах произошло уплотнение или разуплотнение песков [Денисов, и др., 1972]. Аналогичные результаты — появление сейсмических просадок и местами разуплотнение песков — были получены при изучении последствий камуфлетных взрывов [Попов, Дудлер, 1970].

При современном состоянии знаний имеются основания говорить о возможности сейсмических просадок в песках, но изученность этих явлений должна быть признана слабой, недостаточной для надежных инженерных прогнозов. Сходный вывод приходится сделать и относительно сейсмических просадок в лёссовых породах.

Под влиянием сейсмической энергии в лёссовых породах возникает по крайней мере два различных вида деформаций. Во-первых, может иметь место временное разжижение породы, связанное с тиксотропными явлениями. При вибрации наблюдается высвобождение связанной воды [Гуменский, 1960], приводящее к падению прочности структурных связей в породе и наступлению указанной А.Б. Максимовым [1973а] "фазы разжижения" породы. Вероятно, этим эффектом объясняются сейсмические сели, образование которых имело место в лёссовых районах при землетрясениях Верненском 1887 г. [Мушкетов, 1890], Хаитском 1949 г. [Губин, 1960] и т.д. Во-вторых, с воздействием сейсмической энергии связано явление сейсмических просадок.

Многие исследователи отмечают, что сейсмические нагрузки увеличивают просадочные деформации в лёссовых породах [Мусаелян, 1966а, б; Кириллов и др., 1972; Канатов, 1973], т.е. имеет место сейсмическая просадка. Она констатирована также при предпостроечном уплотнении лёссовых пород с помощью замачивания и взрывов [Литвинов, 1974; Рохлин, Бахтин, 1974]. При расположении зарядов на строительной площадке суммарная деформация может превышать вдвое и больше просадку в статической обстановке, но в этом случае, помимо сейсмических колебаний, играет роль давление образующихся при взрыве газов.

Наши исследования сейсмических просадок были проведены на участке, расположенном в 7 км от г. Яван на конусе выноса р. Нарынсу. Здесь для устранения просадочных свойств лёссовые породы замачивались в течение 3 мес. на площади 48 га. Воздействие сейсмических волн на лёссовые породы этого участка обнаружилось при слабом (около 4-х баллов) землетрясении в ноябре 1972 г. [Кригер, и др., 1974; Кригер, Кожевников, Лаврусевич, 1976, 1977]. По периферии участка в результате этого землетрясения образовались трещины протяжением до 150 м и больше, глубиной 5—7 м и шириной до 10—15 см. Происхождение трещин связывалось с перераспределением напряжений в породе на периферии замоченного участка и, возможно, с сейсмическими просадками. На замоченном полигоне трещины не образовались, что, вероятно, объясняется пластичностью водонасыщенных лёссовых пород. Интересно, что сейсмические воздействия не вызвали достаточно очевидного опускания наблюдательных марок на площади замоченного участка. Таким образом, на замоченной площади сейсмические просадки отсутствовали. Отсюда было заключено, что длительное (3 мес.) и обильное замачивание лёссовых пород приводит к почти полной ликвидации их просадочных свойств еще в статической обстановке. Возможно, что для проявления сейсмической просадки на данном участке были необходимы более сильные сейсмические воздействия.

Для приблизительной оценки возможности образования остаточных деформаций было проведено сравнение напряжений в породе, возникающих при прохождении сейсмической волны, с сопротивлением породы сдвигу. Напряжение в породе при прохождении сейсмической волны оценивалось по формуле [Ландау, Лифшиц, 1953]

$$\sigma = V^* \cdot V_S \cdot \frac{\gamma}{g}, \quad (12)$$

где V^* — скорость колебаний частиц породы, V_S — скорость распространения поперечной волны, γ — объемная масса породы, g — ускорение силы тяжести.

Значения скоростей распространения поперечных волн определялись по полевым сейсмограммам. Объемная масса породы определялась методами грунтоведения. Значение скорости $V_{\text{эт}}^*$ колебаний частиц эталонной породы при заданном сильном землетрясении заимствованы из работы С.В. Медведева [Медведев, Ершов, Попова, 1975]. Скорости $V_{\text{иссл}}^*$ колебаний частиц пород при исследованных слабых землетрясениях определялись по сейсмограммам. При определении V^* в уравнении (12) было сделано допущение, что отношения $V_{\text{иссл}}^*/V_{\text{эт}}^*$ для сильных и слабых землетрясений совпадают.

Рассчитанные по зависимости (12) напряжения приведены в табл. 11. Для сравнения использованы средние значения лабораторных определений зависимости сдвигающего усилия τ от влажности лёссовых пород Яванской долины при вертикальной нагрузке $P = 0.5 \text{ кгс/см}^2$.

Как видно из табл. 11, при землетрясениях 7—8 баллов напряжения, возникающие в лёссовой толще при наличии мало подвижного комплекса воды, в 2,5—4 раза меньше допустимых нагрузок τ , при которых происхо-

Таблица 11

Скорости смещения частиц и напряжения в лёссовых породах при прохождении

I, балл	Породы с малоподавляющим комплексом воды		Породы с диффузион-
	V^* , см/с	σ , кгс/см ²	V^* , см/с
5	1,5-3,0	0,06-0,12	3,0-6,0
6	3,1-6,0	0,13-0,24	6,1-12,0
7	6,1-12,0	0,25-0,48	12,1-24,0
8	12,1-24,0	0,49-0,96	24,1-48,0
9	24,1-48,0	0,97-1,92	48,1-96,0
	$\frac{V^*_{иссл}}{V^*_{эт}} = 1$	$\tau_{ср} = 1,6 \text{ кгс/см}^2$ $V_S = 250 \text{ м/с}$ $\rho = 1,6 \text{ т/м}^3$	$\frac{V^*_{иссл}}{V^*_{эт}} = 2$

Таблица 12

Испытание лёссовых пород опытными нагрузками с последующей имитацией сейсмического воздействия взрывами

Давление, кгс/см ²	Осадка, мм		Время выдержи, часы
	за ступень	общая	
Ш т а м п 5*			
0,2	3,63	3,63	1
0,4	2,18	5,81	13
0,6	2,35	8,16	9
0,8	4,91	13,07	7
1,0	0,56	13,63	23
1,2, до взрыва	5,13	18,16	24
1,2, после первого взрыва	2,30	20,46	—
1,2, после второго взрыва	1,40	21,86	—
Ш т а м п 6**			
0,4	4,74	4,74	1
0,8	3,61	8,35	3
1,0	1,35	9,70	4
1,2	1,16	10,86	2,3
1,4, до взрыва	3,06	13,92	9,1
1,4, после первого взрыва	3,80	17,72	—
1,4, после второго взрыва	1,55	19,27	—

* Глубина $H = 1,2 \text{ м}$; влажность $W = 15,5\%$.** $H = 1,2 \text{ м}$; $W = 14,6\%$.

сейсмической волины

ным комплексом воды	Породы с капиллярным и гравитационным комплексом воды	
σ , кгс/см ²	V^* , см/с	σ , кгс/см ²
0,09–0,18	6,0–12,0	0,23–0,46
0,19–0,36	12,1–24,0	0,47–0,92
0,37–0,72	24,1–48,0	0,93–1,84
0,73–1,44	48,1–96,0	1,85–3,68
1,45–2,88	96,1–192,0	3,69–7,36
$\tau_{\text{ср}} = 1,0$ кгс/см ²	$V^*_{\text{иссл}} = 4$	$\tau_{\text{ср}} = 0,8$ кгс/см ²
$V_S = 175$ м/с	$V^*_{\text{эт}}$	$V_S = 200$ м/с
$\rho = 1,7$ т/м ³		$\rho = 1,9$ т/м ³

лит разрушение структурных связей грунта. При 7–8-балльных землетрясениях в лёссовых породах с диффузионным комплексом влаги возникают напряжения, соизмеримые с предельными нагрузками, а для лёссовых пород, содержащих капиллярный и гравитационный комплексы, напряжения превышают допустимые нагрузки более чем в 2 раза.

Проведенные расчеты показывают, что сейсмические просадки на обводненных и уже просевших грунтах наиболее вероятны при землетрясениях интенсивностью свыше 6 баллов.

В связи с этим на замоченной площадке участка "Приадырный" с помощью взрывов имитировались землетрясения интенсивностью 6–7 баллов. Наблюдательные марки для изучения осадки поверхности располагались в 30–100 м от мест расположения зарядов. После окончания замачивания на полигоне (до взрывов) величина зафиксированной просадки изменялась от нескольких сантиметров до 1 м.

Нивелирование марок непосредственно после взрывов показало неравномерную в плане сейсмическую просадку размером 7–24 мм. Интересно, что суммарная деформация с течением времени увеличивалась и через месяц после взрывов достигла 28–36 мм. Таким образом, нарушенные сейсмической энергией структурные связи далее в условиях высокой влажности породы самопроизвольно ослаблялись.

Сейсмическая просадка при взрывах была отмечена также в двух опытах с полевыми нагрузками (штампы 5 и 6). Результаты опытов показаны в табл. 12. Влажность (W) лёссовых пород в основании штампов составляла 14,6–15,5%, заглубление штампов (H) от поверхности земли – 1,2 м, техногенный уровень грунтовых вод располагался на глубине 1,8 м ниже подошвы штампа. Подсчитанный по штамповым испытаниям модуль деформации (E) равен 41 и 66 кгс/см². Осадка штампов до взрывов составляла 18,2 и 13,9 мм. После каждого взрыва штампы показали дополнительную осадку: штамп 5 – на 2,3 и 1,4 мм, штамп 6 – на 3,8 и 1,55 мм. Таким образом, суммарная сейсмическая просадка штампов 5 и

6 составила соответственно 3,7 и 5,3 мм, или 20 и 38% от величины осадки до взрывов.

Методика количественной характеристики сейсмической просадочности пока не разработана. Можно предложить коэффициент относительной сейсмической просадочности δ_c , который можно рассчитывать по формуле $\delta_c = S/H$, где S — осадка штампа, H — мощность деформируемой толщи. Полагая, что δ_c возрастает при увеличении статического напряжения, и относя наблюдавшуюся сейсмическую просадку за счет деформации породы только в активной зоне от действующей нагрузки штампа, найдем, что для среднего давления $0,6 \text{ кгс/см}^2$ приближенные значения δ_c по штампам 5 и 6 равны соответственно 0,006 и 0,009. Однако сейсмическая просадка может происходить и за пределами активной зоны. Сейсмическая просадка, вероятно, зависит от величины сейсмической энергии, амплитудно-частотного спектра колебаний, резонансных явлений, прочности структурных связей в породе и т.д. Эти зависимости остаются неизученными.

Таким образом, при неравновесном состоянии воды и возрастании количества ее во времени лёссовые породы приобретают способность к сейсмическим просадкам. Экспериментально и теоретически доказывается возможность возникновения сейсмических просадок на замоченных и уже просевших лёссовых породах при землетрясениях интенсивностью выше 6-ти баллов.

НАБЛЮДЕНИЯ В ГЕОК-ТЕПЕ И АКСУ

В Туркменской ССР сейсмические свойства лёссовидных супесей и суглинков изучались в районе Геок-Тепе и Аксу, зоне влияния Каракумского канала им. В.И. Ленина. Сейсморазведочные наблюдения проводились с поверхности, а также путем сейсмокаротажа и сеймопросвечивания с использованием скважин и дудок. Ультразвуковые измерения велись в стенках шурфов и дудок способом просвечивания на базах 5–15 см.

Лёссовые породы на изучаемых участках характеризуются большим диапазоном изменения влажности (влияние канала и водохранилища), плотности и пористости, местами являются просадочными, содержат прослой галечников и глины. По материалам сейсморазведочных исследований скорости продольных волн в лёссовых породах, находящихся в зоне неполного водонасыщения, изменяются в пределах от 170 до 350 м/с. Отношение V_p/V_s в лёссовых породах при неполном их водонасыщении изменялось от 1,4 до 2,2.

В районе Геок-Тепе в результате поднятия воды в Копетдагском водохранилище произошло подтопление пород, и на участке исследования уровень грунтовых вод фиксируется в скважинах на глубинах 2–6 м от поверхности земли. Однако граница, на которой происходит увеличение скорости продольных волн (до 1400–2000 м/с) и увеличение отношения V_p/V_s (до 3,5–6,0), располагается на глубине 12–18 м от поверхности земли. К этой глубине был приурочен уровень грунтовых вод до заполнения

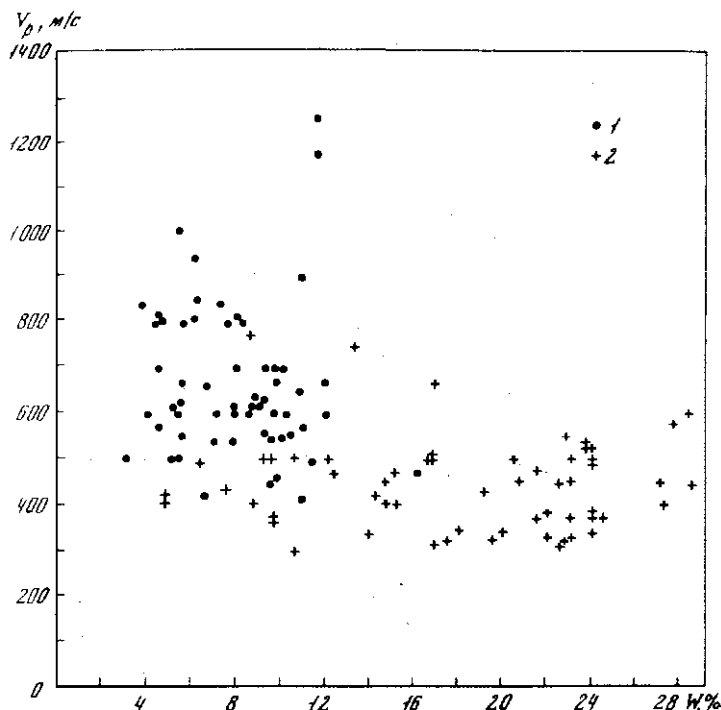


Рис. 35. Зависимость скоростей продольных волн от влажности, по данным ультразвуковых наблюдений

1 — Аксу; 2 — Геок-Тепе

ния водохранилища. Следует заключить, что в зоне поднятия уровня грунтовых вод, происходившего в течение нескольких лет функционирования водохранилища, вода в гравитационном парагенетическом комплексе в породе находится в термодинамически неравновесном состоянии и, в частности, содержит защемленные пузырьки воздуха и не является гидравлически непрерывной, что и обуславливает отсутствие скачка в значениях V_p ниже уровня грунтовых вод.

По материалам ультразвуковых измерений верхний предел скоростей продольных волн в неводонасыщенных лёссовых породах до 1300 м/с. Высокие значения V_p приурочены к наиболее плотным разностям лёссовых пород. Средние значения V_p по ультразвуковым измерениям несколько выше, чем по сейсморазведочным данным. Это объясняется тем, что при ультразвуковых наблюдениях в стенках шурфов и дудок, прозвучивание осуществляется на наиболее сохранных участках, не выкрашивающихся при зачистке поверхностей, к которым прикладываются мембраны ультразвуковых датчиков.

На рис. 35 представлены результаты изучения скоростей продольных волн по данным ультразвукового прозвучивания в зависимости от влажности. Можно видеть, что наибольшие значения скоростей и наибольший разброс точек приходится на область с влажностью до 10–12% (малопо-

вижный парагенетический комплекс воды). Наиболее низкие значения скоростей наблюдаются в диапазоне влажности 18–22% (капиллярный комплекс воды). В диапазоне влажности от 22 до 28% видна тенденция к некоторому увеличению скоростей. Разброс точек на графике зависимости скоростей от влажности в значительной степени объясняется различием в плотности лёссовых пород.

Таким образом, лёссовые грунты Туркмении обнаруживают такую же закономерность в изменении скоростей продольных волн с изменением влажности, так и в других районах Средней Азии и европейской части СССР.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВАХ ЛЁССОВЫХ ПОРОД В НЕРАВНОВЕСНЫХ УСЛОВИЯХ

Результаты изучения лёссовых пород в неравновесных условиях показали, что сейсмические свойства в большой степени зависят от техногенного изменения влажности этих пород. В результате предпостроечного замачивания и подтопления происходит резкое снижение скоростей V_P (и отчасти V_S) и преобладающих частот f_P (на 30–40%) по сравнению со скоростями до замачивания при влажности 5–10%. Коэффициенты (декременты) поглощения продольных волн в этом случае увеличиваются в несколько раз. Поглощающие характеристики поперечных волн (a_S , θ_S , f_S) в результате замачивания меняются незначительно.

Техногенный уровень грунтовых вод, образованный при подтоплении лёссовых пород в результате инфильтрации, не является преломляющей границей для P -волн, как это имеет место при естественном УГВ и не картируется методами наземной сейсморазведки.

Изучение динамических особенностей колебаний замоченных лёссовых пород при землетрясениях (естественных и искусственных) показывает существенное увеличение амплитуд колебаний и смещение максимума амплитудно-частотных спектров влево по сравнению с аналогичными разностями в естественном состоянии.

В результате воздействия сильных землетрясений, имитированных взрывами на замоченных и уже просевших лёссовых породах, отмечают существенные сейсмические просадки.

ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МИКРОРАЙОНИРОВАНИЯ ТЕРРИТОРИЙ РАЗВИТИЯ ЛЁССОВЫХ ПОРОД

Как известно, под сейсмическим микрорайонированием территорий понимается выделение районов с различным приращением сейсмической интенсивности (относительно фоновой интенсивности). Исходный (фоновый) балл принимается в соответствии с картой сейсмического районирования, отражающей "средние грунтовые условия".

В "Рекомендациях по сейсмическому микрорайонированию" РСМ-73 (п. 4.7) принято, что при микрорайонировании участков, сложенных лёссовыми породами (грунтами), за "средние грунты" принимаются незамоchenные (т.е. находящиеся в равновесных условиях) лёссовые породы с глубоким уровнем грунтовых вод (> 8 м). Для определения приращения сейсмического балла ΔI рекомендовано использование как сейсмологических методов, основанных на регистрации землетрясений, так и сейсморазведочных методов.

Инструментальное изучение колебаний пород от слабых землетрясений позволяет непосредственно оценить зависимость интенсивности колебаний от инженерно-геологических условий площадок, т.е. оценить приращение балльности и спектральный состав колебаний на каждом конкретном участке. При этом допускается, что амплитудно-частотные характеристики пород, полученные при записях сильных и слабых землетрясений, располагаются в одних и тех же диапазонах частот, а изменение в 2 раза максимальных амплитуд смещений, скоростей или ускорений колебаний одного и того же землетрясения на сравниваемых участках соответствует изменению сейсмической интенсивности на 1 балл. Приращение интенсивности ΔI в баллах рассчитывается по формуле:

$$\Delta I = 3,32 \lg \frac{\bar{A}_i}{\bar{A}_0}, \quad (13)$$

где \bar{A}_i и \bar{A}_0 — средние значения максимальных амплитуд на изучаемом и опорном участках.

Возможность применения для этих же целей менее трудоемких и технически менее сложных сейсморазведочных методов основана на корреляционной зависимости динамических особенностей колебаний пород при землетрясениях от некоторых сейсмических характеристик пород [Медведев, 1962]. В РСМ-73 для вычисления ΔI предлагаются следующие зависимости:

$$\Delta I = 1,67 \lg \frac{\rho_0 V_0}{\rho_i V_i} + e^{-0,04 h^2}, \quad (14)$$

$$\Delta I = 0,8 \lg \frac{\rho_0 V_0 \cdot f_{S_0}^2}{\rho_i V_i \cdot f_{S_i}^2}, \quad (15)$$

В этих формулах используется отношение сейсмических жесткостей породы $(\rho \cdot V)$ и преобладающих частот поперечных волн (f_S) на опорном и изучаемом участках, а также глубина уровня грунтовых вод (h) на изучаемом участке.

В формуле (14) второе слагаемое учитывает приращение балла, определяемое обводнением породы. Это соотношение введено С.В. Медведевым на основании обобщения макросейсмических данных и используется для расчета ΔI для супесчаных, суглинистых, песчаных и галечниковых пород при неглубоком (< 8 м) положении уровня грунтовых вод. Считается, что зависимость (15) автоматически учитывает влияние обводнения на прира-

шение сейсмической интенсивности в связи с описанным [Максимов, 1973а] уменьшением частот поперечных волн (f_s) при приближении уровня грунтовых вод к дневной поверхности.

Формулы (14) и (15) вызывают некоторые критические замечания в применении их к лёссовым породам. Роль воды в формировании физико-механических свойств различных рыхлых образований неодинакова. Так, например, прочностные и деформационные свойства галечниковых пород практически не зависят от степени увлажнения. Напротив, суглинистые породы (особенно лёссовые) очень чутко реагируют на обводнение, которое приводит к резкому падению их прочности. Поэтому есть основания полагать, что сейсмический эффект на водоносных породах определяется не столько глубиной уровня грунтовых вод, сколько теми или иными особенностями физико-механических и физико-химических свойств пород в конкретной гидрогеологической обстановке [Баркан и др., 1975; Алешин, Кожевников, Кригер, Миндель, 1976]. Учет этого обстоятельства позволяет осветить ряд специфических вопросов, касающихся сейсмического микрорайонирования территорий развития лёссовых пород.

Как было сказано выше, географическая среда, влияя на влажность лёссовых пород, управляет их физико-механическими и сейсмическими свойствами. В различной физико-географической обстановке лёссовые породы содержат в себе разные парагенетические комплексы влаги, что определяет различие сейсмических свойств пород.

В связи с этим можно сделать уточнение понятия о "средних грунтовых условиях" ("средних грунтах").

Выше было показано, что малоподвижному комплексу влаги ($W < 10\%$) отвечают максимальные значения показателей прочностных и деформационных свойств лёссовых пород. При диффузионном комплексе влаги ($10\% < W < 18\%$) начинается уменьшение значений физико-механических характеристик. Капиллярному и гравитационному комплексам влаги соответствуют минимальные значения показателей физико-механических свойств. Поэтому при сейсмическом микрорайонировании лёссовых территорий за "средние грунты" рекомендуем принимать лёссовые породы, содержащие малоподвижный комплекс влаги ($W < 10\%$) при глубоком положении уровня грунтовых вод ($h_{угв} > 10$ м).

Особо нужно оговорить случай с неравновесным состоянием влаги в породе, когда наличие влаги диффузионного, капиллярного или гравитационного комплексов вызывает изменение сейсмических свойств лёссовых пород и благоприятствует развитию сейсмических просадок. Поэтому лёссовые породы с неравновесным состоянием влаги должны быть исключены из группы "средних грунтов". Более того, поскольку на застроенных территориях влажность лёссовых пород стремится к самопроизвольному возрастанию (см. ниже), следует изучать грунтовые условия пунктов установки сейсмических станций, так как изменение влажности лёссовых пород может сделать несравнимыми разновременные показания одной и той же станции.

В связи с резким падением прочности лёссовых пород при увлажнении приращение сейсмического балла на лёссовых породах в значительно большей мере зависит от их влажности и положения уровня грунтовых вод.

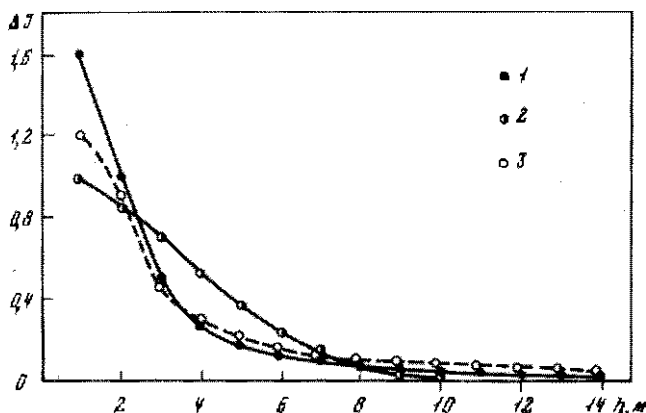


Рис. 36. Зависимость приращения сейсмического балла ΔI от глубины уровня грунтовых вод в лёссовых породах: 1 — по записям землетрясений и уравнению (13); 2 — по зависимости С.В. Медведева, уравнение (15); 3 — по записям взрывов

чем на большинстве других пород. Как показано выше, эти выводы подтверждаются результатами сейсмологических наблюдений при равновесном и неравновесном состоянии воды в лёссовых породах.

На площадке у г. Буденновска (равновесное состояние воды) уровень грунтовых вод, как указано выше, располагается на глубине от 1 до 14 м. На рис. 36 показан график зависимости ΔI от положения уровней грунтовых вод. В основу подсчета приращения сейсмической интенсивности были положены результаты сейсмологических наблюдений. Приращение сейсмического балла определялось по формуле (13). Полученный график удовлетворительно аппроксимируется уравнением $\Delta I = \frac{2,2}{10^{0,2h}}$. Максимальное приращение сейсмической интенсивности при $h = 0$ составляет 2,2 балла. Для сравнения на рис. 36 показана также кривая $e^{-0,04h^2}$ по С.В. Медведеву. Можно видеть, что приведенные графики значительно различаются между собой. Так, максимальное приращение сейсмической интенсивности, определенное по этим кривым, отличается на 1 балл. Еще меньшее сходство результатов получается при сопоставлении сейсмологических наблюдений с зависимостью (15), так как существенного изменения f_S в лёссовых породах при изменении уровня грунтовых вод нами не отмечено (см. рис. 15). С этим, видимо, связаны попытки модернизации зависимости (15) путем введения в нее второго слагаемого, учитывающего влияние уровня грунтовых вод [Шацлов, 1976].

На замоченной площадке в Яванской долине в результате инфильтрации воды и подтопления (неравновесное состояние воды) образовался техногенный уровень грунтовых вод на глубине 3–5 м. Влажность грунта выше этого горизонта составляла 18–22%, т.е. содержала преимущественно капиллярный комплекс влаги. В периферийных частях обводненного полигона влажность составляла 12–22% (диффузионный и капиллярный комплекс влаги). Оценки ΔI , полученные по сейсмологическим и сейсмо-

Таблица 13

Зависимость сейсмической интенсивности от инженерно-геологических условий на участках развития лёссовых грунтов

Характеристика лёссового грунта	Уточненная интенсивность / при фоновой сейсмичности района, баллы				$I_{ост}$, баллы
	6	7	8	9	
$W < 10-12\%$; $h_{угв} > 10$ м при обязательном устранении замачивания	6	7	8	9	8
$10 < W < 18-20\%$; $5 \text{ м} < h_{угв} < 10 \text{ м}$	7	8	9	> 9	7
$h_{угв} < 5 \text{ м}$ Искусственно замоченные для устранения просадочных свойств и позже не замачивавшиеся:	8	9	> 9	> 9	6
$T < 3$ лет	8	9	> 9	> 9	6
$3 \text{ лет} < T < 10 \text{ лет}$	7	8	9	> 9	7
$T > 10 \text{ лет}$	6	7	8	9	8

Примечание: $h_{угв}$ — глубина уровня грунтовых вод (в м); $I_{ост}$ — интенсивность (балл), при которой в лёссовых грунтах появляются трещины шириной более 1 см и другие остаточные деформации; T — время, прошедшее с момента окончания замачивания.

разведочным данным, т.е. по зависимости (13) и (14), между собой не совпадают. Действительно, при уменьшении V_R после замачивания в 2 раза и при уровне воды в скважинах на глубине 3–5 м, используя зависимость (14), имеем $\Delta I \approx 0,5 \div 0,8$ балла. При использовании зависимости (15) получаем еще меньшие значения ΔI . В то же время по записям землетрясений, в диапазоне периодов 0,2–0,6 с, амплитуды колебаний на замоченном участке в среднем в 2,5–4 раза превышают таковые на незамоченном участке, т.е. в соответствии с зависимостью (13) приращение интенсивности ΔI может достигать 1–2 баллов.

Причина несовпадений оценок ΔI по зависимостям (13), (14) и (15) заключается в том, что прочностные и деформационные характеристики лёссовых пород при увлажнении падают значительно резче, чем скорости упругих волн, входящих в формулы (14) и (15). Подобное явление обусловлено тем, что на изменение скоростей в лёссовых породах влияют физико-химические и физико-механические факторы, действующие в противоположном направлении: разрушение структурных связей ведет к уменьшению значений V_R и V_S , тогда как уплотнение и увлажнение породы воздействует в сторону увеличения V_R и частично V_S . Суммарный эффект воздействия этих процессов приводит к тому, что значения скоростей упругих волн в замоченной лёссовой толще не отражают в полной мере ухудшения их физико-механических свойств. Второе слагаемое в зависимости (14) также не учитывает ухудшения прочностных свойств лёссовых пород в пределах диффузионного и капиллярного комплексов. Отсюда следует, что при проведении сейсмического микрорайонирования

на обводняемых лёссовых породах расчеты приращения сейсмического балла следует проводить по данным, полученным при сейсмологической регистрации. За "средние грунтовые условия" следует принимать такие условия, при которых лёссовые породы находятся в равновесном состоянии и содержат малоподвижный комплекс влаги.

В заключение раздела приведем табл. 13 зависимости ΔI от инженерно-геологических и гидрогеологических факторов. В этой таблице учтены замечания коллег из научно-исследовательских и производственных организаций. Ее можно рекомендовать при оценке приращения сейсмического балла по инженерно-геологическим данным в тех случаях, когда такая оценка оказывается достаточной для практических целей [Кожевников, 1977; Кригер, Кожевников и др., 1978].

ПРОГНОЗ ИЗМЕНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЛЁССОВЫХ ПОРОД ПОСЛЕ ЗАСТРОЙКИ ТЕРРИТОРИИ

После промышленной и городской застройки территории на ней обычно происходит изменение инженерно-геологических, гидрогеологических и в связи с этим инженерно-сейсмологических условий.

На застроенных территориях обычно наблюдается процесс подтопления, т.е. образование неглубоко залегающего горизонта грунтовых вод или повышение уровня существующего горизонта грунтовых вод [Анпилов, 1976]. Это явление особенно характерно [Литвинов, 1939; Кригер, 1965] для территорий, сложенных лёссовыми породами, обладающими благоприятными для этого процесса невысокими значениями коэффициента фильтрации (около 0,5–2 м/сут).

Подтопление связано с неизбежными утечками из водопроводящих коммуникаций, а также с инфильтрацией атмосферных осадков в условиях ухудшающегося при застройке поверхностного стока. В меньшей мере обводнение лёссовых пород может быть связано с конденсацией и адсорбцией воды из порового воздуха на "затененных" (например, асфальтированных) площадках.

Помимо описываемого "стихийного" процесса изменения свойств лёссовых пород на застроенных территориях, необходимо указать на изменения, специально проектируемые. Мы имеем в виду предпостроечное замачивание лёссовых пород на подготавливаемых для застройки площадках, осуществляемое для устранения просадочных свойств. Инженерно-геологические условия, возникающие в этом случае, аналогичны условиям, образующимся при подтоплении застроенных территорий. Это обстоятельство дало нам возможность изучать влияние подтопления на изменения сейсмологической обстановки, проводя исследования на участках искусственного предпостроечного замачивания в Яванской долине.

Следует различать два случая изменения инженерно-геологических (и, следовательно, инженерно-сейсмологических) условий на застроенной территории [Литвинов, 1939; Кригер, 1965].

Первый случай имеет место при наличии в основании лёссовых пород дренирующего (например, галечникового или песчаного) слоя. В этом случае обычно подтопления (т.е. образования в лёссовых породах гравитационного комплекса воды) не происходит, а наблюдается лишь некоторое повышение влажности лёссовых пород (если она до застройки была низкой), т.е. распространение диффузионного и капиллярного комплексов воды в породах. При этом весовая влажность лёссовых пород возрастает до 20–24%, а степень влажности приближается к 0,7–0,8. Аналогичные условия наблюдаются также и в периферийных частях замачиваемых и подтапливаемых участков. Так, при опытном замачивании котлована диаметром 30 м в Яванской долине было выяснено, что влага в пленочном виде распространяется в стороны от котлована на расстояние свыше 15–20 м, причем влажность здесь достигала 18–20%, а в отдельных прослоях 25–26%.

Возрастание влажности влечет за собой уменьшение прочности структурных связей и предрасположение лёссовых пород к сейсмическим просадкам — уплотнению при землетрясениях, взрывах, производственных динамических нагрузках [Кригер, Кожевников, Лаврусович, 1976, 1977; Алешин, Кожевников, Кригер, Миндель, 1976].

Во втором случае, когда толща лёссовых пород подстилается водоупором (глиной, скальными породами, плотными разностями лёссовых пород и др.) или содержит водоупорные прослои (сильноглинистые ископаемые почвы), или, наконец, заключает в нижней своей части водоносный горизонт, образование техногенного горизонта грунтовых вод или поднятие уровня грунтовых вод (до глубины 2–3 м от поверхности земли) на застроенных территориях неизбежно. Процесс вызывается случайными утечками воды из подземных коммуникаций, потерями в грунт различных бытовых и производственных вод, изменениями условий поверхностного стока, "затенением" грунтов и т.д.

Очевидно, что подход к прогнозу приращения сейсмического балла в каждом из указанных двух случаев должен быть особым. Ниже мы рассмотрим изменение сейсмических условий при поднятии уровня грунтовых вод на примере изучения результатов предпостроечного замачивания на опытном полигоне "Приядырный".

Инженерно-геологические условия и свойства лёссовых пород на этом полигоне в Яванской долине изложены выше.

Приведенные здесь комплексные сейсмические исследования по регистрации землетрясений позволяют отметить существенное увеличение сейсмического эффекта на подтопленной территории. Так, приращение сейсмической интенсивности ΔI в центральной части замоченного полигона достигает 2 баллов по сравнению с аналогичными разностями лёссовых пород при естественной влажности. В периферийных частях площадки ΔI увеличивается на 1 балл. Сейсмические просадки, зафиксированные нами при сильных взрывах, могут вызвать дополнительное усложнение инженерно-геологической и инженерно-сейсмологической обстановки.

С течением времени в результате подтопления происходит уплотнение лёссовых пород, потеря ими просадочных свойств, частичное восстановление структурных связей, растворение и отжим заключенного в порах

воздуха, т.е. будут создаваться условия нового равновесия. В этом случае сейсмические условия территории будут несколько улучшаться по сравнению с условиями, создающимися в течение времени первоначального замачивания грунтов. Они будут приближаться к условиям, которые существуют на участках развития природного водоносного горизонта в лёссовых породах.

Мы полагаем, что при наличии лёссовых пород карта сейсмического микрорайонирования должна быть прогнозной, учитывающей инженерно-геологическую обстановку, ожидаемую в результате застройки территории. На этой карте следует указать, будет ли на строительной площадке подтопление (вызывает увеличение сейсмической интенсивности на 2 балла) или только возрастание влажности пород (интенсивность увеличивается на 1 балл). Явление сейсмической просадки ввиду его слабой изученности сейчас учитывать трудно. Можно рекомендовать использование для строительства ответственных сооружений и зданий предпостроечного замачивания с применением уплотнения грунтов взрывами.

В заключение отметим, что при землетрясениях возрастает вероятность аварий водопроводной и канализационной сетей, что может вызвать распространение обычных (не сейсмических) просадок лёссовых пород. Эти просадки могут вызывать очень серьезные деформации и разрушения зданий и сооружений. Поэтому в сейсмических районах устранение просадочных свойств лёссовых грунтов оснований зданий и сооружений является особенно важным. На картах сейсмического микрорайонирования должна быть показана обстановка, прогнозируемая после устранения просадочных свойств.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сейсмические свойства лёссовых пород характеризуются своеобразными чертами, которые не имеются или слабо выражены у других пород.

Сейсмические характеристики лёссовых пород (скорости упругих волн, константы поглощения, приращение сейсмического балла и др.) находятся в зависимости от значений влажности пород и от географической среды. Точнее сказать, сейсмические свойства лёссовых пород находятся в зависимости от равновесия термодинамической системы "вода в породе — вода в атмосфере" и "вода в породе — воздух в породе — скелетная часть породы".

Сейсмические свойства лёссовых пород находятся в зависимости от типа парагенетических комплексов воды в них. Главным образом при наличии диффузионного парагенетического комплекса проявляется парадоксальное свойство лёссовых пород — падение скоростей с возрастанием значений влажности. Природа этого явления — физико-химическая, связанная с "расклиниванием" взаимосвязанных частиц породы тонкими пленками воды и образованием тончайших трещин. При полном заполнении пор водой V_p резко возрастают.

При равновесных (не нарушенных техногенезом) термодинамических условиях лёссовые породы могут (для сейсмического микрорайонирования) относиться к "средним грунтам" при наличии малоподвижного парагенетического комплекса воды и не могут относиться к ним при наличии гравитационного или капиллярного комплекса. Влияние воды на величину приращения сейсмического балла оказывается различным в равновесных и неравновесных условиях.

В первом случае приращение сейсмической интенсивности для районов с семиаридным климатом можно рассчитывать по эмпирической формуле $\Delta I = 2,2 / 10^{0,2h}$, где h — глубина уровня грунтовых вод в метрах. В неравновесных условиях ухудшение сейсмических свойств происходит уже в пределах диффузионного и заканчивается при капиллярном комплексе и не определяется положением естественного уровня грунтовых вод. Для определения ΔI в этом случае нужно проводить сейсмологические наблюдения, а ΔI считать по общей формуле $\Delta I = 3,32 \lg \frac{\bar{A}_i}{\bar{A}_0}$, где \bar{A}_i , \bar{A}_0 — сред-

ние максимальные амплитуды колебаний на исследуемом и опорном участках.

Для лёссовых пород оценка ΔI по сейсмическим жесткостям дает удовлетворительные результаты лишь при $W < 10\%$ и $h_{\text{угн}} > 10$ м. Характерным случаем неравновесных условий является подтопление застроенных территорий, образование техногенного водоносного горизонта.

Изменение сейсмического балла при промышленной и городской застройке территорий, сложенных лёссовыми породами, следует считать неизбежным процессом. В зависимости от геологического строения процесс протекает различно.

В случае, если лёссовая толща подстилается водоупором или является обводненной в нижней своей части, происходит образование водоносного горизонта или поднятие уровня грунтовых вод существующего водоносного горизонта. Процесс обычно останавливается, когда зеркало воды достигает глубины 1–3 м от поверхности земли. При этом приращение ΔI достигает 2 баллов, что устанавливается по наблюдениям за слабыми землетрясениями и взрывами, но не выявляется методом сейсмических жесткостей.

В случае, если лёссовые образования подстилаются безводными водопроницаемыми породами, после застройки территории водоносный горизонт обычно не образуется, но происходит повышение влажности лёссовых пород до 20–24%. В этом случае, если первоначальная влажность пород была меньшей, происходит некоторое падение прочности структурных связей и возникает предрасположенность пород к сейсмическим просадкам. Вопрос о величине приращения сейсмического балла в этом случае требует дополнительного изучения.

Для неравновесных условий (при разных парагенетических комплексах влаги) характерны явления сейсмических просадок — уплотнения породы при прохождении сейсмических волн.

Изучение сейсмических свойств лёссовых пород дает возможность составлять прогнозные карты сейсмического микрорайонирования.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдурахманов С.А., Валиев Т.С., Касымов С.М. и др. Сейсмическое микрорайонирование территории г. Ташкента и его пригородных зон. — В кн.: Ташкентское землетрясение 26 апреля 1966 года. Ташкент: Фан, 1971.
- Абелев Ю.М., Абелев М.Ю. Основы проектирования и строительства на просадочных, макропористых грунтах. 2-е изд. перераб. и доп. М.: Стройиздат, 1968.
- Абрамова М.М. Передвижение воды в почве при испарении. — Тр. Почв. ин-та АН СССР, 1953, 41.
- Алешин А.С., Кожевников А.Д., Васильев В.А. Использование взрывов для изучения сейсмического эффекта в лёссовых грунтах с различной глубиной уровня грунтовых вод. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1976, вып. 8 (49).
- Алешин А.С., Кожевников А.Д., Кригер Н.И., Миндель И.Г. Влияние воды на сейсмические свойства песчаных и лёссовых пород. — В кн.: Тезисы докладов Республиканского совещания по внедрению геофизических методов изысканий для строительства. Новгород, 8–9 сентября 1976 г. М.: изд. ЦТИСИЗ, 1976.
- Алешин А.С., Кожевников А.Д., Литвиненко Д.И. и др. Опыт изучения свойств лёссовых грунтов с помощью взрывов в Яванской долине. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1976, вып. 1 (42).
- Алешин А.С., Кожевников А.Д., Литвиненко Д.И. и др. Использование аппаратуры "Земля" для целей сейсмического микрорайонирования. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1976, вып. 1 (42).
- Амилдов В.Е. Формирование и прогноз режима грунтовых вод на застраиваемых территориях. М.: Недра, 1976.
- Антоненко Э.М., Адиков М.Т., Басенов Т.К. и др. Опыт и результаты сейсмического микрорайонирования в Казахстане. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Алма-Ата: Наука, 1976.
- Ариель Р.С., Березнер А.С. Опыт предварительного замачивания лёссовых грунтов. — Гидротехника и мелиорация, 1965, № 4.
- Ариель Р.С., Березнер А.С. Строительство каналов в условиях просадочных лёссовых косогоров Явано-Обикийской долины ТаджССР. — В кн.: Материалы Всесоюзного совещания по методике инженерно-геологического и гидрогеологического обоснования ирригационных систем на лёссовых территориях. Киев: изд. Укргипроводхоз, 1966.
- Балаев Л.Г., Царев П.В. Лёссовые породы Центрального и Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1964.
- Балаев Л.Г., Яценко Л.В., Матевосян С.Г. Особенности проектирования оснований и фундаментов зданий и сооружений на лёссовых просадочных грунтах Северного Кавказа. Ставрополь: изд. ПНИИИС, 1970.
- Баркан Д.Д., Трофименко Ю.Г., Голубцова М.Н. Влияние свойств грунтов оснований при расчете сооружений на сейсмическое воздействие. — В кн.: Свойства грунтов при вибрациях. Ташкент: Фан, 1975.
- Богуславский Ф.М., Тимофеева С.И., Елизаров В.Н. Предварительная характеристика упругих свойств верхней части разреза территории некоторых городов Молдавской ССР — В кн.: Элементы методики сейсмического микрорайонирования (на примере городов Молдавии). Кишинев: Штиинца, 1974.
- Богущий А.Б. Рельеф и просадочность лёссов и лёссовидных пород (на примере Вольно-Подольской возвышенности). — Докл. АН СССР, 1966, 170, № 5.

- Бондарев В.И. Рекомендации по применению сейсмической разведки для изучения физико-механических свойств рыхлых грунтов в естественном залегании для строительных целей. М.: изд. ПО "Стройизыскания", 1974.
- Васильев Ю.И., Гуревич Г.И. О соотношении между декрементами затухания и скоростями распространения продольных и поперечных волн. — Изв. АН СССР, Сер. геофиз., 1962, № 12.
- Вахитова А.Н., Гарагозов Д., Эсенев Э.М. Сейсмическое микрорайонирование на территории Туркменской СССР. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Алма-Ата: Наука, 1976.
- Высоцкий Г.Н. Избранные сочинения. М.: Изд-во АН СССР, 1962, т. 1, 2.
- Гайский В.Н., Рейман В.М., Каток А.П. Таджикистан. — В кн.: Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука, 1968.
- Голытейн М.Н., Хаим В.Я., Боголюбчик В.С. Экспериментальные лабораторные исследования виброполучести песчаного основания. — Основания, фундаменты и механика грунтов, 1974, № 1.
- Горяинов Н.Н. Сейсморазведка при инженерно-геологических исследованиях рыхлых и связных пород: Автореф. канд. дис. М., 1969. В надзаг.: МГУ.
- Горяинов Н.Н., Полякова Т.А. Применение геофизических методов при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. — В кн.: Примененис геофизических методов при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. М.: изд. ВИЭМС, 1970 (Мат-лы конференций, семинаров, совещаний).
- Громов В.И., Иванова И.К., Кригер Н.И. и др. Василий Владимирович Попов — ученый, педагог, человек (1905–1975). — Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода, 1977, № 47.
- Губин И.Е. Закономерности сейсмических проявлений на территории Таджикистана. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Гумеский Б.М. Роль трансформации воды в физическом состоянии глинистых грунтов при вибрации (на примере вибробурения). — В кн.: Доклады к собранию Международной комиссии по изучению глин. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Гуревич Г.И. Деформируемость сред и распространение сейсмических волн. М.: Наука, 1974.
- Денисов Н.Я. Строительные свойства лёсса и лёссовидных суглинков. М.; Л.: Госстройиздат, 1953.
- Денисов Н.Я. Природа прочности и деформаций грунтов. (Избранные труды). М.: Стройиздат, 1972.
- Денисов Н.Я., Дудлер И.В., Дуранте В.А. и др. Исследование изменения прочности и сжимаемости намытых песков во времени. — В кн.: Денисов Н.Я. Природа прочности и сжимаемости грунтов. М.: Стойиздат, 1972.
- Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах. М.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Друзин М.Н. Опыт применения метода сейсмических жесткостей для микросейсморайонирования. — В сб.: Инженерная сейсмология. Душанбе: Дониш, 1964.
- Ершов И.А. Методика комплексного сейсмического микрорайонирования с учетом частотной избирательности грунта на примере г. Петропавловска-Камчатского: Автореф. канд. дис. М., 1969. В надзаг. ИФЗ.
- Ершов И.А., Медведев С.В., Иванов Е.В., Носкова Л.Я. Сопоставление колебаний разной интенсивности, записанных на лёссах разной мощности. — В кн.: Колебания грунтов и зданий при землетрясениях. М.: Наука, 1975 (Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 17).
- Ивакин Б.Н. Методы моделирования сейсмических волновых явлений. М.: Наука, 1969.
- Иванов П.Л. Разжижение песчаных грунтов. М.; Л.: Госэнергоиздат, 1962.
- Измайловский А.А. Влажность почвы и грунтовая вода в связи с рельефом местности и культурным состоянием поверхности почвы. Полтава, 1894.
- Канатов В.О. Влияние параметров вибрации и уплотнение увлажненного лёссового грунта. — В кн.: Новые способы строительства и гидравлика гидротехнических сооружений. М.: изд. ВНИИГМ, 1973, вып. 1.
- Киялипа Т.А. Сейсмичность Яванской долины и ее горного обрамления. — В кн.: Сейсмический режим и характеристика сейсмических волн. Душанбе: Дониш, 1969.

- Кириллов Ф.А., Канатов В.О., Ерышанов Б.Г. Влияние вибраций на уплотнение предварительно замоченного лёссового просадочного грунта. — В кн.: Новые методы расчета и строительства гидротехнических сооружений. М.: изд-в НИИГТМ, 1972.
- Ковда В.А. Основы учения о почвах. М.: Наука, 1973, кн. 1, 2.
- Коган Л.А., Романов О.А. О некоторых особенностях проявления сейсмических свойств грунтов в плейстоценовых областях сильных землетрясений. — В кн.: Сильные землетрясения Средней Азии и Казахстана. Душанбе: Дониш, 1970 (Ежегодн. № 1. Мат-лы Рабочего совещания по координации макросейсмических исследований в Средней Азии и Казахстане).
- Коган Л.А., Нечаев В.А., Романов О.А. Сейсмическое микрорайонирование в Таджикистане. Душанбе: Дониш, 1974.
- Коган С.Я. Краткий обзор теорий поглощения сейсмических волн. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1966, № 11.
- Кожевников А.Д. О сейсмическом микрорайонировании на лёссовых грунтах. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1976а, вып. 1 (42).
- Кожевников А.Д. Сравнительная оценка реакции замоченных лёссовых грунтов на сейсмическое воздействие землетрясений и взрывов. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1976б, вып. 8 (49).
- Кожевников А.Д. Изменение сейсмических свойств лёссовых грунтов при обводнении территорий (исследования для целей сейсмического микрорайонирования): Автореф. канд. дис. М., 1977. В надзаг. ПНИИИС.
- Костенко Н.П. Лёссовидные породы горных стран юга Средней Азии. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе, 1962.
- Котельникова Н.Е. Миграция воднорастворимых солей в лёссовых породах в природных условиях и при замачивании. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1973, вып. 5 (23).
- Котельникова Н.Е. Миграция воднорастворимых соединений при замачивании лёссовых пород. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1976, вып. 7 (48).
- Кригер Н.И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965.
- Кригер Н.И. Причины закономерностей в распространении просадочных пород. — Тр. ПНИИИС, 1970, т. 4.
- Кригер Н.И. Геологические, термодинамические и физико-химические условия формирования свойств лёсса. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1974, вып. 2 (30).
- Кригер Н.И. Роль режима влажности в формировании пористости и просадочного лёсса. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1975, вып. 5 (39).
- Кригер Н.И. О термодинамике просадочных лёссовых пород. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1976, вып. 7 (48).
- Кригер Н.И., Граев Н.А. О картировании инженерно-геологических свойств горных пород континентального происхождения. М.: Стройиздат, 1974. Тр. ПНИИИС, вып. 30.
- Кригер Н.И., Джафаров Р.М. О времени осушения лёссовых грунтов после предпосредственного замачивания. — В кн.: Климат — город — человек. Сб. 1. Инженерная деятельность человека и геологическая среда. М.: Изд-во МГУ, 1976.
- Кригер Н.И., Захаров В.П. Инженерные свойства лёсса как геологического образования. — В кн.: Инженерно-геологические свойства лёссовых пород. М.: Наука, 1966.
- Кригер Н.И., Источников О.В. Водопроницаемость и водоносность лёссовых пород Яванской долины. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1974, вып. 2 (30).
- Кригер Н.И., Кожевников А.Д. Сейсмические свойства лёссовых пород как геологического образования. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1974, вып. 2 (30).
- Кригер Н.И., Кожевников А.Д. О зависимости сейсмических свойств пород от явлений переноса и выветривания в зоне гипергенеза. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1976, вып. 1 (42).
- Кригер Н.И., Кожевников А.Д. О значении явлений переноса для формирования сейсмических свойств пород. — В кн.: Инженерно-геологическая основа сейсмического микрорайонирования. Ташкент: Фан, 1977 (Мат-лы совещания).

- Кригер Н.И., Котельникова Н.Е. Основные черты геохимии лёсса. — Геохимия, 1978, № 12.
- Кригер Н.И., Лаврусевич С.И. О происхождении лёсса и лёссовидных суглинков Яванской долины и прилегающих хребтов (Южный Таджикистан). — В кн.: Новые данные по геологии Таджикистана. Душанбе: Изд-во Тадж. гос. ун-та, 1974, вып. 3.
- Кригер Н.И., Чумаченко А.Н. О распределении просадочных свойств лёссовых пород по глубине. — В кн.: Проблемы инженерной геологии Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972.
- Кригер Н.И., Чумаченко А.Н. Некоторые вопросы геологии краевых ледниковых и перигляциальных районов в плейстоцене Русской равнины. — В кн.: Палеокриология в четвертичной стратиграфии и палеогеографии. М.: Наука, 1973.
- Кригер Н.И., Алешин А.С., Кожевников А.Д. Особенности сейсмического микрорайонирования территорий развития лёссовых грунтов. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. информ., 1977, вып. 2 (55).
- Кригер Н.И., Буйницкий В.Ф., Горюнова Л.А. и др. Миграция воды при замачивании и осушении лёссовых пород. М.: Стройиздат, 1978 (Тр. ПНИИИС, вып. 57).
- Кригер Н.И., Кожевников А.Д., Котельникова Н.Е. и др. Изменение влажностного режима и сейсмических свойств лёссовых грунтов зоны аэрации на застроенных территориях. — В кн.: Подтопление застроенных территорий грунтовыми водами и их инженерная защита. М., 1978. Сб. тез. докл. к Всесоюз. научно-технич. конференции. Ташкент, 1978.
- Кригер Н.И., Кожевников А.Д., Лаврусевич С.И. Вибрационная (сейсмическая) просадка. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1976, вып. 8 (49).
- Кригер Н.И., Кожевников А.Д., Лаврусевич С.И. Сейсмические просадки. — В кн.: Инженерно-геологическая основа сейсмического микрорайонирования. Ташкент: Фан, 1977 (Мат-лы совещания).
- Кригер Н.И., Кожевников А.Д., Миндель И.Г. О влиянии влажности на скорости объемных волн в лёссовых грунтах. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. информ., 1977, вып. 2 (55).
- Кригер Н.И., Котельникова Н.Е., Тулабаев О.А. Зависимость энергетики и геохимии лёсса от рельефа. — Докл. АН ТаджССР, 1978, 21, № 11.
- Кригер Н.И., Лаврусевич Д.И., Лаврусевич С.И. и др. Сейсмодислокации в Яванской долине в Таджикистане при ноябрьском землетрясении 1972 г. М.: Стройиздат, 1974.
- Кригер Н.И., Миндель И.Г., Кожевников А.Д. Сейсмические свойства лёссовых пород. М.: Стройиздат, 1978 (Тр. ПНИИИС, вып. 57).
- Крылков Ю.В. Литолого-фациальный анализ четвертичных отложений в районе проектирования Яванской системы орошения. — Изв. АН ТаджССР. Отд. геол.-хим. и техн. наук, 1960, вып. 1 (2).
- Крылков Ю.В. Инженерно-геологическое значение выделения перигляциальной и лёссовой формаций. М.: Наука, 1965.
- Куликов Г.В. Некоторые вопросы исследования деформаций оснований сооружений на просадочных грунтах по трассе Каракумского канала имени В.И. Ленина: Автореф. канд. дис. М., 1972. В назагл.: ВНИИГим.
- Лаврусевич С.И., Смирнов Н.Ф. Инженерно-геологические особенности строительства г. Яван (Южный Таджикистан). — В кн.: Инженерно-геологические и гидро-геологические проблемы градостроительства. М.: Гидрометеоиздат, 1974 (докл. к Всесоюз. межведомст. конференции "Климат — город — человек").
- Лаврусевич С.И., Чумаченко А.Н. Распространение и просадочные свойства лёссовых пород Яванской долины. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1974, вып. 2 (30).
- Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Механика сплошных сред. М.: Гостехиздат, 1953.
- Левшин А.Л. Определение уровня грунтовых вод сейсмическими методами. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1961, № 9.
- Лисицын К.И. О деформациях суглинистых грунтов Предкавказья в связи с вопросом об образовании степных блюд. — В кн.: Мат-лы Сев.-Кавк. геол.-развед. треста. Новочеркасск, 1932, вып. 1.

- Литвинов И.М. Опыт строительства Южно-Трубногo металлургического завода (Никопольстроя) на лёссовых грунтах. — В кн.: Строительство на лёссовидных грунтах. Москва; Харьков, 1939.
- Литвинов И.М. Ускоренный способ глубинного уплотнения просадочных грунтов предварительным замачиванием и энергией взрывов. — В кн.: Закрепление и уплотнение грунтов в строительстве. Киев: Будівельник, 1974. Мат-лы 8 Всес. совещ.
- Лысенко М.П. Лёссовые породы Европейской части СССР. Л.: Изд-во ЛГУ, 1967.
- Лямзина Г.А. Об изучении сейсмических свойств грунтов для сейсмомикрорайонирования. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 7. М.: Изд-во АН СССР, 1962 (Тр. ИФЗ АН СССР, № 22/189).
- Ляхов Г.М. Основы динамики взрывных волн в грунтах и горных породах. М.: Недра, 1974.
- Максимов А.Б. Метод сейсмических жесткостей в микрорайонировании. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Душанбе: Дониш, 1973а (Мат-лы регионального совещания 2–9 октября 1972 г., вып. 1).
- Максимов А.Б. О реакции грунтов на интенсивные колебания. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973б, № 10.
- Медведев С.В. Инженерная сейсмология. М.: Стройиздат, 1962.
- Медведев С.В., Ершов И.А., Попова Е.В. Проект шкалы для определения интенсивности землетрясений. — В кн.: Сейсмическая шкала и методы измерения сейсмической интенсивности. М.: Наука, 1975.
- Медведев С.В., Бунз В.И., Гзелишвили И.А. и др. Инструкция по проведению сейсмического микрорайонирования. В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Изд-во АН СССР, 1962, вып. 7. (Тр. ИФЗ АН СССР, № 22/189)
- Миндель И.Г. О связи между инженерно-геологическими и сейсмическими свойствами грунтов. — В кн.: Материалы к научно-технической конференции по инженерным изысканиям 11–15 мая 1967 г. М.: изд. ПНИИИС, 1967.
- Миндель И.Г. Применение теории упруго-пластического вязкого тела для определения модуля деформации грунтов сейсмоакустическими методами. — В кн.: Материалы к научно-технической конференции 21–24 мая 1968 г. М.: изд. ПНИИИС, 1968.
- Миндель И.Г. Изучение физико-механических свойств лёссовых пород способом акустического просвечивания в лабораторных условиях. — В кн.: Материалы к республиканскому совещанию по лабораторным исследованиям грунтов при инженерно-строительных изысканиях. М.: изд. ЦТИСИЗ, 1969а.
- Миндель И.Г. Оценка деформационных и прочностных свойств лёссовых пород сейсмоакустическими методами. — В кн.: Полевые методы исследования грунтов. М.: Изд. ПНИИИС, 1969б (Мат-лы к совещанию г. Рязань, 14–17 октября 1969 г.).
- Миндель И.Г. Изучение физико-механических свойств лёссовых пород сейсмоакустическими методами. — Тр. ПНИИИС, 1970а, т. 4.
- Миндель И.Г. Определение физико-механических свойств лёссовых пород сейсмоакустическими методами: Автореф. канд. дис. М., 1970б. В надзаг. ПНИИИС.
- Миндель И.Г. Методика сейсмоакустических исследований физико-механических свойств связных и малосвязных грунтов. М.: Стройиздат, 1975 (Тр. ПНИИИС, вып. 35).
- Миндель И.Г., Хазанов М.И. Оценка деформационных и прочностных свойств грунтов сейсмоакустическими методами. Информационный листок ВДНХ. М.: Недра, 1970.
- Миндель И.Г., Чумаченко А.Н. Упругие и электрические свойства лёссовых пород. — Инженерные изыскания в строительстве. Реф. сб., 1974, вып. 2 (30).
- Миндель И.Г., Чумаченко А.Н. Использование геофизических методов исследований для изучения лёссовых пород. Проектирование водоснабжения и канализации. Реф. сб., 1975, вып. 5 (98).
- Мирзоев В.М., Уломов В.И., Захарова А.И., Ибрагимова Р.Н. Сейсмическое микрорайонирование территорий г. Ташкента. Ташкент: Фан, 1969.

- Мирзобаев Х.М.* Инженерно-сейсмологические условия центральной части Таджикской депрессии: Автореф. канд. дис. Ташкент, 1969. В надзаг.: Объединен. совет по геол. наукам АН УзССР.
- Мирзобаев Х.М., Мавлянов Г.А.* О водораздельных эоловых лёссах юго-западного Таджикистана. — В кн.: Междунар. симп. по литол. и генезису лёссовых пород: Тез. докл. Ташкент, 1969.
- Мичурин Б.Н.* Эисрегтика почвенной влати. И.: Гидрометеиздат, 1975.
- Мусаелян А.А.* Деформации лёссовых грунтов при циклических нагрузках. — В кн.: Механика грунтов. Лёссовые грунты Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1966а, вып. 1 (№ 14).
- Мусаелян А.А.* Результаты предварительных исследований илинистых грунтов при динамических воздействиях. — В кн.: Механика грунтов. Лёссовые грунты Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1966б, вып. 1 (№ 14).
- Мусаелян А.А.* Инженерно-геологические особенности строительства на лёссовых грунтах в сейсмических районах Южно-Таджикской депрессии: Автореф. докт. дис. Иркутск, 1969а. В надзаг.: Ин-т земн. коры СО АН СССР.
- Мусаелян А.А.* О просадочных деформациях лёссовых грунтов при динамических нагрузках. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР. Ташкент: Фан, 1969б, вып. 10, ч. 2.
- Мусаелян А.А., Фисенко Р.Д., Хабибуллин Р.К., Козиев А.С.* О динамических свойствах лёссовых грунтов. — В кн.: Гидрогеология и инженерная геология. Душанбе: Дониш, 1975.
- Мушкетов И.В.* Верненское землетрясение 28 мая (9 июня) 1887 г. (Тр. Геол. ком., 1890. т. 10, № 1).
- Назаров Г.Н.* Новые данные о скоростях распространения упругих волн в грунтовых массивах. М.: Стройиздат, 1972 (Инженерно-строительные изыскания. Информ. бюл. ЦТИСИЗ, № 2 (27)).
- Нерсисов И.Л., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И.* и др. Инструкция по динамическим измерениям на сейсмограммах. — В кн.: Вопросы инженерной сейсмологии. М.: Изд-во АН СССР, 1961, вып. 5. (Тр. ИФЗ, № 17/184).
- Николаев А.В.* Сейсмические свойства грунтов. М.: Наука, 1965.
- Оглоблин В.Ф.* Особенности комплексных исследований замачиваемых лёссовых пород в сейсмических областях (на примере районов Таджикистана): Автореф. канд. дис. М., 1972. В надзаг.: ПНИИИС.
- Оглоблин В.Ф., Миндель И.Г.* Изучение физико-механических свойств лёссовых пород геофизическими методами. — 29 научно-технич. конференция: Тез. докл. М.: изд. МИСИ, 1970.
- Оглоблин В.Ф., Миндель И.Г.* Сейсмические свойства лёссовых пород в связи с вопросами сейсмического микрорайонирования. М.: Стройиздат, 1974. (Тр. ПНИИИС, вып. 30).
- Орипов Г.О.* Инженерно-геологические основы сейсмического микрорайонирования территорий г. Душанбе и его окрестностей: Автореф. канд. дис. Ташкент, 1975.
- Померанцева И.В., Мозженко А.Н.* Сейсмические исследования с аппаратурой "Земля". М.: Недра, 1977.
- Петрашень Г.Н., Алексеев А.С., Гельчинский Б.Я.* Элементарная теория распространения сейсмических волн. — В кн.: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн, сб. 3. Л.: Изд. ЛГУ, 1959.
- Попов В.В., Дудлер И.В.* Влияние сейсмических воздействий на изменение прочности водонасыщенных песков. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование г. Махачкала. Махачкала: Дагкнигоиздат, 1970.
- Попов В.В., Сквалецкий Е.Н., Терехина Г.М.* и др. Временные указания по инженерно-геологическим изысканиям в сейсмических районах для обоснования и контроля уплотнения лёссовых пород предпостроечным замачиванием (для условий Таджикистана). Душанбе, 1969.
- Попов В.В., Сквалецкий Е.Н., Терехина Г.М.* Некоторые вопросы, связанные с инженерно-геологическим изучением уплотнения просадочных лёссовых грунтов замачиванием. — В кн.: Инженерные изыскания для водохозяйственного строительства в Таджикистане. Душанбе: Ирфон, 1969а.

- Попов В.В., Терехина Г.М., Назаров Г.Н. и др. К вопросу о методике комплексных геофизических исследований на территориях замачиваемых лёссовых грунтов. — В кн.: Труды Международного симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Ташкент: Фан, 1971, т. 2.
- Попов В.В., Терехина Г.М., Оглоблин В.Ф., Миндель Н.Г. Изучение лёссов сейсмоакустическими методами с целью микросейсмрайонирования. — В кн.: Труды Международного симпозиума по литологии и генезису лёссовых пород. Ташкент: Фан, 1971, т. 2.
- Рекомендации по проведению инженерно-геологических изысканий в районах распространения лёссов и лёссовидных грунтов. М.: изд. ПНИИИС, 1968.
- Рекомендации по сейсмическому микрорайонированию, РСМ-73. — В кн.: Влияние грунтов на интенсивность сейсмических колебаний. М.: Наука, 1973 (Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 15).
- Рекомендации по применению сейсмической разведки для изучения физико-механических свойств рыхлых грунтов в естественном залегании для строительных целей. М.: изд. ПО "Стройизыскания", 1974.
- Роде А.А. Основы учения о почвенной влаге. Т. 1. Водные свойства почв и передвижение почвенной влаги. Л.: Гидрометеиздат, 1965.
- Роде А.А., Смирнов В.Н. Почвоведение. 2-е изд., испр. и доп. М.: Высшая школа, 1972.
- Рохлин И.А., Бахтин О.Б. Исследование сейсмического эффекта при уплотнении замоченных просадочных грунтов глубинным взрыванием. — В кн.: Закрепление и уплотнение грунтов в строительстве. Киев: Будівельник, 1974 (Мат-лы 8 Всесоюз. совещ.).
- Руссо Л. Землетрясения. М.: Прогресс, 1966.
- Сергеев Е.М., Голодковская Г.А., Зиянзиров Р.С. и др. Грунтоведение. 3-е изд., перераб. и доп. М.: Изд-во МГУ, 1971.
- Сквалецкий Е.Н. Зональность лёссовых пород и особенности их просадочного уплотнения (на примере районов ирригационного освоения в Юго-Западном Таджикистане): Автореф. канд. дис. Душанбе, 1965. В налзаг.: Тадж. гос. ун-т.
- Сквалецкий Е.Н. Особенности изменения состава и свойств лёссовых пород на предгорных шлейфах в Яванской долине. — В кн.: Инженерные изыскания для воднохозяйственного строительства в Таджикистане. Душанбе: Ирфон, 1969.
- Состояние вопроса об оценке просадочных свойств лёссовых грунтов. (Обзор). Сост. Н.И. Кригер. М.: изд. ЦНИИС, 1972.
- СНП П-А. 12-69. Нормы проектирования. Строительство в сейсмических районах. М.: Стройиздат, 1977.
- Таптунова В.А., Канатов В.О. Изменение структуры лёссового грунта, уплотненного методом вибрирования. — В кн.: Новые способы строительства и гидравлика гидротехнических сооружений. М.: изд. ВНИИГиМ, 1973, вып. 1.
- Терентьев В.А. Малогабаритный импульсный сеймоскоп С-70. — Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1973, № 11.
- Федоров Е.К. Взаимодействие общества и природы. Л.: Гидрометеиздат, 1972.
- Флорин В.А. Явления разжижения и способы уплотнения рыхлых водонасыщенных песчаных оснований. — Изв. АН СССР. Отд. техн. наук, 1952, № 5.
- Фрейденталь А., Гейрингер Х. Математические теории неупругой сплошной среды. М.: Физматгиз, 1962.
- Хазанов М.И., Рубинштейн А.Я. Полевые методы исследования грунтов при сейсмическом микрорайонировании. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Алма-Ата: Наука, 1976.
- Харин Д.А., Кузьмина Н.В., Данилова Т.Н. Колебания грунта при камуфлетных взрывах. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 10. М.: Наука, 1965 (Тр. ИФЗ, № 36/203).
- Чумаченко А.Н., Пугачева С.И. Лёссовые породы юго-западной части Причерноморья и их инженерно-геологическая характеристика. — Тр. ПНИИИС, 1970, т. 4.
- Шацков В.Н. Детальные сейсмические исследования Аяма-Атинского сейсмоопасного района с целью сейсмического районирования и микрорайонирования: Автореф. канд. дис. М., 1976. В налзаг.: ИФЗ.

- Штейнберг В.В.* Влияние слоя на амплитудно-частотный спектр колебаний на поверхности. — В кн.: Сейсмическое микрорайонирование. Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 10. М.: Наука. 1965 (Тр. ИФЗ, № 36/203).
- Юсупова С.М.* К минералогической характеристике лёссов Яванской долины. — В кн.: Новейший этап геологического развития территории Таджикистана. Душанбе: Изд-во Таджик. ун-та, 1962.
- Gassman F.* Elastic waves through a packing spheres. *Geophysics*, 1951, v. 16, N 4.
- Keil R.* *Ingenieurgeologie und Geotechnik*. 2-е Auflage. Halle (Saale), 1954.
- Macelwane R.* *Internal Constitution of the Earth*, N.Y., Mc Graw-Hill, 1939.
- Scheiding A.* *Loss und seine geotechnische Eigenschaften*, Dresden, 1934.
- White J.E., Sengbush R.L.* Velocity measurmets in near surface formations. *Geophisics*, 1953, v. 18, N 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Проблема сейсмических свойств лёссовых пород	5
Краткий очерк истории изучения сейсмических свойств лёссовых пород	7
Методика изучения сейсмических и инженерно-геологических свойств лёссовых пород	10
Геологические факторы формирования сейсмических свойств лёссовых пород	16
Особенности свойств лёссовых пород	—
Вода в лёссовых породах	18
Термодинамика просадочных лёссовых пород	25
Модели лёссовых пород	31
Связь между сейсмическими и инженерно-геологическими характеристиками лёссовых пород	38
Свойства лёссовых пород в равновесных условиях	42
Выбор участков исследования	—
Яванская долина	43
Опытный полигон в окрестностях г. Буденновска	48
Междуречье Дуная и Днестра	61
Некоторые выводы о сейсмических свойствах лёссовых пород в равновесных условиях	66
Свойства лёссовых пород в условиях неравновесного состояния	67
Выбор участка исследований	—
Опытный полигон "Придачный"	68
Наблюдения в Геок-Тепе и Аксу	84
Некоторые выводы о сейсмических свойствах лёссовых пород в неравновесных условиях	86
Особенности сейсмического микрорайонирования территорий развития лёссовых пород	86
Прогноз изменения сейсмических свойств лёссовых пород после застройки территории	91
Заключение	93
Литература	95

**СЕЙСМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ
ЛЁССОВЫХ ПОРОД
В СВЯЗИ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ОКРУЖЕНИЕМ
И ТЕХНОГЕНЕЗОМ**

*Утверждено к печати Производственным
и научно-исследовательским институтом
по инженерным изысканиям
в строительстве Госстроя СССР*

Редактор *Ю.В. Ерофеев*
Художественный редактор *С.А. Литвак*
Технический редактор *Н.М. Бузова*

ИБ № 16461

Подписано к печати 30.11.79. Т — 21708
Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл. печ. л. 6,5. Уч.-изд. л. 7,4
Тираж 850 экз. Тип. зак. 826. Цена 1 р. 10 к.

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

