Охотинское общество грунтоведов

ГРУНТОВЕДЕНИЕ

Gruntovedenie

№ 2(13)
2019

Журнал основан в 2012 г.

Главный редактор
Е.А. Вознесенский

Редакционная коллегия:
Е.А. Вознесенский, В.В. Дмитриев, А.А Лаврусевич,
В.А. Королев, Л.П. Норова, А.В. Русаков,
А.А. Свертилов, Л.К. Семенова, Л.А. Строкова

Зав. редакцией Ю.Ю. Соколова
Адрес редакции: 190068, Санкт-Петербург, Лермонтовский пр., 7, лит. А
тел.: +7 921 986-07-57
www.okhotin-grunt.ru
E-mail: gruntovedenie@mail.ru
okhotin-grunt@mail.ru

Санкт-Петербург
Издательство «Центр генетического грунтоведения»

© Редакция журнала «Грунтоведение», 2019

УДК 624.131.1
ББК 26.3

СОДЕРЖАНИЕ

Д.Ю. Здобин
Морские органо-минеральные грунты. Состав, строение, физико-химические свойства, условия образования
Глава 2 Охотское море **3**

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ ГРУНТОВЕДЕНИЕ
В.А.Усов
Диагенез как ведущий процесс формирования физико-механических свойств грунтов морского происхождения **33**

МЕХАНИКА ГРУНТОВ
Е.А. Сенцова
Влияниединамического режима нагружения на прочность и параметры прочности песчаных грунтов. Состояние вопроса **40**

В. В. Фуникова, В. А. Бабенко
Современное состояние вопроса о деформационной неустойчивости дисперсных грунтов **49**

ПОЧВОВЕДЕНИЕ-ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ПРИКЛАДНЫЕ АСПЕКТЫ
А.И. Попов, А.В. Русаков
Лабораторное моделирование условий перераспределения железа по профилю лесных песчаных почв **57**

ЮБИЛЕИ **63**

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ **65**

МОРСКИЕ ОРГАНО-МИНЕРАЛЬНЫЕ ГРУНТЫ
Состав, строение, физико-химические свойства, условия образования

ГЛАВА 2
ОХОТСКОЕ МОРЕ

Д.Ю. Здобин

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт Наук о Земле, 199034, Университетская наб. 7/9, Санкт-Петербург, Россия.
zdobin_soil@mail.ru

2.1. Геологическая характеристика регионов исследований

Географическое положение. Охотское море, одно из окраинных морей Тихого океана, расположено в его северо-западной части у берегов Азии и отделяется от океана цепью Курильских островов, а также полуостровом Камчатка, которые являются частью Курило-Камчатской тектонической дуги. Протяженность Охотского моря с севера на юг около 2500 км, с запада на восток около 1500 км. Курильские проливы соединяют его с Тихим океаном, а проливы Невельского, Татарский и Лаперуза с Японским морем [162, 163].

Береговая линия тянется на 10460 км и характеризуется значительной изрезанностью, особенно на западе и северо-востоке, где находится несколько открытых заливов (халистаз). Наиболее крупными из них являются заливы Шелехова с Гижигинской и Пенжинской губами на севере, а также Сахалинский с Амурским лиманом, Анива и Терпения на западе [179].

Площадь Охотского моря 1583 тыс. км2, максимальная глубина 3374 м, средняя – 777 м. Общая площадь водосборного бассейна 2666 тыс. км2, а общий годовой сток рек 586 км^3, причем наибольшее поступление вод идет из Амура – 371 км^3; реки северного побережья приносят 82.1 км^3, Сахалина – 16.6 км^3 [195].

Рельеф дна. В Охотском море выделяют три основных морфологических ступени: материковые и островные отмели, дно центральной части моря, дно южной глубоководной котловины.

Материковая отмель занимает более 40% всей площади Охотского моря, ее ширина в разных частях различна: в проливе Лаперуза – 120 миль, у восточного побережья Сахалина – 30-40 миль, на севере 60-220 миль, у берегов Камчатки до 30 миль. Глубина внешнего края колеблется от 120-175 м на востоке до 350 м. на севере. Крутизна материкового склона от 1-2^o до 15-20^o [8].

Дно центральной части Охотского моря представляет собой систему нескольких поднятий и ложбин. Минимальные глубины над возвышенностями Академии наук СССР и Института океанологии соответственно 894 и 940 м, разделенными между собой желобом Макарова, имеющим глубину 1354 м. К востоку от о. Сахалин находится обширная котловина Дерюгина с максимальной глубиной 1744 м, а к западу от Камчатки – впадина ТИНРО с максимальной глубиной 993 м. Южная Курильская котловина – это область наибольших глубин. Здесь же находится самая глубокая впадина Охотского моря – 3374 м.

Климат. Охотское море расположено в муссонной климатической зоне умеренных широт. С октября по апрель устанавливается зимний муссон с ветрами северного и северо-западного направления (75%), часто штормовой силы. Летние ветры, с мая по сентябрь, как правило, восточных и юго-восточных румбов. Средние годовые температуры воздуха изменяются от минус 6^{o}C в северной части до практически +5^{o}C в южной. В течение 6-7 месяцев ¾ акватории моря покрыто льдом.

Гидрологический режим. Основная масса воды в Охотском море имеет тихоокеанское происхождение и поступает через Курильские проливы. Поверхностные воды характеризуются температурой от минус 1,8^{o}C до +2^{o}C зимой и от 10^{o}C до 18^{o}C летом. Соленость 33-34‰. Характерным для циркуляции, охватывающей всю толщу воды, является преобладание ци-

клонической системы течений. Узкая полоса прибрежных течений, направленных против часовой стрелки, располагается вдоль береговой линии. Верхние слои водной толщи сильно насыщены кислородом до (103%).

Общие принципы расчленения верхней части разреза. Проведенные в конце XX – начале XXI вв. в Охотском море обширные геолого-геофизические работы позволили определить геологическое строение Охотоморского региона в общей геологической структуре северо-западного сектора Тихоокеанского пояса кайнозойской складчатости [23, 26-29, 31, 51, 237].

Ниже приводится краткая характеристика геологического строения интересующих нас регионов: Северо-Охотского прогиба и заливов Терпения и Анива.

Геологическое строение верхней части разреза дна северо-охотоморского шельфа, шельфа заливов Терпения и Анива, было изучено на основании инженерно-геологического бурения, пробоотбора легкими техническими средствами (ЛТС), материалов непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСАП) и анализа данных геологического строения четвертичных отложений сопредельной суши.

В каждом из перечисленных выше регионов Охотского моря было изучено геологическое и инженерно-геологическое строение ряда площадок, перспективных на нефть и газ. Название площадей аналогично названию одноименных синклинальных структур.

Из-за того что по Северо-Охотскому прогибу, заливам Анива, Терпения до проведения инженерно-геологических работ каких-либо рекогносцировочных и детальных геологических и инженерно-геологических исследований не проводилось, вполне очевидно, что понятие инженерно-геологической съемки расширилось и включило в себя, кроме геотехнических работ, в первую очередь, составление геологической (стратиграфической) основы, на базе которой впоследствии производились собственно инженерно-геологические построения.

Основной таксонометрической единицей стал стратиграфо-генетический комплекс, включающий в себя одновозрастные отложения одного вещественного состава. В пределах стратиграфо-генетического комплекса на основании инженерно-геологической номенклатуры были выделены инженерно-геологические виды донных грунтов. Теоретической основой для этого стали работы Г.К. Бондарика, адаптированные к морской инженерной геологии. Картирование донных грунтов было выполнено по инженерно-геологическому принципу, в соответствии с общепринятой классификацией (ГОСТ 25100-2011).

В вопросе происхождения материкового шельфа Охотского моря последние данные о геолого-геоморфологическом строении окраины континента позволяют высказать однозначное утверждение, что формирование шельфа шло в процессе общего тектонического погружения окраины материка в четвертичное время при периодических гляциоколебаниях уровня океана [28, 51, 142]. Абразионно-аккумулятивное выравнивание погружающейся суши и выработка субгоризонтальной равнины шельфа осуществлялись благодаря неоднократным миграциям волноприбойной зоны в фазы регрессий и трансгрессий моря. Отметка уровня моря в эпоху последнего оледенения является наиболее дискуссионной; от 100 до 140 м ниже современной [142]. Наиболее вероятной представляется величина 120-130 м, на что указывают погребенные речные долины однозначно аллювиального происхождения. Менее надежным признаком может служить подводная ступень на 130 м, которая четко фиксируется на эхограммах и лентах НСАП.

Таким образом, отложения изученных регионов рассматривались как субаквальные, а предпринятая сейсмостратификация заключалась в возрастной привязке, определении типов пород и уточнении фациальной принадлежности выделенных сейсмоакустических комплексов. Как правило, сейсмоакустический комплекс соответствовал стратиграфо-генетическому, что значительно облегчало расшифровку геологического строения территорий.

В основу расчленения четвертичных отложений шельфа Охотского моря была положена трансгрессивно – регрессивная цикличность морского осадконакопления. Каждое звено плейстоцена подразделялось на два теплых и два холодных климатохрона, соответствующих, условно, эпохам оледенения и потепления (межледниковья).

Следует отметить значительную долю условности выделения данных стратиграфических подразделений, поскольку в регионе отсутствует опорный разрез. Однако стратиграфическое расчленение разреза возможно, прежде всего, на основе фундаментального изучения и первоописания разреза четвертичных отложений континентальной части острова, выполненного С.М. Александровым [3], А.Н. Александровой [4], а также материалов, полученных А.И. Гординым, Д.Ю. Здобиным [54, 55, 59, 60, 62], А.П. Валпетер при изучении геологического строения верхней части разреза

шельфа северо-восточного Сахалина, включая полное фаунистическое и палинологическое исследования.

2.1.1. Северо-Охотский прогиб

Северо-Охотский прогиб (рис. 2.1) расположен в зоне сочленения структур северного приохотья, входящих в тектономагматическую систему северного обрамления Охотского моря, и Охотоморской плиты. Северо-Охотский прогиб как самостоятельная тектоническая единица имеет сложное структурно-блоковое строение, резко дифференцированное распределение мощности слоистой осадочной толщи. В его пределах обособляются две части: западная и восточная. Первая имеет субширотное простирание, вторая - северо-восточное.

На основании сопоставления геофизических разрезов МОВ ОГТ, данных глубокого поисково-разведочного бурения, было установлено, что в строении осадочного чехла Охотского моря принимают участие четыре комплекса отложений эоценового (P – переслаивание пестро-цветных конгломератов и черных аргиллитов), миоценового (N_1 – опоки, перекристаллизованные опоки, кремнистые аргиллиты), плиоценового (N_2 – диатомиты, глины, туфодиатомиты, опоковидные аргиллиты) и четвертичного (Q – песчано-глинистые отложения) возрастов, разделенные между собой поверхностями угловых и стратиграфических несогласий и залегающие на складчатом фундаменте верхнемелового-нижнепалеогенового возраста (K_2 – P – вулканогенные образования: туфы, туффиты, туфопесчаники и туфоконгломераты).

Четвертичные отложения, залегающие с угловым несогласием на эродированной поверхности пород верхнего плиоцена, распространены повсеместно. Минимальные мощности отмечаются на куполах антиклинальных структур (25 м), максимальные – в межструктурных седловинах (160-200 м). В литологическом отношении – это песчано-глинистые отложения (глины, суглинки, супеси, илы).

Северная часть Охотского моря, представляющая северный край впадины Охотского моря, является типичной материковой отмелью, внешний край которой лежит на глубинах порядка 170-350 м. Она характеризуется выровненной поверхностью с аккумулятивным профилем равновесия со средними уклонами базисной поверхности 5-80 и относится к аккумулятивному типу экзогенной группы [8].

Ширина отмели различна. В районе мыса Александры на северо-западе Охотского моря ее ширина равна 60 милям, в Удской губе - до 140 миль, а вдоль Аянско-Охотского побережья остается равной примерно 100 милям. Внешний край отмели у перечисленных выше районов располагается примерно на глубине 170 м. Наибольшую ширину, до 200-300 миль, отмель имеет между меридианами Охотска и Магадана при глубине внешнего края в пределах 250-300 м.

Батиметрическая карта морского дна северной части Охотского моря не обнаруживает сходства с орографией материкового побережья. В рельефе дна северного мелководья доминирующие структуры фундамента выражены крайне незначительно и угадываются по общим контурам из-за широкого развития кайнозойских прогибов, которые заполнены мощными осадочными толщами и представляют собой обширные аккумулятивные поверхности. Из таких крупных морфоструктур фундамента, имеющих косвенное отражение в рельефе дна, следует назвать Охотский свод в южной части северного мелководья Охотского моря, а также вал Кашеварова с расположенными на нем островом Св. Ионы и банкой Кашеварова [30].

Охотский свод представляет собой очень широкое и плавное поднятие поверхности фундамента, ось которого простирается в юго-восточном направлении [109]. Свод покрыт слоистыми осадками с почти ненарушенным залеганием мощностью 200-400 м в сводовой части и до 1000 м на склонах свода. В осевой части свода слои осадков залегают почти горизонтально, а на склонах – пологонаклонно. Верхние слои ровные, но лежат несогласно на нижней пачке слоев, облекающей неровности фундамента. Перегибы поверхности дна соответствуют изменениям в мощности и морфологии верхних горизонтов осадочного чехла, хотя в некоторых местах эти неровности могут быть связаны с особенностями морфологии фундамента, в частности, отражать раздробленности фундамента на блоки.

Вал Кашеварова представляет собой отчетливо выраженную морфоструктуру фундамента, в значительной степени обнаженную в гребневой части и на западном склоне. Северо-западная часть вала с о-вом Св. Ионы и банкой Кашеварова является наиболее поднятым блоком. Их плоские вершины представлены поверхностями абразионного выравнивания пород фундамента [237].

Из отрицательных морфоструктур, слабо выраженных в рельефе дна вследствие мощных аккумулятивных процессов, наиболее крупными являются Северо-Охотский прогиб, пред-

ставленный серией мульд, Западно-Охотский прогиб; а также более мелкие структуры, которые представляют собой продолжения межгорных депрессий суши на шельфе и заняты Пенжинской, Гижигинской, Удской и другими губами. В пределах этих структур развит аккумулятивный рельеф в виде обширных поверхностей выравнивания. Меньшие по размерам поверхности выравнивания отмечены на глубинах до 60-90, реже 100-200 метров. Они занимают относительно узкую мелководную прибрежную полосу шельфа.

Наряду с аккумулятивными здесь широко представлены абразионные и абразионно-аккумулятивные поверхности выравнивания, созданные процессами эрозии и волнового воздействия в условиях длительных миграций береговой черты и зоны волнового воздействия. Здесь сохранились фрагменты как субаэральных форм рельефа в виде древних русел и долин, так и волнового воздействия в виде древних береговых валов, абразионных площадок и уступов, фиксирующих уровни стояния моря в прошлом. Абразионные и абразионно-аккумулятивные поверхности, как правило, имеют прерывистый покров из рыхлых осадков мощностью до 8-10 м или лишены его.Мощность рыхлых четвертичных отложений достигает 20-25 м в погребенных долинах, реже 35-50 м в наиболее крупных эрозионных врезах, расположенных на продолжении межгорных депрессий в области шельфа.

Выявленные в северной части Охотского моря фрагменты древних береговых линий имеют региональное распространение, они же установлены и в других частях шельфа Охотского моря.

Например, на шельфе Западной Камчатки на основе литологических и морфологических признаков древние береговые формы были зафиксированы на следующих глубинах [23]: 132-134 м (перегиб морского дна и береговой вал), 95 м (затопленный бар), 80 м (галечный бар и сопряженные лагунные пески), 62-64 м (галечный бар и сопряженные лагунные пески), 43-46 м (береговой вал высотой 2,7-3,1 м), 35-37 м (затопленный бар и лагунные осадки против современных устьев рек), 30-32 м (затопленный бар и абразионные участки), 19-20 м и 10-12 м (в основном, по абразионным формам).

Исходя из абсолютного возраста осадков береговых форм, определенного для Приморья, 17300-200 – 20900-180 лет [23, 28], средняя скорость подъема уровня моря составляет около 2.9-3.1 мм/год.

Таким образом, сохранившиеся на шельфе береговые образования отражают следы деятельности последней позднеплейстоценовой

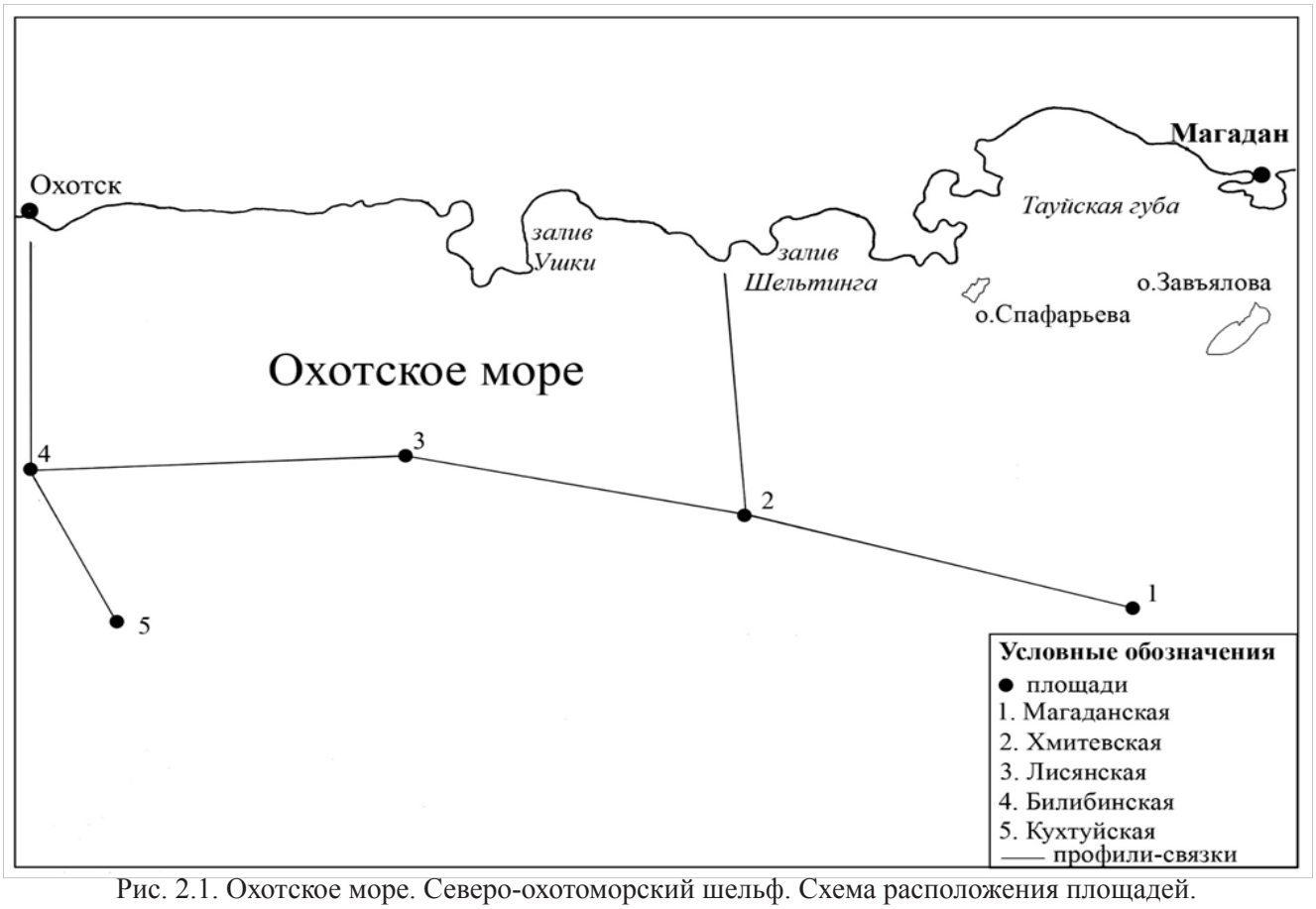


Рис. 2.1. Охотское море. Северо-охотоморский шельф. Схема расположения площадей.

и голоценовой трансгрессии на шельфе Охотского моря. Естественно, что современное положение фрагментов древних береговых форм не может отражать их истинное абсолютное местоположение в прошлом, так как не учитывается знак и амплитуда новейших тектонических движений.

Тем не менее уровень второй позднеплейстоценовой регрессии как в Японском море [28], так и в северной части Охотского моря устанавливается примерно на одних и тех же глубинах. Проведенные детальные инженерно-геологические изыскания на площадках Билибинской, Лисянской, Хмитевской, Магаданской и Кухтуйской, расположенных на Магаданском шельфе на глубинах 129-140 м, 127-129 м и 155-157 м соответственно, обнаружили на морском дне признаки затопленных береговых форм.

На Билибинской структуре под светло-зелеными глинистыми илами с включением мелкой и средней гальки хорошей окатанности-стибыли встречены пески средней крупности полимиктовые с мелкой галькой эффузивных пород хорошей окатанности и обломками раковин (до 1%).

В пределах Магаданской и Хмитевской структур на глубине 1,5-2,8 м от поверхности морского дна вскрыты маломощные (до 0,1 м) прослои и линзы гравийно-галечных отложений с песчаным заполнителем.

Установленные крупнозернистые обломочные осадки на указанных глубинах являются, по-видимому, реликтовыми и могут маркировать местоположение пляжевых или прибрежных фаций наиболее низкого стояния моря второй послеплейстоценовой регрессии. Судя по местоположению площадок, мощности и протяженности этих фаций, минимальная глубина регрессии вряд ли превышала 135-140 метров, тем более что рельеф морского дна на всех площадках преимущественно аккумулятивный, выровненный, без всяких неровностей.

По данным промеров и непрерывного сейсмоакустического профилирования установлено, что глубже 130-140 метров на шельфе северной части Охотского моря почти повсеместно развиты поверхности морского аккумулятивного выравнивания. Они располагаются в пределах бассейнов кайнозойского осадконакопления, а также на их склонах, ниже уровня последней послеледниковой регрессии.

По материалам, полученным при изучении Кухтуйской морской площади, расположенной на глубине 160 м, аккумулятивная равнина сложена субгоризонтально залегающими комплексами четвертичных отложений с четкими и хорошо коррелируемыми отражающими границами. Верхняя часть разреза представлена шестью такими комплексами. Характерной чертой широко развитых аккумулятивных равнин является повсеместное распространение на поверхности илисто-глинистых отложений, мощность которых достигает 12-15 метров. Этот тип рельефа развит практически в пределах всех нефтегазоперспективных структур, расположенных как в Северном, так и Северо-Охотском прогибах.

Следует еще раз подчеркнуть, что строение верхней части разреза кайнозойских отложений северной части Охотского моря изучено фрагментарно. По отдельным прибрежным районам выполнялись специальные геологические исследования, связанные, в основном, с поисками прибрежных россыпей. На большей же части площади, в области глубоководного шельфа, по профилям-связкам были выполнены комплексные региональные геолого-геофизические работы, преимущественно направленные на решение структурных задач, связанных с оценкой перспектив нефтегазоностности, или на изучение условий современного осадконакопления. Благодаря этим исследованиям были выявлены основные структурные особенности верхней части разреза (ВЧР) северной части охотоморского шельфа: моноклинальное (падение от берега в море) залегание слоев и их выдержанность по простиранию.

В Сахалинском заливе вскрытый скважинами разрез представлен алевритами песчанистыми с растительными остатками, линзами торфа, песками среднезернистыми с ракушечным детритом, алевритами с растительными остатками. Общая их мощность составляет 12-15 м, а возраст по С-14 устанавливается в интервале от 8 до 16,5 тыс. лет [169].

Верхнеплейстоцен-голоценовые отложения перекрываются осадками, сформировавшимися в период второй стадии последней послеледниковой трансгрессии.

В мелководной части шельфа до глубин 50-80 м они представлены песками разной крупности с примесью гравия и гальки, с прослоями гравийных и галечных отложений в основании. Мористее они замещаются заиленными песками, алевритами и илами. Мощность осадков колеблется от 2-3 до 15-20 метров.

На побережье осадками голоценового возраста сложены современные бары, пляжи и подводные валы.

Глубже изобаты 80-100 м верхнекайнозойские отложения изучены только методами НСАП. Прямыми геологическими методами

исследовалась лишь верхняя часть голоценовых образований. Наиболее хорошо был изучен региональный профиль, проходящий через структуры Кухтуйская-Билибинская-Лисянская-Хмитевская-Магаданская, и профили Хмитевская-берег и Кухтуйская-берег.

Итак, для всего комплекса четвертичных отложений характерны очень пологие изгибы слоев (флексурообразный перегиб), прослеживаемые с незначительным затуханием их амплитуды вплоть до голоценовых отложений. Очевидно, что здесь имеет место достаточно определенная унаследованность и связь между плиоценовой и плейстоценовой тектоникой.

Резюмируя вышеизложенное, можно сделать вывод, что условия седиментации на протяжении всего плейстоцена на внешнем шельфе не изменялись, а осадкообразование происходило в условиях достаточно глубоководного морского бассейна, на что указывает внутренний рисунок записи на сейсмолентах – слоистость отложений и выдержанность границ.

Для морских осадков свойственна хорошая сортированность, выдержанность и четкость границ слоев, что и наблюдается на разрезе. Параллельное и субпараллельное расположение отражений, очевидно, предполагает равномерный темп осадконакопления на равномерно погружающемся (или поднимающемся) шельфе либо в застойноводной обстановке стабильного дна бассейна.

Следует подчеркнуть, что тектонический режим осадконакопления был достаточно спокойным, хотя в нижней части разреза в отдельных местах наблюдаются незначительные смещения слоев с амплитудой по сместителю 1-2 м. Лишь в одном месте (профиль-связка Билибинская-Лисянская) фиксируется крупное дизъюнктивное тектоническое нарушение с амплитудой по вертикальному сместителю 15 м. При сопоставлении этого разлома с данными МОВ ОГТ [101] он интерпретируется как правый сдвиг с амплитудой свыше 15 км.

Донные грунты северо-охотоморского шельфа отличаются многообразием и пестротой распределения, особенно в прибрежной части, что обусловлено расчлененным палеорельефом и достаточно сложной современной гидродинамической обстановкой.

В пределах северо-охотоморского шельфа выделяются практически все основные типы дисперсных грунтов.

Галечниковые, гравийные и гравийно-галечниковые грунты. Занимают наиболее обширные площади в северо-восточной части шельфа (Пенжинская губа, залив Шелехова). Эти площади крупнообломочных грунтов приурочены к районам с мощными приливными течениями. Как правило, крупнообломочные (гравийно–галечниковые) грунты генетически связаны с отложениями ледникового происхождения. Более локальные участки галечниковых, гравийных и гравийно–галечниковых грунтов выявлены в самой прибрежной части шельфа и, вероятно, являются реликтовыми осадками древних береговых линий [28].

Небольшие по площади выходы крупнообломочных осадков встречаются повсеместно в северной части шельфа на глубинах от 130 до 150 м, в районах обширного распространения глинистых илов, являясь осадками ледового разноса [8]

Пески гравелистые. Выявлены всего на нескольких локальных участках, в основном в районе Пенжинской губы. Эти поля формируют переходную зону от гравийно-галечниковых грунтов к пескам крупным и средней крупности.

Пески крупные и средней крупности. На шельфе северной части Охотского моря в основном окаймляют прерывистой полосой современные берега; в более глубоководных участках шельфа встречены в пределах желоба залива Шелехова и в северо-восточной части впадины ТИНРО, что, вероятно, связано с высокими скоростями приливных течений и выносом более мелких частиц.

Пески мелкие. Являются наиболее распространенным типом обломочных грунтов в прибрежной части северо-охотоморского шельфа. Они располагаются, преимущественно, на подводном береговом склоне и окаймляют почти все северное побережье полосой шириной от 1 до 3 км, сменяя по направлению от берега более крупные осадки. Значительные по площади поля мелкого песка выявлены перед горлом залива Шелехова, где они простираются в субмеридиональном направлении и закономерно сменяют крупнозернистые осадки горловины залива. Кроме того, в центральной части шельфа, в районе банки Кашеварова, закартированы большие площади мелкого песка, приуроченные к поднятиям морского дна [14].

Пески пылеватые. В пределах современного подводного берегового склона шельфа практически не встречены. В северо-восточной части Охотского моря, в районе залива Шелихова, пески пылеватые занимают обширные площади на глубинах от 100 до 150 м.

Илы супесчаные и супеси текучие. В рамках данного исследования было решено объединить эти типы грунтов в одно поле, потому что

супеси, как суглинки и глины текучие северо-охотоморского шельфа имеют одну яркую специфическую особенность: во всех этих грунтах естественная влажность колеблется в пределах влажности на границе текучести, из-за чего границы раздела «супесь текучая – ил супесчаный», «суглинок текучий – ил суглинистый» и «глина текучая – ил глинистый» варьируют. Целесообразно объединять их в один элемент еще и потому, что типичные текучие разновидности супесей, суглинков и глин в пределах шельфа (при Sr=0,98-1,00) и соответствующие им илы супесчаные, суглинистые и глинистые образуются в практически одинаковых фациальных обстановках.

Площади распространения илов супесчаных и супесей текучих в основном занимают переходные зоны от песчаных осадков к глинистым. Данные типы грунтов протягиваются полосой шириной от 10 до 30 км на глубинах от 85 до 100 м вдоль северного, северо-западного, юго-западного берегов в областях с относительно спокойной гидродинамической обстановкой, как правило, сменяя по направлению от берега к морю более крупнообломочные осадки. Кроме того, зонами аккумуляции илов супесчаных являются центральная часть шельфа, где они окаймляют илы суглинистые, район банки Кашеварова, где окружают пески мелкие, а также узкая переходная зона к илам глинистым и суглинистым в центральной глубоководной части шельфа, где они указывают на начало области спокойной аккумуляции.

Илы суглинистые и суглинки текучие. В донных отложениях шельфа собственно суглинки текучие занимают небольшие площади и выявлены только в двух районах. Первый район – с западной стороны п-ова Лисянского, где они приурочены к гравийно-галечниковым отложениям и, вероятнее всего, являются реликтовыми моренными. Второй район - южная часть центральной равнины с глубинами 200 м, где суглинки текучие также связаны с гравийно-галечниковыми ледниковыми отложениями, залегающими южнее. Поля илов суглинистых занимают площади преимущественно в центральной части шельфа на глубинах от 100 до 200 м. В этом районе илы суглинистые являются осадками зон устойчивой аккумуляции.

Илы глинистые. Этот тип грунта наиболее широко представлен на северо-охотоморском шельфе и занимает, как правило, площади на глубинах 70-130 м и более (зона устойчивой аккумуляции).

В результате проведенных инженерно-геологических исследований северо-охотоморского шельфа в пределах площадей Магаданской, Хмитевской, Лисянской, Билибинской и Кухтуйской, а также по связующим профилям между ними было обнаружено, что отложения, слагающие самый верхний сейсмоакустический комплекс (САК – 1), распространены повсеместно и сплошным чехлом покрывают отложения верхнего плейстоцена (mQ^{4}_{III}).

В инженерно-геологическом плане выделяется одна разновидность органо-минерального грунта – ил глинистый, которая занимает доминирующее положение на северо-охотоморском шельфе, слагая до 98 % территории морского дна. Исходя из истории геологического развития Охотского моря, эти осадки отнесены к одному стратиграфо-генетическому комплексу – голоцен-современным морским отложениям (mQ_{IV}).

Илы суглинистый и супесчаный представлены единичными пробами и встречаются только в пределах площадок. Они занимают существенно подчиненное положение по отношению к илам глинистым и, как правило, фациально-литологически замещают друг друга, как в плане, так и по разрезу без видимых закономерностей. Получение обобщенных данных по этим видам грунтов невозможно вследствие их незначительной распространенности.

Обломочные грунты (галечниковый грунт с глинистым заполнителем и песок гравелистый) имеют резко подчиненное значение и образуют незначительные прослои малой мощности (до 5-7 см) и протяженности. Весь псефитовый и псаммитовый материал (галька, гравий, песок различной крупности) привнесен в осадок ледовым разносом.

Особенности инженерно-геологического строения северо-охотоморского шельфа и характер батиального распределения донных грунтов были выявлены при исследованиях на профилях-связках. Особенно информативные результаты были получены при отработке профиля-связки «Хмитевская-берег» [60].

Таким образом, в исследованном регионе имеется четкая смена песчаных и песчано-глинистых отложений глинистыми. До глубины около 70 м инженерно-геологический разрез представлен дисперсными грунтами различной крупности и связными текучими песчано-глинистыми осадками с гравием и галькой, а ниже – собственно илом глинистым, поэтому отметка 70 м была принята за глубину «линии илов» для северо-охотоморского шельфа.

2.1.2. Сахалинский шельф

2.1.2.1. Прогиб залива Терпения

Прогиб залива Терпения (рис. 2.2) распо-

ложен на юго-востоке Сахалина в акватории одноименного залива. Его площадь превышает 30000 км2, что составляет около 20 % сахалинского шельфа. Глубина залива, в основном, не превышает 100 м, и лишь вблизи бровки материкового склона увеличивается до 200 м.

Морфологически акватория залива Терпения представляет собой впадину, являясь подводным продолжением Тымь-Поронайской депрессии на севере, Сусунайской на юго-западе и Муравьевской на юге. С севера, юга, юго-востока в залив погружаются, соответственно, Восточно-Сахалинский, Сусунайский, Тонино-Анивский антиклинории, соответствующие одноименным горам. На западе впадина ограничена Западно-Сахалинскими горами, на северо-востоке полуостровом Терпения, а на юго-востоке он открывается в глубоководную Южно-Охотскою котловину.

Проведенные геолого-геофизические исследования позволяют сделать вывод о том, что впадина акватории залива Терпения является кайнозойским прогибом, образовавшимся в результате погружения блоков сахалинской складчатой системы по разломам единого залегания

Прогиб залива Терпения имеет сложное строения. Мезо-палеозойский фундамент разбит на отдельные блоки, имеющие различную амплитуду и перемещение.

В прогибе залива Терпения выявлены несколько депрессионных зон и поднятий. По осевой части залива в субмеридиональном направлении протягивается центральная зона поднятия, а на продолжении Восточно-Сахалинского и Тонино-Анивского полуостровов антиклинальные горстовые поднятия. Последние ограничены прогибами на северо-востоке ичастично на юге. Мощность слабоуплотненных осадочных образований (по отражающим границам на сейсмических профилях) над зоной поднятий изменяются от 100 до 300 метров. Эти породы залегают на верхнемеловых образованиях.

Только на отдельных участках горстовых поднятий установлено наличие рыхлых отложений до 100 метров, большая часть которых сложена породами мезозойского и кайнозойского возраста.

Депрессионные зоны (участки с максимальной мощностью рыхлых отложений), примыкающие к центральному поднятию с востока и запада, называющиеся Владимирской и Присахалинской, простираются в субмеридиональном направлении почти на всю длину прогиба. На севере залива Терпения выделяется северная депрессионная зона. Мощность неогеновых отложений в присахалинской депрессии достигает 5-6 тысяч метров.

Геологические разрезы прогиба залива Терпения, построенные с учетом морских геофизических работ МОВ ОГТ и бурения на акватории трех поисковых скважин глубиной от 1900 до 2756 метров, позволяют выделить в осадочном чехле три структурных этажа, подразделяемые на пять региональных структурно-стратиграфических комплексов.

Нижний структурный этаж отождествляется с акустическим фундаментом и сложен морскими терригенными (аргиллиты, алевролиты, песчаники) образованиями верхнемелового возраста (K2). Мощность нижнего структурного этажа можно оценить лишь косвенно, на сопредельной суше она достигает 8000 метров.

Средний структурный этаж залегает на подстилающих образованиях верхнего мела и сложен палеогеновыми породами (P). Это конгломераты, песчаники, аргиллиты, алевролиты.

Верхний структурный этаж залегает с резким угловым и стратиграфическим несогласием на породах среднего структурного этажа и сложен образованиями миоценового и плиоценового возраста (N1-N2), объединенными в три региональных структурно-стратиграфических комплекса с общей мощностью до 3 000 метров.

В геоморфологии шельфа заливов открытого типа (халистаз) о. Сахалин, к которым относятся заливы Терпения и Анива, достаточно уверенно выделяются три части: верхняя слабонаклонная, которая прослеживается до отметок 90-100 м, средняя субгоризонтальная – в интервале глубин 100-160 м и нижняя, сложно построенная, глубже 160 м.

Верхняя зона шельфа располагается у побережья, в пределах выхода к морю крупнейших межгорных депрессий Сахалина – Поронайской и Сусунайской. В этой зоне развиты абразионные, абразионно-аккумулятивные, а также аккумулятивные поверхности с общим уклоном не более 0,50. Довольно часто у берегов встречаются выходы скальных пород или абразионно-денудационные участки с прерывистым маломощным чехлом покровных осадков преимущественно голоценового возраста. Рельеф этих поверхностей имеет слабоволнистый, довольно часто мелкогрядовый облик, обусловленный проявлением современных литодинамических процессов.

Для этой зоны шельфа характерна слабо выраженная ступенчатость, представленная

чередованием субгоризонтальных площадок на глубинах 15, 20, 30-35, 40-43, 50-60, 70, 80, 90-110 м и пологих уступов, многие из которых представляют собой фрагменты древних береговых линий [142].

Средняя зона шельфа представлена слабоволнистыми аккумулятивными равнинами, на отдельных участках которых встречаются мелкобугристый и мелкогрядовый микрорельеф, обусловленный наличием придонных течений. Контакт с равнинами верхней зоны выражен в виде тылового шва на строго определенном уровне глубин - 100-120 м. Морфологически четко прослеживается внешний край средней зоны на глубине от 120 до 170 м, хотя он более часто совпадает с глубинами 140-150 м. [195].

Нижняя зона располагается во внешней части шельфа (аваншельф) и с морской стороны ограничивается бровкой. Чаще всего это относительно узкая пологнаклонная равнина с уклоном в пределах 1-2º, реже 3-4º. Поверхность аваншельфа местами осложнена неглубокими поперечными ложбинами, переходящими на континентальном склоне в различные глубины эрозионные врезы и каньоны.

Залив Терпения находится на востоке о. Сахалин между горными сооружениями Тонино-Анивского полуострова и Западно-Сахалинскими горами и приурочен к тыловой части Поронайского тектонического прогиба.

В геоморфологическом плане это абразионно-аккумулятивная равнина, которая с глубины около 50-60 м сменяется выровненной аккумулятивной равниной с углами падения

Рис. 2.2. Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Терпения.
Схема расположения площадей

2-80. Представление об особенностях морфологии морского дна залива Терпения дают проведенные детальные инженерно-геологические изыскания на площадях Пугачевская, Вахрушевская, Найбинская, Лебяжинская и Арсентьевская.

Арсентьевская площадь расположена в 50 км от берега, в западной части шельфа залива Терпения, на глубине 90-91 м. Рельеф дна ровный, с минимальным уклоном 0,001 в юго-восточном направлении. Морское дно представляет собой поверхность аккумулятивной равнины, сложенной мощной (больше 100 м.) толщей четвертичных морских и аллювиально-морских образований. Верхняя часть равнины выполнена глинистыми илами мощностью до 6,5 м. В разрезе аккумулятивной равнины выделяется шесть САК с достаточно четкими отражающими границами. К последней отражающей границе приурочены неглубокие (до 1,0-1,5 м) эрозионные врезы.

Аккумулятивная равнина по профилю-связке прослеживается от берега в сторону моря до изобаты 50 м. В этом направлении постепенно уменьшаются мощности слагающих равнину четвертичных сейсмостратиграфических комплексов и приближаются к морскому дну залегающие ниже дислоцированные плиоценовые породы. Отмечены многочисленные локальные зоны газопроявления, захватывающие на всю глубину чехол четвертичных отложений. По данным эхолотирования в рельефе дна отмечены несколько протяженных ложбин, имеющих субмеридиональное простирание и направление падения в сторону более глубоководной акватории.

По направлению к Найбинской площади глубина моря уменьшается от 91 до 74 м. Фиксируемые в разрезе отложений, слагающих аккумулятивную равнину, многочисленные мелкие эрозионные врезы, косая слоистость, повсеместное выклинивание слоев, литологические замещения по простиранию свидетельствуют об их возможном аллювиально-морском происхождении. На профиле-связке Арсентьевская-Найбинская, при сохранении сглаженного ровного рельефа морского дна в разрезе прослеживаются те же 6 сейсмостратиграфических комплексов. На самой площади, покрытой 5-8 метровым слоем глинистых грунтов, в нескольких местах установлены зоны газопроявления.

Лебяжинская площадь расположена в 18 км северо-восточнее Найбинской площади на глубине моря 62-64 м. Характер рельефа и строение разреза аналогично рассмотренным выше площадям. По направлению к берегу в разрезе аккумулятивной равнины происходит лишь уменьшение мощности сейсмостратиграфических комплексов. На глубине 50-55 м вдоль современного берега сохранились многочисленные фрагменты береговой зоны, в основном, в виде морфологически выраженного перегиба морского дна.

Пугачевская площадь располагается в прибрежной части, в 800 м от современного берега на глубине 52-54 м. Морское дно представляет собой абразионно-аккумулятивную поверхность, выработанную в плиоценовых породах Пугачевской антиклинальной структуры. Мощность покровного чехла четвертичных отложений меняется от 0 до 10 м, а во врезах древних долин достигает 15 м. В интервале глубин 25-45 м рельеф морского дна пологий. Глубже появляются валы, уступы, ложбины шириной 100-150 м, типичный бугристо-западинный рельеф с относительными превышениями от 0,5 до 1,5 м. Выявлено несколько палеодолин, врезанных в коренные породы неогена от 5 до 10 м, шириной 200-650 м. Поперечный профиль врезов корытообразный. Эрозионные врезы выполнены аллювиальными образованиями, которые перекрыты, в свою очередь, лагунными и морскими осадками [169]. В непосредственной близости от берега на изобате около 20 м прослеживаются фрагменты затопленной древней береговой линии. Они фиксируются преимущественно в виде характерного изгиба профиля морского дна.

Севернее и северо-восточнее в 27 км от Арсентьевской площади на глубинах моря от 63 до 70 м располагается Вахрушевская площадь. Морское дно в районе площади представляет собой аккумулятивную поверхность, сложенную мощной (более 90 м) толщей четвертичных отложений с уклоном 0,003 на юг. Поверхность равнины покрыта чехлом глинистых грунтов мощностью 2 - 6 м, а в эрозионных врезах – до 9,5 м. Разрез, слагающий аккумулятивную равнину, по данным бурения и НСАП расчленяется не менее чем на три САК. На юге площади по материалам НСАП оконтурены две протяженные (до 1,5 км) зоны газонасыщения шириной от 200 до 500 м.

На основании бурения 50-ти метровой скважины в пределах Вахрушевской площади нижележащий разрез выглядит следующим образом.

В основании разреза залегает супесь светло-серая, пластичная с тонкими (до 2 мм) прослоями суглинка мягкопластичного. Мощность – 2 м.

Супесь перекрывается мощным (14,5 м)

слоем суглинка зеленовато-серого от тугопластичного до полутвердого, постепенно переходящего в нижней части в глину серовато-зеленую мягкопластичную, с прослоями и линзами песка пылеватого, супеси текучей, суглинка и глины различной консистенции с большим количеством (в низах горизонта) детрита ракуши до 15 - 20%.

Вверх по разрезу суглинок сменяется горизонтом песка пылеватого с прослойками суглинка и торфа (2 - 4 см), сменяющегося наверху слоем супеси пластичной (2 м) с прослоями суглинка текучего и торфа.

Горизонт песка пылеватого перекрывается суглинком серым мягкопластичным (16 м) с единичной галькой и ракушкой, тонкими прослоями суглинка текучего, песка пылеватого. В средней части слой (5 м) глины мягкопластичной с единичной галькой и ракушкой.

Выше залегает супесь серая пластичная (4 м) с линзами суглинка текучепластичного, торфа, с прослоем в средней части песка пылеватого.

Верх разреза сложен илом глинистым зеленовато-серым, текучим мощностью до 6,5 м.

Очевидна строгая повторяемость горизонтов разреза в соответствии климатостратиграфическими ритмами данного региона. Формирование вскрытой части разреза происходило в период от среднего плейстоцена до голоцена включительно. Супесчаная и песчаная пачки коррелируются стазовской, зыряновской и сартанской эпохам оледенения, а суглинисто-глинистая – с эпохами казанцевской и каргинской трансгрессий. Косвенное подтверждение этому дает анализ структуры записи на сейсмогеологических профилях-связках. Существенно песчаные пачки формировались в прибрежно-морских и дельтовых условиях.

Кроме того, на границах, соответствующих эпохам регрессивных условий осадконакопления, обнаруживается максимальное развитие погребенных эрозионных врезов.

2.1.2.2.Прогиб залива Анива

Прогиб залива Анива расположен на юге Сахалина и приурочен к акватории одноименного залива. Максимальная глубина моря 120 метров. Его площадь до широты мысов Крильон – Анива составляет около 6000 км2, далее на юг он резко расширяется, соединяясь с проливом Лаперуза.

Морские геофизические исследования, а также данные геологической съемки берегов залива показали, что залив имеет довольно сложное тектоническое строение. Его границами являются крупные региональные разломы. На западе он ограничен разломом глубинного заложения, проходящим в пределах суши по восточному крылу Западно-Сахалинского антиклинория, на юге он уходит под дно залива, где трассируется магнитными аномалиями на расстоянии около 70 км.

Восточный борт прогиба на юге от широты Корсакова ограничен разломом субмеридионального направления, отделяющим мезо-палеозойские образования Тонино-Анивского полуострова от кайнозойских отложений прогиба. На южном продолжении восточного крыла Тонино-Анивского антиклинория в акватории Охотского моря, прослеживается региональный разлом, который отчетливо выделяется в гравитационном поле.

На севере от Корсакова прогиб резко сужается и его продолжением является Сусунайская долина, протягивающаяся до выходов мезозойских и палеозойских пород фундамента. Его восточной границей на этом участке служит региональный разлом, отделяющий палеозойские образования Сусунайского антиклинория от кайнозоя Сусунайской долины. В центральной части залива прослеживается Центрально-Анивский разлом северо-восточного направления.

Все указанные выше региональные разломы, а также другие более мелкие разрывные нарушения, имеющие различную амплитуду и направления, разбивают фундамент прогиба на блоки с разной амплитудой перемещений.

Основными структурами Анивского прогиба являются Западно- и Восточно-Сахалинские зоны повышенных мощностей неогена, разделенные поднятием. Эти структуры имеют общее субмеридиональное, с некоторым отклонением к северо-востоку, простирание, а их оси погружены в южном направлении.

Западная зона прогиба располагается на северо-западе залива, распространяясь на север по Сусунайской долине до указанных выше границ. Длина ее подводной части 55 – 60 км, ширина 20 – 25 км. Мощность осадочных отложений по условным сейсмическим горизонтам, которые отождествляются с подошвами маруямской свиты (верхний миоцен), достигает 2 000 м. По гравиметрическим данным максимальные мощности слоистой осадочной толщи приурочены к западной части прогиба.

Восточно-Анивская зона прогиба является самой крупной тектонической структурой рассматриваемого района. Она имеет форму треугольника, вершина которого примыкает к Тонино-Анивскому полуострову. В южном направлении залива прогиб расширяется до 45 км

и на широте мыса Крильон сливается с проливом Лаперуза проливом [27].

Геологическое строение залива Анива практически тождественно геологическому строению залива Терпения [51].

Нижний подкомплекс представлен плиоценовыми породами маруямской свиты. Вышележащий (охотский) подкомплекс выявлен в краевых частях максимальных депрессий и, вероятнее всего, выполнен породами в возрастном интервале верхний плиоцен – нижний плейстоцен. Средний подкомплекс устанавливается также на восточном краю Восточно-Анивского прогиба, вдоль западного и юго-западного обрамления Сусунайской наложенной впадины в заливе Анива.

Примерно такой же порядок изменения мощности, как и для залива Терпения, отмечается для верхнего (дерюгинского) подкомплекса, выявленного в основных геоструктурных единицах залива Анива. Более полный и, соответственно, мощный разрез характерен для Сусунайской наложенной впадины и Восточно-Анивского прогиба (больше 100 м). Сокращенный неполный разрез прослеживается в пределах Западно-Анивского поднятия, занимающего центральную часть залива. Кроме того, прерывистым маломощным чехлом четвертичных отложений покрыты породы Тонино-Анивского выступа, выходящие на дно залива.

Таким образом, суммируя все вышеизложенное, можно с очень большой долей вероятности утверждать, что геологическое строение верхней части разреза северо-охотоморского шельфа, шельфа заливов Анива и Терпения практически одинаково, а это, в свою очередь, подразумевает единую схему геологического развития всего Охотского моря в плейстоцен-голоценовое время.

Отличительной особенностью верхней части разреза сахалинского шельфа в пределах акваторий заливов Терпения и Анива является доминирующее распространение глинистых грунтов. Процесс накопления глинистых осадков интенсивно проявляется с глубин 50 – 60 м и с высокой вероятностью обусловлен не только гидрологическими условиями осадконакопления в полузакрытых заливах, но и поступлением в бассейн седиментации с островной суши специфических продуктов выветривания мощных толщ аргиллитов и алевролитов.

Распределение донных грунтов в заливах Терпения и Анива в большой степени зависит от гидродинамических режимов этих районов. В заливах течения определяются контурами береговых линий и формируют свои сложные круговые системы циклонического и антициклонического планов со скоростями, не превышающими 15 см/сек. В центре круговых систем практически отсутствуют приливные течения и создаются застойные условия, в связи с чем в большей степени происходит накопление глинистых грунтов и в меньшей – пылеватых.

Распределение грунтов на морском дне происходит в полном соответствии с гидродинамическим режимом акватории. От берега в сторону раскрытия заливов происходит смена типов грунтов. У береговой линии повсеместно присутствуют гравийно-галечные отложения, а глыбовые часто встречаются у клифов, сложенных магматическими породами. Исключение составляют участки, примыкающие к устьям крупных (Поронай, Лютога) и мелких водотоков, где преобладают пески различной крупности. Мористее дисперсные несвязные грунты сменяются текучими песчано-глинистыми, а именно, илами супесчаными и суглинистыми, далее, за «линией илов», повсеместно распространены илы глинистые.

Мощность илов глинистых, которыми сложено дно обоих заливов, в целом по акваториям составляет 4 - 5 м, хотя в центральных частях молодых прогибов мощность этих грунтов достигает 10 – 12 м. Необходимо отметить, что характер залегания всех типов грунтов, представленных на морском дне обоих заливов, а именно, вытянутые полосы различной ширины, в общих чертах повторяет конфигурацию береговой линии.

Большое распространение в пределах халистаз сахалинского шельфа Охотского моря имеют палеоврезы и палеодолины. Характерный разрез долины вскрыт на Найбинской площади залива Терпения. Сверху долина, имеющая V–образный профиль, перекрыта горизонтом голоценовых светло-серых текучих илов глинистых мощностью до 7,5 м.

Разрез собственно эрозионного вреза начинается илом глинистым серым текучим (1,5 м), ниже которого залегает ил глинистый черный текучий (2,5 м). Нижняя часть разреза сложена супесью темно-серой текучей. Мощность горизонта супесей около 12 м. Общая мощность аллювиальных отложений, выполняющих палеоврез 16 м. Долина врезана в горизонт суглинка серогомягкопластичного с линзами глины мягкопластичной и примесью детрита ракуши до 5%. Спорово-пыльцевой анализ грунтов, отобранных из палеодолины, показал, что морфологические признаки миоспор и состав спорово-пыльцевых спектров свидетельствуют о

плейстоценовом времени накопления осадков.

Диатомовый комплекс характеризуется как пресноводными, так и морскими неретическо-сублиторальными видами. Доминируют в комплексе холоднолюбивые неретические виды. Пресноводный комплекс в основном представлен аркто- и северобореальными видами с присутствием переотложенных диатомей. А.П. Жузе [50] отмечает, что наиболее часты переотложенные диатомеи в нижней части отложений II горизонта. Присутствие в осадках богатого комплекса сублиторальных и пресноводных форм диатомовых видов указывает на то, что осадконакопление происходило вблизи берега. Как пресноводные, так и сублиторальные морские охотоморские диатомеи не выносятся на большие расстояния от берега. Присутствие спикул губок весьма характерно для нижней части осадков IIохотоморского горизонта на многих прибрежных станций Охотского моря, хотя в настоящее время вся западная и северо-западная части Охотского моря исключительно бедны губками.

Таким образом, окончательное формирование палеодолины как на основании сейсмостратиграфии, так и по результатам спорово-пыльцевого и диатомовых анализов коррелируется со временем каргинскогомежледниковья и трансгрессии – QIII4.

Шельф залива Терпения. Донные грунты на изученных площадках шельфа залива Терпения (Найбинская, Лебяжинская, Арсентьевская и Вахрушевская) сложены исключительно илом глинистым.

Это массивный неслоистый зеленовато-серого цвета грунт текучей консистенции. Низы горизонта имеют коричневатый оттенок. Отмечается слабый запах H_2S. Верх интервала, примерно до глубины 1,0-1,5 м, характеризуется следами жизнедеятельности илоедов различной размерности. Ходы илоедов заполнены переработанным илом черного цвета. Размеры зон полностью переработанного ила достигают 20, иногда 40 мм. Встречаются остатки растительных тканей, раковины моллюсков различной степени сохранности, хорошо окатанная мелкая галька и гравий.

Мощность иловой толщи по данным глубокого инженерно-геологического бурения достигает 8 м.

Шельф залива Анива. Сведения об инженерно-геологическом строении и физико-механических свойствах донных грунтов залива Анива были получены в результате исследований, проведенных на Анивской и Восточно-Анивской площадях, расположенных в центральной и восточной частях залива.

Инженерно-геологическое строение дна залива Анива более разнообразно по сравнению с заливом Терпения и северо-охотоморским шельфом. Это может быть связано с несколькими причинами, основными из которых являются следующие:

1. Большое петрографическое разнообразие пород, слагающих берега залива. Берега преимущественно абразионные и сложены как осадочными, так и магматическими породами. Скорости абразии берегов залива Анива наиболее высокие среди всех рассматриваемых регионов и по некоторым оценкам достигают значений 3 - 5 и более метров в год «в галечниках на глинистом и железистом цементе» [195].

2. По оценке Г.В. Полунина [195], общее количество взвешенных и влекомых материалов, поступающих на шельф залива Анива, составляет 332 тыс. тонн, причем подавляющая часть приходится на реку Лютога – 330 тыс. тонн. Постоянно действующее достаточно высокоскоростное вдольбереговое течение, направленное по часовой стрелке, при сравнительно небольшой площади самой халистазы равномерно распределяет поступающий терригенный материал на морском дне.

«Иловая линия» для залива Анива определяется изобатой 50 - 60 м. За ней, особенно в районе действия конуса выноса реки Лютога, шло интенсивное накопление тонкодисперсного глинистого материала, в результате чего образовалась мощная толща неуплотненных водонасыщенных глинистых илов. Максимальные значения мощности толщи достигают 12 – 15 м.

В районах, отдаленных от основного источника питания терригенным материалом, отмечаются сравнительно небольшие мощности собственно глинистых илов – до 1 – 3 м и более пестрый литологический состав донных грунтов. Данное разнообразие достигается за счет поступления материала при абразии активных клифов побережья.

По вышеупомянутым причинам в заливе Аниве в результате донного пробоотбора были получены сведения о составе и физико-механических свойствах верхнечетвертичных грунтов, подстилающих голоценовые глинистые илы.

Как уже отмечалось, закономерности распространения донных отложений как в плане, так и в разрезе обусловлены геологической историей осадкообразования на рассматриваемой территории в верхнечетвертичное и голоценовое время.

Анализ полученного геологического мате-

риала показывает, что в заливе Анива четвертичные отложенияимеют пластовый характер залегания и выдержанную мощность по всей территории.

При инженерно-геологических исследованиях Восточно-Анивской площади, расположенной на глубине 82 м и находящейся в 27 км от берега, был вскрыт приведенный ниже инженерно-геологический разрез.

Отложения второго сейсмоакустического горизонта, отнесенного к верхнеплейстоценовому возрасту, представлены мощной пачкой супесчано-песчаных грунтов мощностью (по данным НСАП) около 13-17 м. Верхняя часть разреза представлена илом супесчаным зеленовато-серым текучим, который постепенно переходит в супесь зеленовато-серую текучую. Можно предположить, что это практически неделимая, единая литологически, но различная с инженерно-геологической точки зрения пачка супесчано-песчаных отложений – система «ил супесчаный – супесь текучая – песок мелкий», образовавшаяся в трансгрессивных условиях.

Наглядной иллюстрацией изменения физических свойств илов с увеличением глубиных залегания служит типичный инженерно-геологический разрез по одной из скважин, пробурённых на Анивской площади (скв. 52 – рис. 2.3).

Верхняя часть разреза от дна моря до глубины 1,75 м представлена илом суглинистым зеленовато-серым текучим (Q_{IV}) – We = 46%, W_L = 38%, Wp = 22%, Ip = 16, I_L = 1,52, p = 1,76 г/см^3, p_s = 2,68 г/см^3 и n = 55%.

В основании толщи илов залегает прослой (1,5 см) гравийного грунта с мелкопесчаным заполнителем – базальный горизонт между верхнечетвертичными и голоценовыми отложениями.

Разрез САК-2 начинается илом супесчаным серо-зеленым текучим (1,75-2,3 м), имеющим We = 34%, Wт = 28%, Wp = 22%, Ip = 6, I_L = 2,16, n = 48%, который на глубине около 2,3 м постепенно переходит в супесь серо-зеленую текучую с We = 30%, Wт = 31%, Wp = 25%, Ip = 6, I_L = 1,03, n = 46% при одинаковых значениях ps (2,67 г/см^3) и p (1,75 г/см^3).

Максимальное различие между илом супесчаным и супесью текучей наблюдается в гранулометрическом составе: вниз по разрезу уменьшается содержание пелитовой фракции (<0,005) с 15,5 до 2,4%, и увеличивается содержание мелкопесчаной фракции (0,25-0,05) с 59,1 до 94%.

Подтверждением высказанного предположения о единой геологической, а, следовательно, и инженерно-геологической истории верхней части разреза второго сейсмоакустического комплекса служат данные минералогического анализа отложений. На одновременный характер отложений указывает практически полная идентичность в минеральных ассоциациях мелкопесчаной фракции.

И в илах суглинистых, и в супесях текучих доминантными являются обломочные минералы легкой фракции – кварц (67-69%) и полевой шпат (альбит-олигоклаз до 25%), зерна которых имеют среднюю степень окатанности. Из акцессорных минералов присутствуют циркон, рутил, гранат, магнетит, ильменит. Повсеместно отмечается наличие обломков интрузивных и эффузивных пород.

Средние значения состава и свойств второго сейсмоакустического комплекса, отнесен-

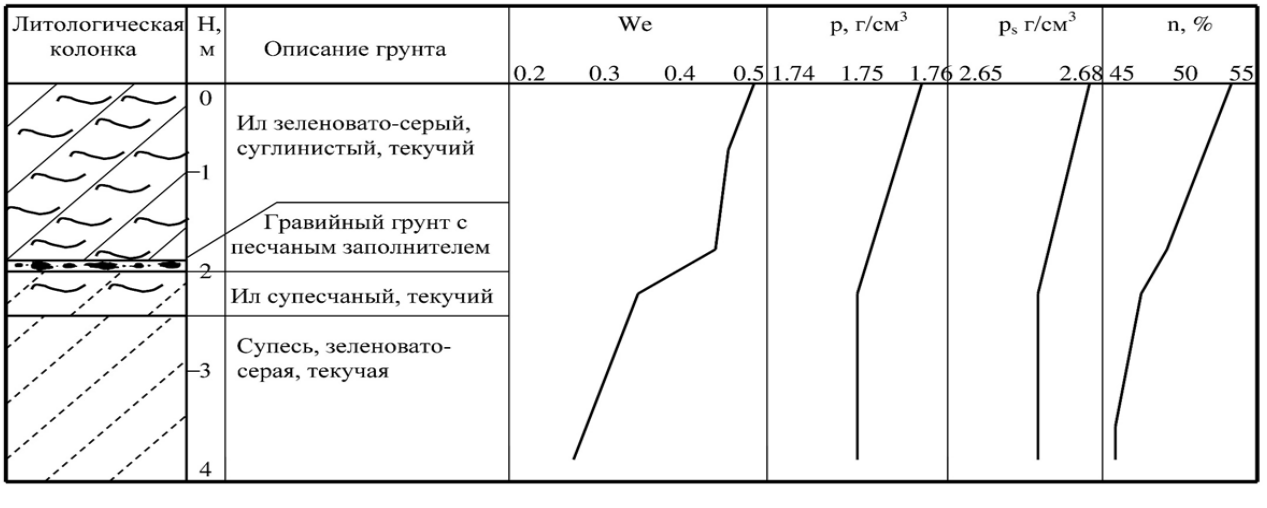


Рис. 2.3. Охотское море. Сахалинский шельф. Залив Анива. Восточно-Анивская площадь. Инженерно-геологическая колонка по скв. 52

ного к верхнему плейстоцену, рассчитанные по преобладающему типу грунта – супеси текучей, имеют следующие величины: естественная влажность – 30%, влажность на границе текучести – 32%, влажность на границе раскатывания – 26%, число пластичности – 6, показатель текучести – 1,47, плотность грунта – 1,72 г/см^3, плотность скелета грунта – 1,30 г/см^3, плотность частиц грунта – 2,67 г/см^3. Модуль общей деформации – 9 МПа, величина сцепления – 0,026 МПа, угол внутреннего трения – 17 - 18^o.

Ниже глубины 4.0 м инженерно-геологический разрез был исследован методом статического зондирования. В интервале глубин 4,0 - 11,0 м залегает достаточно мощная пачка супесчано-песчаных грунтов, представляющая собой переслаивание песков мелких до пылеватых средней плотности и супесей текучих. Мощность песчаных горизонтов 0,3 - 1,5 м, супесчаных существенно меньше – 0,5 -0,8 м.

В результате интерпретации данных статического зондирования было определено, что исследованные грунты обладают следующими механическими свойствами. Песок мелкий – модуль общей деформации 28 - 33 МПа, угол внутреннего трения 30 - 33^o; супесь текучая – модуль общей деформации 8 - 10 МПа, величина удельного сцепления 0,024 - 0,026 МПа, угол внутреннего трения 17 - 18^o.

По данным статического зондирования предполагаемый литологический состав второго сейсмоакустического комплекса полностью соответствует истории геологического развития залива Анива в верхнечетвертичное время. Преимущественно песчаные отложения мицулевского времени (Q_{III}^4) формировались в морских и прибрежно-морских условиях во время первой фазы последней послеледниковой трансгрессии

Выше по разрезу залегают отложения первого сейсмоакустического комплекса – морские голоценовые отложения (Q_{IV}), представленные исключительно глинистыми грунтами, илами глинистыми и суглинистыми.

Контакт между двумя пачками отложений резкий и четкий. В отдельных скважинах отмечается наличие базального горизонта, выполненного мелкой хорошо окатанной галькой и гравием с мелкопесчаным заполнителем мощностью до 1 - 3 см.

2.2. Состав, строение и свойства морских органо-минеральных грунтов Охотского моря

2.2.1. Состав и свойства илов

В процессе проведения инженерно-геологических изысканий на 11-ти площадках в заливах Анива, Терпения и северо-охотоморском шельфе, кроме отбора проб из каждой скважины, на опорных буровых профилях, расположенных перпендикулярно друг другу в центре, производился отбор монолитов из интервалов 0,4-0,7, 0,8-1,1, 1,3-1,6, 2,3-2,6, 2,7-3,0 и 3,7-4,0 м.

Количество отобранных проб было достаточным для определения среднестатистических характеристик основных свойств илов в каждом горизонте и выявления возможных различий в инженерно-геологических показателях органо-минеральных грунтов изученных районов.

Лабораторные работы включали полный комплекс исследований состава, физических, физико-химических и физико-механических свойств илов.

Кроме определения основных показателей свойств грунтов, производился их полный химический анализ, выполнялись исследования минерального состава, микростроения, определение содержания органического углерода – Сорг.

Северо-охотоморский шельф. Ил глинистый встречался как на всем протяжении профилей–связок, так и на опорных площадках. Наиболее полно типичный разрез толщи илов был изучен на Кухтуйской морской площади.

Это грунт зеленовато-серого цвета с тонкими черными примазками (гидротроилит), с редкими включениями хорошо окатанной мелкой и средней гальки, а также мелкого гравия, текучий. Содержание гальки и гравия вниз по разрезу увеличивается и достигает значений 25 - 30% в интервале 2,5 - 3,0 м. В основании вскрытого разреза отмечается появление редких и тонких (до 1 см) линз песка мелкого до пылеватого темно-серого цвета.

Верхний горизонт иловой толщи до глубины 0,4 - 0,5 м изрыт ходами илоедов, текстура массивная, неслоистая. В нижней части вскрытого разреза отложения имеют светло-коричневые оттенки. С глубины 1,0 - 1,5 м в общей массе илов встречаются единичные стяжения (до 1,0 - 1,5 мм) $CaCO_3$ светло-бежевого цвета, количество которых в отдельных скважинах в интервале глубин 2,5 - 3,0 м достигает 30%.

Илы глинистые характеризуются высокими значениями показателей физико-химиче-

ских характеристик: естественная влажность до 168%, влажность на границе текучести до 135%, влажность на границе раскатывания до 93%, пористость до 83%. Значения же плотности грунта, плотности скелета грунта и плотности частиц грунта у илов невелики – 1,27 - 1,82 г/см^3, 0,49 - 1,05 г/см^3 и 2,41 - 2,52 г/см^3 соответственно. Число пластичности колеблется от 17 до 55, показатель текучести достигает 2,55.

Механические свойства изученных илов отличаются очень низкими значениями: c = 0,005 - 0,017 МПа, φ = 2 - 5°, E = 0,6 - 1,1 МПа, что указывает на их низкую несущую способность и очень высокую степень сжимаемости.

Рассматривая гранулометрический состав илов, прежде всего, необходимо отметить подавляющее преобладание глинистой и тонкопылеватой фракций над всеми остальными. Их суммарное содержание может составлять 95% (а в отдельных пробах и 98%) от суммы всех фракций. Доминирующее значение остается за фракцией <0,005, процентное содержание которой достигает 54%, Данное распределение фракций в илах наглядно свидетельствует об очень хорошей сортировке осадка, а резко подчинённое значение фракций >0,1 лишь подчёркивает это. Подобное распределение фракций в илах служит ещё одним наглядным подтверждением факта формирования глинистых илов в спокойной, практически застойноводной, обстановке осадконакопления, вне зоны волнового воздействия, при стабильном и постоянном поступлении терригенного материала.

Детальный анализ колонок илов Кухтуйской площади северо-охотоморского шельфа показал, что повсеместно наблюдается изменение их характеристик по мере увеличения глубины залегания от 0,0 до 3,0 м. Отмечается закономерное уменьшение естественной влажности (с 147 до 119%), числа пластичности (с 46 до 30), показателя текучести (с 1,45 до 1,31), пористости (с 77,8 до 74,5%), коэффициента пористости (с 3,53 до 2,96)и возрастание плотности грунта (с 1,31 до 1,56 г/см^3), плотности скелета грунта (с 0,54 до 0,63 г/см^3), плотности частиц грунта (с 2,43 до 2,51 г/см^3).

Кроме изменения физических и физико-химических свойств, фиксируются также некоторые вариации в значениях механических характеристик. Хотя прочностные свойства (сцепление и угол внутреннего трения) илов с глубиной изменяются в очень незначительных пределах: с 0,014 - 0,048 МПа и 1 - 2° – на горизонте 0,5 м до 0,03 - 0,075 МПа и 2 - 4° – на горизонте 3.0 м, то есть практически на пределе упрочении грунтов. Более показательна картина изменения модуля общей деформации, который увеличивается с 0,8 МПа до 1,1 МПа.

Изменение характеристик илов по мере увеличения глубины их залегания сопровождается заметными вариациями в гранулометрическом составе: происходит постепенное уменьшение процентного содержания пелитовой фракции с одновременным увеличением мелкопесчаной (своеобразное «огрубление» гранулометрического состава).

Это хорошо иллюстрируется среднестатистическими значениями фракций по опорным горизонтам. Процентное содержание пелита (> 0,005) снижается с 48% на горизонте 0,5 м до 39,4% на 2,5 м на фоне возрастания песчаных фракций: песка средней крупности (0,5-0,25) с 1% до 2,9%, песка мелкого (0,25–0,1) с 3,3% до 8,1% и песка пылеватого (0,1–0,05) с 0,6% до 2,1%. Процентное содержание алеврита (0,05–0,005) остается практически неизменным (46,8 - 47,1%), однако в его составе меняется соотношение между пылеватыми крупными (0,05–0,01) и пылеватыми мелкими (0,01–0,005) частицами в сторону увеличения первых (19,6 - 23,3%) и уменьшения последних (27,2 - 23,8%) (рис. 2.4).

По всей видимости, все эти изменения связаны с гравитационным уплотнением илов и их дегидратацией (отжатие иловой воды и увеличение структурной прочности осадка) под весом вышележащего слоя грунта, а также с началом агрегации частиц. Подробно природа (направленность и динамика) сингенетических изменений в илах будет рассмотрена ниже.

Значительных изменений свойств илов по латерали не выявлено. На всем протяжении профилей-связок (650 км) отмечаются лишь небольшие вариации гранулометрического состава и показателей свойств: We = 123 - 144%, Ip = 38 - 47,e = 3,05 - 3,50, ρ = 1,34 - 1,38 г/см^3,ps = 2,47 - 2,52 г/см^3, c = 0,009 - 0,012 МПа, E = 0,6 - 0,9 МПа, φ = 2 - 4°.

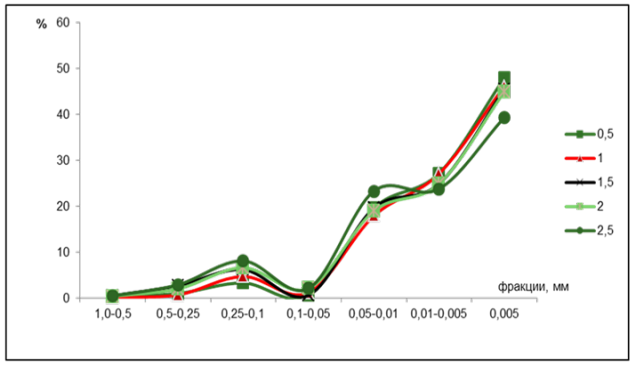


Рис. 2.4. Кумулятивные кривые илов по глубине залегания

Эти вариации связаны с тремя основными факторами: глубиной акватории, разными скоростями терригенного осадконакопления и удаленностью от источников питания – мелких рек,которые в большом количестве пересекают примыкающее к морю побережье материка.

Отмечается также существенное изменение физических и физико-химических свойств глинистых илов поверхностного слоя в зависимости от глубины акватории (батиальная зональность).

С увеличением глубины моря с 87 м до 127 м происходит увеличение значений естественной влажности с 57% до 139%, числа пластичности с 18 до 41, пористости с 60 до 89%, коэффициента пористости с 1,52 до 3,50, консистенции с 1,29 до 1,69. И наоборот, зафиксировано закономерное снижение значений величин плотности грунта с 1,65 г/см^3 до 1,33 г/см^3, плотности скелета грунта с 1,05 г/см^3 до 0,56 г/см^3 и плотности частиц грунта с 2,65 г/см^3 до 2,52 г/см^3.

Это связано с тем, что по мере увеличения глубины моря возрастает глинистая составляющая в илах с 25% до 54% (а в ней содержание смешаннослойных минералов монтмориллонитового типа) и, следовательно, большей становится водоудерживающая способность илов.

Вэтом случае можно достаточно уверенно говорить о «локально-фациальной обстановке» в процессе образования илов, т. е. в каждой конкретной точке илы будут иметь свои чётко детерминированные показатели свойств, зависящие от конкретной геологической обстановки.

Рассматривая любой регион, в котором идёт современное илообразование, можно говорить лишь об общих тенденциях в изменении свойств по мере увеличения глубины акватории. При этом последнее утверждение справедливо, вероятно, для заведомо аккумулятивных шельфов при прочих равных условиях: единая голоценовая история геологического развития, постоянные (или почти постоянные) источники поступления осадочного материала в бассейн седиментации, установившийся гидродинамический режим.

Сахалинский шельф. Инженерно-геологической особенностью верхней части разреза сахалинского шельфа в пределах акваторий заливов Терпения и Анива является сплошное распространение глинистых илов как полностью доминирующего донного грунта на морском дне.

Шельф залива Терпения. Морские органоминеральные грунты в заливе Терпения изучались в пределах площадей Найбинская, Лебяжинская, Арсентьевская и Вахрушевская.

Ил в заливе Терпения – это массивный неслоистый зеленовато-серый грунт текучей консистенции. В нижней части горизонта отложения имеют коричневатый оттенок. Отмечается слабый запах сероводорода. В приповерхностном интервале отложений, примерно до глубины 1,0 - 1,5 м, зафиксированы следы жизнедеятельности илоедов различного размера, ходы которых заполнены переработанным илом чёрного цвета. Размеры зон полностью переработанного ила достигают 20, иногда 40 мм. В слое встречаются остатки растительных тканей, раковины моллюсков различной степени сохранности, хорошо окатанная мелкая галька и гравий.

Мощность толщи илов по данным глубокого инженерно-геологического бурения достигает 8 м.

В заливе Терпения физические и физико-химические свойства илов имеют максимальные значения. Естественная влажность достигает 150% (в отдельных монолитах на Найбинской площади до 172%), число пластичности – 51, показатель текучести – 1,84, пористость – 80% при плотности грунта 1,35 - 1,56 г/см^3, плотности скелета грунта 0,54 - 0,83 г/см^3, плотности частиц грунта 2,59-2,65 г/см^3.

Механические характеристики незначительны: величина сцепления 0,001 - 0,006 МПа, угол внутреннего трения до 1о, модуль общей деформации 0,5 - 0,9 МПа.

В гранулометрическом составе доминируют тонкопылеватая и глинистая фракции, которые дают до 95% от всей суммы фракций.

Проведённое сравнение свойств грунтов в зависимости от глубины залегания (относительно морского дна) показало, что на всех исследованных площадях отмечается закономерное изменение последних.

Ниже, в качестве примера, рассматривается изменение инженерно-геологических характеристик илов в интервале глубин 0,0 - 4,0 м на Арсентьевской площади.

В целом, с увеличением глубины залегания грунта происходит уменьшение егоприродной влажности с 94% до 79%, числа пластичности с 32 до 28, показателя консистенции с 1,72 до 1,56, пористости с 70,7% до 66,9% и коэффициента пористости с 2,39 до 2,04. В то же время возрастает величина плотности грунта с 1,49 г/см^3 до 1,56 г/см^3, плотности скелета грунта с 0,77 г/см^3 до 0,88 г/см^3 и плотности частиц грунта с 2,63 г/см^3 до 2,67 г/см^3. Кроме этого, отмечается незначительное увеличение модуля общей де-

формации илов с 0,5 МПа до 0,9 МПа.

Изменение показателей инженерно-геологических характеристик происходит постепенно и плавно, без резких скачков и каких-либо значительных колебаний. Разница между крайними значениями незначительна и составляет 15% для природной влажности, 3,8% – для пористости и 0,07 г/см^3 – для плотности.

На Арсентьевской морской площади подобный характер изменений свойств определяется, прежде всего, ее местоположением.Это подводная аккумулятивная равнина на глубине 90 м, находящаяся достаточно далеко как от берега, так и от основного источника питания терригенным материалом.

Вероятно, именно невысокие скорости седиментации при практически постоянном гранулометрическом составе взвеси определяют стабильное, но невысокое по динамике процесса изменение свойств.

Как на северо-охотоморском, так и на сахалинском шельфе отмечается батиальная зональность в изменении значений характеристик в поверхностном слое илов.

Например, в направлении от Лебяжинской площади (глубина 63 м) к Найбинской (глубина 74 м) увеличивается естественная влажность с 94% до 150%, пористость - с 71% до 80%, и, соответственно, уменьшается плотность с 1,50 г/см^3 до 1,35 г/см^3.

Как уже отмечалось, большое значение при формировании свойств грунта имеет удаленность бассейна седиментации от источника поступления терригенного материала.

При сравнении Найбинской и Арсентьевской площадей выяснилось, что на первой из них, расположенной ближе к основному источнику питания терригенным материалом, устью реки Поронай с твердым стоком 210 тыс. т/год, из-за интенсивного накопления глинистого материала илы имеют большие значения естественной влажности (до 150%), пористости (до 80%) и меньшие - плотности грунта (до1,35г/см^3),чемнавторой(Арсентьевской),находящейся мористее и, соответственно,дальше от источника питания (We = 94%, n = 70% и ρ = 1,49 г/см^3). Таким образом, очевидно наличие зонально-географического фактора в формировании свойств илов.

Шельф залива Анива. Сведения об инженерно-геологическом строении и свойствах донных грунтов залива Анива были получены в результате исследований, проведённых на Анивской и Восточно-Анивской площадях, расположенных в центральной и восточной частях залива.

Инженерно-геологический разрез грунтовой толщи залива Анива (Восточно-Анивская площадь) не даёт возможности проследить временную и пространственную эволюцию ила глинистого. Как было показано в истории геологического развития региона, между илом глинистым и нижележащими грунтами залегает прослой гравийного материала, что говорит о временном перерыве в осадконакоплении. Полученные данные позволяют сравнивать между собой только грунты одного геологического возраста, голоценового: илы глинистые и илы суглинистые.

Илы суглинистые залегают непосредственно на отложениях верхнего плейстоцена. Это грунты от зеленовато-серого до серо-зеленого цвета с единичными включениями мелкой гальки и гравия, текучие,

В гранулометрическом составе отмечается преобладание фракций мелкого песка (0,25-0,1) – 38,6% и глины (<0,005) – 23,6%.

Естественная влажность – 47%, влажность на границе текучести – 39%, влажность на границе раскатывания – 24%, число пластичности – 15, показатель текучести – 1,57, плотность грунта – 1,73 г/см^3, плотность скелета грунта – 1,18 г/см^3, плотность частиц грунта – 2,66 г/см^3, коэффициент пористости – 1,28, пористость – 56%. Модуль общей деформации – 0,8 МПа, сцепление – 0,006 МПа, угол внутреннего трения – 4^o.

Ил глинистый – это наиболее распространённый вид грунта в пределах Восточно-Анивской площади, который залегает в виде достаточно выдержанного по латерали горизонта либо непосредственно на иле суглинистом, либо на отложениях второго сейсмоакустического комплекса. Вскрытая мощность горизонта изменяется от 0.8 м до 4.0 м.

Ил глинистый темно-зелёный с сероватым оттенком, в нижней части горизонт приобретает зеленовато-коричневый оттенок. Контакт ила глинистого с супесью чёткий, с илом суглинистым постепенный, но выраженный в достаточно отчётливой смене цвета отложений.

Ил глинистый по своим характеристикам резко отличается от ила суглинистого. При практически одинаковых значениях показателя текучести 1,52 и плотности частиц грунта – 2.66 г/см^3, значения остальных свойствила глинистого значительно выше: естественная влажность – 94%, влажность на границе текучести – 76%, влажность на границе раскатывания – 35%, число пластичности – 35, коэффициент пористости – 2,51, пористость – 72%. Плотность грунта и плотность скелета грунта,

наоборот, значительно ниже, и составляют 1,48 г/см^3 и 0,76 г/см^3 соответственно. Модуль общей деформации – 0,5 МПа, сцепление – 0,005 МПа, угол внутреннего трения – 2^o.

В гранулометрическом составе илов глинистых повсеместно преобладает алевритовая (до 49%) и пелитовая (до 45%) фракции.

Наибольшее отличие между илом глинистым и илом суглинистым отмечается в гранулометрическом составе. Для ила глинистого фракция <0,001 является преобладающей и составляет 32,7 - 45% от суммы всех фракций; у ила суглинистого эта фракция в процентном отношении существенно меньше – 23,6%, доминирующее же положение занимает мелкопесчаная фракция – 52%.

Переходя к характеристике донных грунтов Анивской площади, необходимо отметить то, что на данной территории мощность илов глинистых максимальна по сравнению с другими описываемыми регионами. По данным НСАП она составляет 10 - 12 м.

Донные грунты в пределах Анивской площади представлены голоцен-современными морскими отложениями (Q_{IV}) – илами глинистыми зеленовато-серого цвета с содержанием органического вещества до 5%, текучими. В толще иловотмечается присутствие хорошо окатанной единичной гальки и створок моллюсков различной степени сохранности.

Для вскрытых отложений характерны естественная влажность от 51% до 103%, влажность на границе текучести – 45 - 75%, влажность на границе раскатывания – 28 - 45%, число пластичности – 17 - 30, плотность – 1,45 - 1,75 г/см^3, плотность скелета грунта – 0,71 - 1,15 г/см^3, плотность частиц грунта – 2,64 - 2,67 г/см^3, пористость до 73%, коэффициент пористости до 2,69, величины сцепления – 0,005 - 0,007 МПа, угла внутреннего трения – 1 - 3^o и модуля общей деформации – 0,6 - 0,7 МПа.

В гранулометрическом составе илов глинистых ведущие позиции занимают тонкопесчаная (до 56%) и глинистая (до 34%) фракции.

Переходя к детальному рассмотрению физико-механических свойств глинистых илов залива Анива, необходимо отметить, что стационарный характер изменения их показателей аналогичен описанной выше тенденции изменения свойств илов как в заливе Терпения, так и на северо-охотоморском шельфе. А именно, закономерное уменьшение с глубиной естественной влажности, пористости и увеличение плотности грунта, угла внутреннего трения, величины сцепления и модуля обшей деформации в заливе Анива отличаются лишь цифрами.

На Восточно-Анивской площади с увеличением глубины в интервале 0,0-4,0 м естественная влажность уменьшается со 113% до 63%, число пластичности – с 38 до 21, пористость – с 75% до 63%, коэффициент пористости – с 3,03 до 1,69

При этом плотность грунта возрастает с 1,40 г/см^3 до 1,60 г/см^3, плотность скелета грунта – с 0,66 г/см^3 до 0,99 г/см^3, сцепление – с 0,005 до 0,007 МПа, угол внутреннего трения – с 1^o до 3^o, модуль общей деформации – с 0,6 до 1,1 МПа.

Наиболее резкий скачок в изменении характеристик с увеличением глубины происходит в интервале 2,0-3,0 м: We– с 94% до 77%, n– с 71% до 66% и ρ – с 1,48 г/см^3 до 1,56 г/см^3. В целом, во вскрытом интервале естественная влажность уменьшилась на 50%, пористость – на 16%, число пластичности – на 44%, плотность грунта увеличилась на 12%, плотность скелета грунта – на 33%.

На Анивской площади аналогичные изменения свойств происходят в иловой толще мощностью 3,0 м.

Вниз по разрезу естественная влажность уменьшается со 103% до 51%, число пластичности – с 30 до 17, пористость – с 73% до 56%, коэффициент пористости – с 2,69 до 1,33. Плотность грунта возрастает с 1,45 г/см^3 до 1,60 г/см^3, плотность скелета грунта – с 0,71 г/см^3 до 1,15 г/см^3, сцепление – с 0,006 МПа до 0,008 МПа, угол внутреннего трения – с 2^o до 3^o, модуль общей деформации – с 0,6 МПа до 1,0 МПа.

Значения показателей свойств глинистых илов Анивской площади существенно выше, чем аналогичные на Восточно-Анивской площади. Это связано прежде всего с более высокими скоростями терригенного осадконакопления, характерными для центральной части залива, вследствие чего илы Анивской площади более водонасыщены, менее уплотнены и структурированы. Вторым объяснением является существенно большее содержанием глинистой фракции в илах Восточно-Анивской площади (45%) по сравнению с Анивской (33%).

Итак, детальный анализ разреза донных илов нескольких районов шельфа Охотского моря показал, что на всех площадях наблюдается закономерное изменение свойств донных грунтов. Отмечается повсеместное уменьшение с глубиной естественной влажности, числа пластичности, показателя текучести, пористости и возрастание плотности, значений механических характеристик.

Кроме вышеперечисленного, в илах глинистых Охотского моря зафиксировано увеличе-

ние плотности частиц грунта по мере увеличения глубины залегания: Кухтуйская площадь – с 2,43 г/см^3 до 2,51 г/см^3, Арсентьевская – с 2,63 г/см^3 до 2,67 г/см^3, Восточно-Анивская – с 2,65 г/см^3 до 2,66 г/см^3.

Как известно, это свойство грунта отражает только минеральный состав и не связано с другими характеристиками. Изменение плотности частиц грунта, вероятно, вызвано двумя взаимосвязанными факторами:

1. Некоторые различия в условиях седиментации морских органо-минеральных грунтов (изменение питания бассейна седиментации терригенным материалом с сопредельной суши);

2. Низкотемепературные трансформационные изменения глинистых минералов на ранней стадии диагенеза.

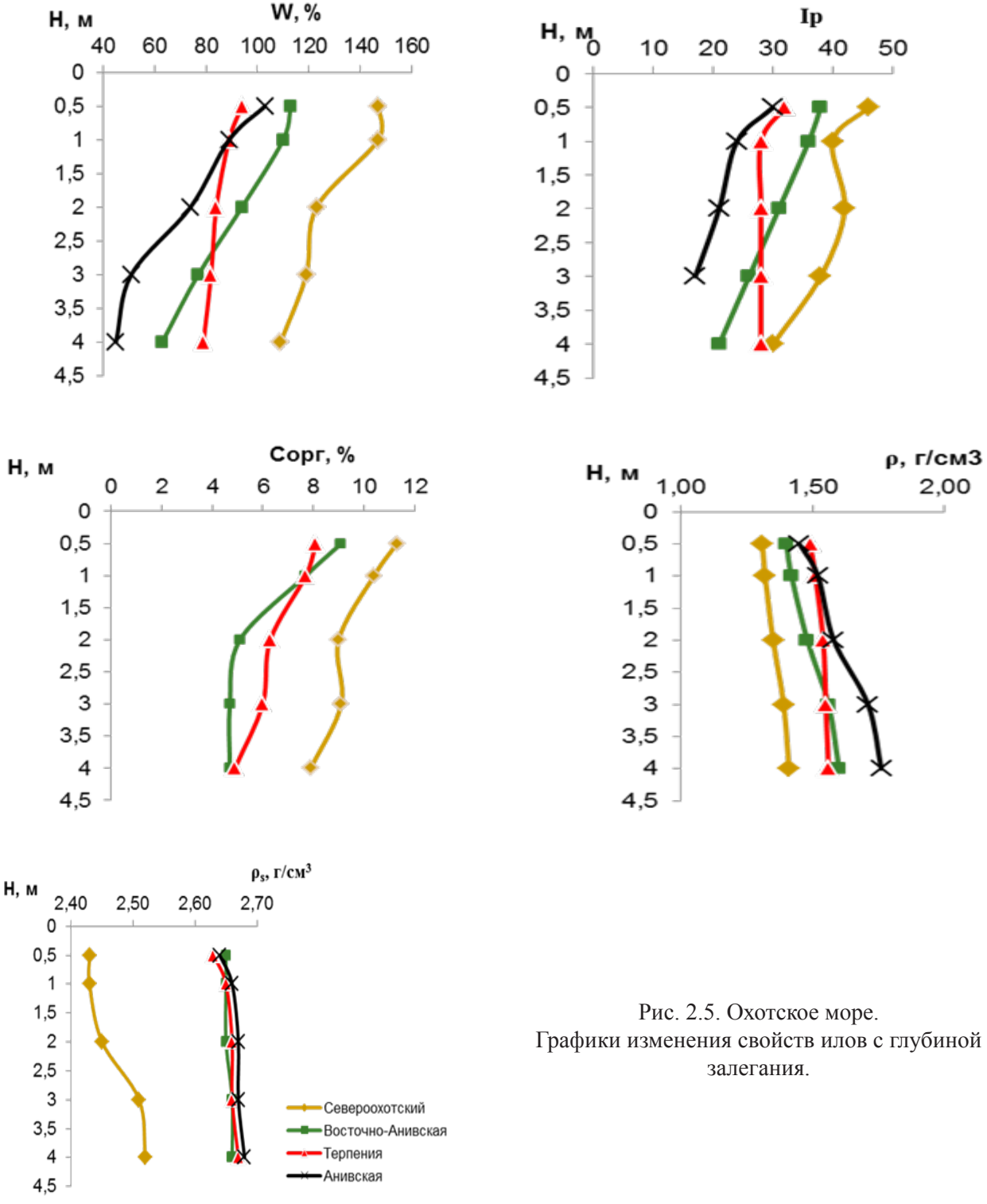


Рис. 2.5. Охотское море.
Графики изменения свойств илов с глубиной залегания.

2.2.2. Минералогия илов

Минералогия илов, особенно состав и количество слоистых силикатов – это основной фактор, влияющий на все физические и физико-химические свойства. Именно он определяет естественную влажность (в более широком смысле – гидрофильность), консистенцию, адгезионную прилипаемость, а также количество органического вещества в современных морских органо-минеральных грунтах. Идентификация слоистых силикатов, установление их количества и взаимного соотношения способствуют правильному пониманию как процесса формирования свойств в грунте, так и общей направленности диагенетических преобразований в осадке. Именно это стало главным при изучении минерального состава илов.

Методика проведения исследований. Предварительные исследования различных фракций (фазовый анализ) показали, что наиболее информативной для изучения глинистых минералов является фракция <0,001 мм, поэтому основное внимание было сосредоточено на ее анализе в илах всех регионов исследований (Охотское и Белое моря, а также море Лаптевых).

Достаточно большие сложности возникли с подготовкой качественных препаратов для рентгенографических исследований из-за большого количества органического вещества, карбонатов и аморфного кремнезема.

Подготовка образцов осуществлялась по следующей схеме:

1. Навеска грунта обрабатывалась 6% H_2O_2 для удаления органики;
2. Затем 3% раствором холодной HCl для растворения карбонатов;
3. Далее горячим 0,5 н раствором NaOH для удаления аморфного SiO_2.

После обработки каждым реагентом грунт промывался дистиллированной водой до pH 6,8-7,0. Полностью подготовленный грунт помещался в цилиндр (1 литр). Суспензия взмучивалась, и пипеточным методом отбирались фракции <0,01, <0,05, <0,005, <0,002, и <0.001 мм. В отобранную пробу, находящуюся в фарфоровой чашечке, опускалась стеклянная подложка (препараты Ø = 25 мм и толщиной 0,15-0,2 мм), на которой естественным путем происходило осаждение отобранной фракции. Таким образом, все изученные препараты были ориентированные. Далее производилась собственно рентгеновская съемка и расчет дифрактограмм.

Кроме исследований ориентированных препаратов в воздушно-сухом состоянии, производились съемки тех же образцов, насыщенных этиленгликолем, а также прокаленных в муфельной печи (t=550°C, время 4 часа), для уточнения фазового состава и структурных особенностей слоистых силикатов (иллита, хлорита, смектита). Подготовленные таким образом препараты проб снимались на рентгеновском дифрактометре ДРОН-6 с CoKα – монохроматическим излучением с длиной волны λ = 1,79021 Å, при напряжении U = 35 кVи силе токаI= 25 mA, с шагом съемки 0,05 градуса и временем сканирования в точке 1,5 сек, интервал съемки 3-60°. Осуществлялось вращение исследуемого образца в своей плоскости.

Съемка проводилась в щелях 0,25–0,5 и 1-2 мм. Затем строился график поправок, вводились поправочные коэффициенты, и производился полуколичественный анализ дифрактограмм по соотношениям интенсивностей различных минералов. Рассчитывались отношения 002 хлорит/001 гидрослюда; 002 гидрослюда/001 гидрослюда; 100 кварц/002 хлорит; 100 кварц/001 гидрослюда; 004 хлорит/002 хлорит; 040 полевой шпат/002 хлорит; 100 кварц/004хлорит.

Обработка данных осуществлялась с помощью пакета программ PDWin-4. Идентификация фаз проводилась по международной картотеке JCPDS. Полуколичественный анализ глинистых минералов выполнялся по методике Ю.С. Дьяконова.

Как уже было отмечено, детальный анализ разреза донных илов различных районов шельфа Охотского моря показал, что на всех площадях наблюдается закономерное изменение ряда инженерно-геологических характеристик по мере увеличения глубины, в том числе плотности частиц грунта, которая зависит только от его минерального состава (рис. 2.5).

Так как голоценовая история Охотского моря, как было показано выше, в общих чертах едина для всего региона исследований (постоянное осадконакопление при стабильной трансгрессии моря) то, возможно, вариации значений данного показателя илов связаны с изменением свойств грунта в стадии литогенеза.

Фазовый рентгеновский анализ илов Охотского моря показал, что во всех образцах абсолютное преимущество в обломочной фазе остается за кварцем d (A) = 3.34, 4.25, 2.45 – как кристаллическим, так и аморфным, а также полевыми шпатами (плагиоклазы) d (A) = 3.19-3.20, 6.39, 4.03. В отдельных образцах отмечено присутствие кальцита d (A) = 3.03, 3.85, 2.50.

Глинистые минералы илов северо-охотоморского шельфа представлены всеми ос-

новными группами глинистых минералов: смешанослойные монтмориллонитового типа (смектит) – 8-13%, иллит (гидрослюда) – 55-65%, и хлорит 26-31%. Постоянной примесью глинистой фракции в илах северо-охотоморского шельфа является каолинит.

В илах залива Терпения выявлен тот же набор глинистых минералов, за исключением каолинита, но с некоторыми особенностями. Здесь, в отличие от северо-охотоморского шельфа, отмечено несколько меньшее содержание смешанослойных образований монтмориллонитового типа – 5-9% и большее количество гидрослюды – 63-72%. При этом содержание хлорита практически одинаково – 26-29%.

Смектитовая составляющая микронной фракции голоценовых илов неоднородна: фоновым является минерал, структура которого близка к монтмориллонитовой (d (A) = 14.3, 5.17, 3.09). При насыщении этиленгликолем межплоскостное расстояние увеличивается и достигает d (A) = 17.7, 8.86, 5.91. Диоктаэдрическийсмектит (монтмориллонит) неупорядоченный, на дифрактограммах наиболее ярко выделяется по достаточно широкому рефлексу 001.

Около трети фракции мельче 0,001 представлено диоктаэдрической гидрослюдой, которая достаточно четко устанавливается по рефлексам d (A) = 10.1, 4.98, 3.32. Хлорит (магнезиальный) определяется по d (A) = 14.1, 7.09, 4.73. Отражение 002 имеет явную асимметрию в сторону малоугловой области. Следует отметить незначительное смещение рефлексов хлорита при насыщении этиленгликолем, что свидетельствует о его некоторой набухаемости.

Кроме монтмориллонита практически везде присутствуют смешанослойные образования гидрослюда-монтмориллонит с преобладанием межслоев монтмориллонитового типа, причем их количество колеблется от 50% до 80%. Генетическая связь смешанослойных образований и гидрослюд несомненна: чем больше смешанослойных в составе смектитовой составляющей, тем меньше и несовершеннее структура гидрослюд, а в составе смешанослойных больше подвижных межслоев. Это отчетливо прослеживается при анализе дифрактограмм глинистой фракции верхнего слоя илов по профилю-связке «Хмитевская-берег».

Заметное изменение в составе глинистых минералов происходит по мере увеличения глубины залегания осадка (рис. 2.6, 2.7). В среднем до глубины 1,5 м наблюдается увеличение содержания гидрослюд, улучшение их окристаллизованности. Параллельно уменьшается количество смешанослойных образований, а в их составе монтмориллонитовых пакетов. Глубже, до 2,5 м, заметна «монтмориллонитизация» глинистой фракции: увеличение количества смектита в составе смешаннослойных образований. В более глубоких горизонтах изменяется состав поглощенного комплекса смектитов: наряду с двухвалентными катионами в составе обменных катионов заметную роль начинает играть Na^+. Количество хлорита по разрезу существенно не меняется и варьирует в пределах 26-31%. Однако необходимо отметить, что происходит заметная его деградация, сопровождающаяся образованием в межслоевом комплексе железа.

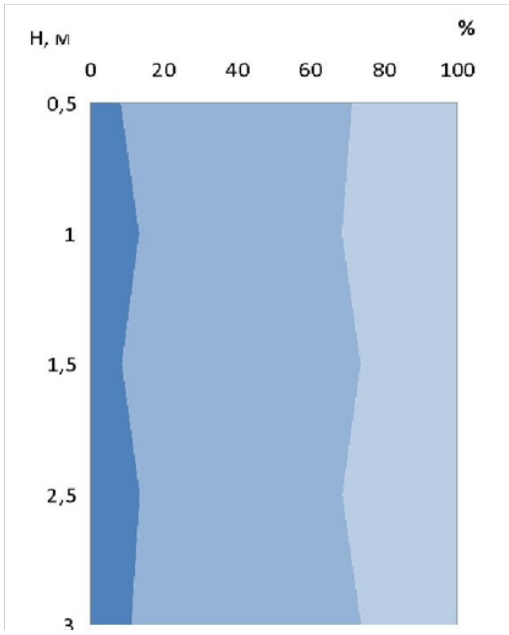
Следует подчеркнуть, что все частицы глинистых минералов попадают в седиментационный бассейн при транспортировке пресными водами, сопровождаемой механической диспергацией и химической деградацией. Химическая деградация, в первую очередь, связана с выносом катионов из структуры минералов в кислой среде и окислительной обстановке из ди-триоктаэдрических и диоктаэдрических-смешанослойных образований и гидрослюд.

Морские бассейны, помимо наличия в них значительного количества Na^+ и K^+, характеризуются достаточно высоким содержанием Mg^{2+}, поэтому смешанослойные образования монтмориллонитового типа за счет трансформации в условиях слабощелочной среды и слабо восстановительной обстановки частично преобразуются в диоктаэдрический хлорит. Это происходит в результате формирования в межслоевых промежутках первичного минерала, содержащего группировки из обменных катионов Na^+ и Ca^{2+} и молекул воды.

Все перечисленные выше изменения позволяют предположить, что основную роль в процессе трансформации глинистых минералов играют диагенетические процессы.

При анализе дифрактограмм глинистой фракции из верхнего слоя илов северо-охотоморсксого шельфа по профилю-связке «Хмитевская-берег» в зависимости от глубины моря отмечается определенная зональность в процентном содержании трех групп минералов (гидрослюда, смешанослойные монтмориллонитового типа и хлорит).

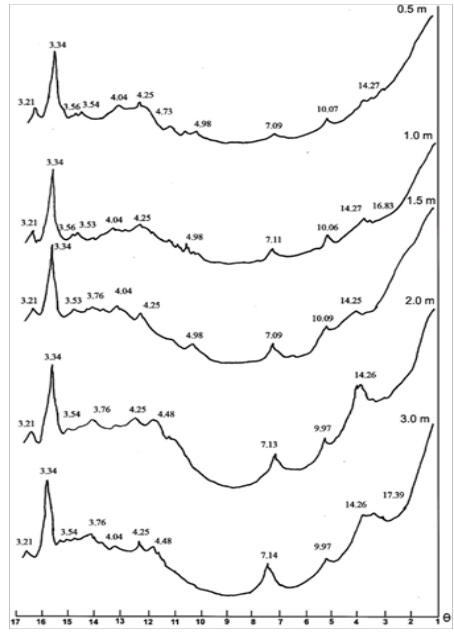
Содержание хлорита в илах не зависит от того, на какой глубине моря находится грунт. Однако по мере увеличения глубины акватории (от 70 м до 130 м) происходит относительное уменьшение содержание гидрослюд, сопровождающееся увеличением количества подвижных межслоев в составе смешанослойных образований монтмориллонитового типа (с 25%



а

Глубина, м	иллит-смектит	иллит-хлорит	хлорит-смектит
0,5	8,4	63,2	28,5
1,0	13,4	55,3	31,3
1,5	8,7	65,1	26,2
2,5	13,6	55,3	31,2
3,0	11,3	62,7	26,0

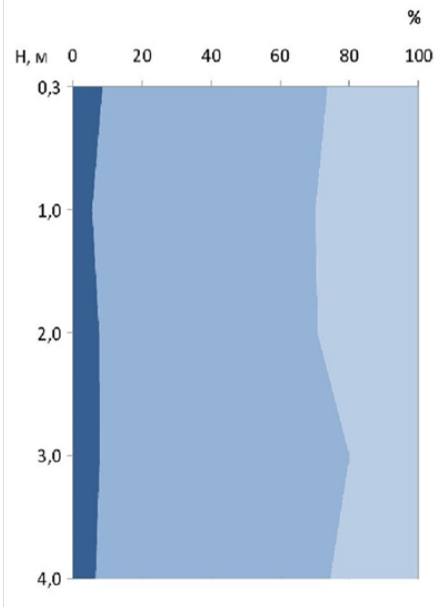
в



б

Рис. 2.6. Охотское море. Северо-охотоморский шельф. Кухтуйская площадь. Минеральный состав голоценовых глинистых илов.

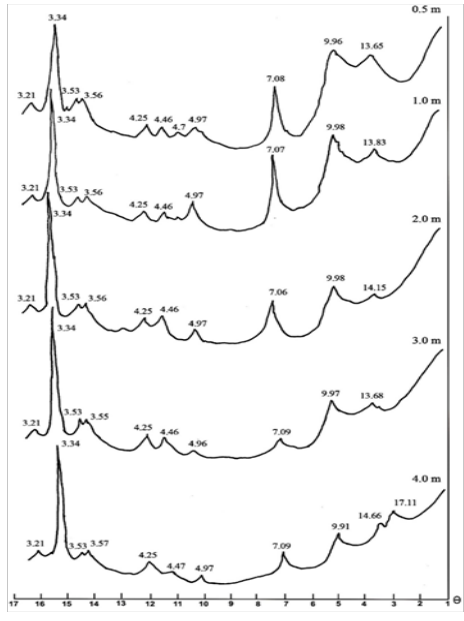
а – графики зависимости от глубины залегания;
б – дифрактограммы фракции илов > 0,001 мм;
в – таблица минерального состава илов.



а

Глубина, м	иллит-смектит	иллит-хлорит	хлорит-смектит
0,3	8,7	65,1	26,2
1,0	5,7	64,6	29,7
2,0	7,8	63,2	29,0
3,0	7,9	72,3	19,8
4,0	6,7	67,9	25,4

в



б

Рис. 2.7. Охотское море. Залив Терпения. Арсентьевская площадь. Минеральный состав голоценовых глинистых илов.

а – графики зависимости от глубины залегания;
б – дифрактограммы фракции илов > 0,001 мм;
в – таблица минерального состава илов.

до 70%), а также уменьшение каолинита с 5% до следов (d (A) = 7.14, 3.57) (рис. 2.8).

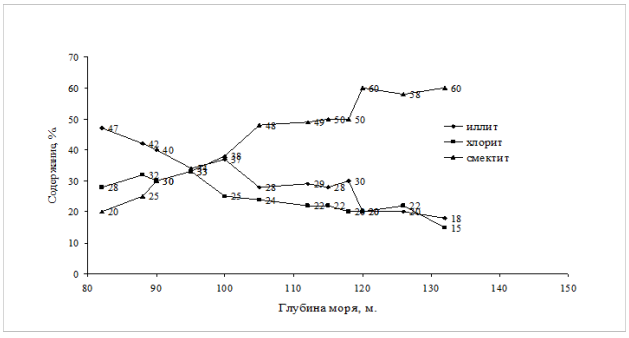


Рис. 2.8. Северо-охотоморский шельф. Зависимость содержания глинистых минералов в илах от глубины моря

2.2.3. Геохимия илов

Геохимия осадочного процесса – важнейший фактор формирования состава и свойств грунтов вообще, а современных осадков особенно. Именно химический состав вод бассейна седиментации и последующие изменения физико-химических свойств грунтов напрямую зависят от геохимических факторов.

Химический анализ грунтов и поровых вод в рамках данной работы не был каким-либо отдельным, обособленным видом исследования, в случае необходимости он использовался для более полного понимания процесса формирования свойств.

Описываемая картина распределения химических элементов в генеральной схеме осадков Охотского моря в целом согласуется с ранее высказанным предположением [235] о преобладании в осадках кремнезема над кальцитом при полярном типе литогенеза, так как подавляющее большинство кремниевых организмов концентрируется в северных морях.

Необходимо учитывать, что описываемые илы находятся на стадии раннего диагенеза, которая практически неотделима от седиментогенеза, так как границу между этими стадиями провести достаточно сложно. Однако абсолютно очевидно, что отчетливо фиксируются постседиментационные преобразования рыхлого осадка в тех же условиях, в каких происходило его накопление, что вполне вписывается в определение диагенеза Н.М. Страхова: «…формирование нового физико-химического равновесия в субаквальных отложениях…» [235].

Окислительно-восстановительные процессы в донных отложениях являются одним из основных факторов диагенетических превращений. В результате восстановительных процессов в илах при распаде органического вещества происходит изменение форм соединений некоторых элементов и их геохимической подвижности, что в зависимости от условий приводит к перераспределению и концентрации в донных отложениях тех или иных элементов. Наличие восстановительных процессов и их интенсивность в осадках можно определить по величине окислительно-восстановительного потенциала или, что более точно, по основным элементам-индикаторам восстановительных процессов, к которым относятся марганец и железо.

Установлено, что в развитии восстановительного процесса в осадках можно выделить несколько стадий, согласующихся с величиной нормальных окислительно-восстановительных потенциалов [167].

Сначала происходит восстановление соединений четырехвалентного марганца до двухвалентного, затем окисные соединения железа восстанавливаются до закисных форм. При возникновении в отложениях анаэробных условий, при достаточном количестве органического вещества и при необходимом его качестве, что также очень важно, начинается бактериальное восстановление сульфатов до сероводорода.

На примере илов Охотского моря достаточно с большой степенью вероятности можно говорить о присутствии всех трех стадий в формировании субаквальных грунтов.

Верхняя окисленная часть осадка имеет очень небольшую мощность (пленка 1-3 мм) и желтовато-бурый, бурый и коричневатый цвет, что указывает на наличие в илах Fe и Mn в высших степенях окисления. Здесь реакционноспособное железо присутствует только в трехвалентной форме, в виде гидроокисей, а марганец имеет в соединениях четвертую степень окисления.

Окисленный слой достаточно отчетливо переходит в восстановленный, представленный илами светло-серого, зеленовато-серого и зеленого цвета. Здесь Fe и Mn присутствуют, в основном, в закисной форме. В отдельных скважинах (особенно в заливе Терпения и на северо-охотоморском шельфе) отмечаются редкие примазки ила черного цвета (гидротроиллита) и слабый запах H_2S, что однозначно указывает на начало процесса восстановления сульфатов – редукции сульфатов морской воды при активном участии органического вещества. В частности, происходит разложение органического вещества, о чем говорит уменьшение его абсолютных величин вниз по разрезу. Кроме того, отмечается заметное повышение по вер-

тикали pH осадка – от 6,8 до 8,3.

Наконец, по мере углубления восстановительных процессов на этапе восстановительного минералообразования происходит формирование аутигенных минералов, в т. ч. кальцита (возможно, железистого) в виде конкреций размером до 1 см. Присутствие в общей массе илов карбонатных стяжений отмечается с глубины около 1,0-1,5 м на фоне общего изменения цвета илов с зеленовато-серых на зеленовато-коричневые.

Причем образование конкреций в большей степени зависит от ионно-обменных реакций в диффузном слое глинистых частиц. Одновалентный натрий в процессе «залечивания» кристаллической структуры глинистых минералов (в основном, смешанослойных монтмориллонитового типа) переходит из диффузного слоя в адсорбционный (возможно, даже и в кристаллическую решетку), а двухвалентный кальций, соответственно, в поровый раствор, при перенасыщении которого и формируются карбонатные стяжения. В пользу этого говорит тот факт, что диагенетический кальцит не может образоваться за счет раковин диатомей и фораминифер, так как следов растворения последних не обнаружено. Однако можно говорить об отмерших планктонных и бентосных организмах, захороненных в илах, как о своеобразных очагах редукционного процесса и «зародышах» стяжений, при возрастании минерализации порового раствора в результате дальнейшего уплотнения осадка.

Эти теоретические построения достаточно хорошо подтверждаются данными химического анализа илов, проведенного для всех регионов Охотского моря.

Химический анализ илов заключался в определении основных химических элементов и их окислов: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, TiO_2, CaO, MgO, MnO, Na_2O, K_2O, P_2O_5, $S_{общая}$.

По данным химического анализа производились литохимические пересчеты. Определялись титановый (Al_2O_3/TiO_2), кремниевый (SiO_2/AL_2O_3), железомарганцевый (Fe^+Mn/Ti) модули, окисный коэффициент (Fe^{3+}/Fe^{2+}), отношение Mn/Mg и показатель специфики карбонатностиCaO/MgO.

Закономерности распределения в осадках Al_2O_3 и TiO_2 служат важным палеогеографическим фактором, позволяющим судить об интенсивности химического выветривания пород в областях сноса и удаленности их от бассейна седиментации [170]. Кроме того, данные компоненты указывают на гальмиролиз частиц в бассейне седиментации. В рассматриваемом случае химическое выветривание пород крайне незначительно, практически полностью преобладает физическое.

Из полученных данных (табл. 2.1) видно, что в илах залива Терпения величина кремниевого модуля растет по мере удаления от берега: на Лебяжинской площади он составляет 4,75, на Найбинской – 4,86, а на Арсеньтевской – 5,00. Титановый модуль проявляет обратную зависимость: чем дальше от берега, тем он ниже, хотя содержание Ti и Al увеличивается по мере удаления от берега и принцип циркумконтинентальной зональности не нарушается.

Аналогичная картина в распределении основных окислов наблюдается и на северо-охотоморском шельфе.

Наиболее явно эти закономерности прослеживаются по профилю-связке «Хмитевская-берег», где из верхнего горизонта илов были отобраны образцы с глубины по воде от 127 м до 80 м.

Прежде всего, необходимо отметить значительное уменьшение в илах SiO_2 с 68,14% до 62,46% и увеличение AL_2O_3 с 10,61% до 15,17%. Это хорошо согласуется с данными рентгеноструктурного анализа, на основании которого установлено, что с увеличением глубины моря в составе донных осадков происходит относительное уменьшение содержания гидрослюд, сопровождаемое практически зеркальным уве-

Таблица 2.1

Сахалинский шельф (залива Терпения).
Средние значения литохимических коэффициентов

Площадь	SiO2/AL2O3	Al2O3/TiO2	Fe+Mn/Ti	Fe3+/Fe2+	Mn/Mg	CaO/MgO
Лебяжинская	4,75	22,75	9,11	0,64	0,02	0,636
Найбинская	4,86	20,82	10,11	0,58	0,02	0,387
Арсентьевская	5,00	19,82	9,09	0,68	0,02	0,505

личением количества смешанослойных образований.

Кроме того, от берега в сторону раскрытия бассейна седиментации уменьшается содержание Fe_2O_3 с 2,8% до 1,08%; FeO с 3,02% до 2,69%; TiO_2 с 0,81% до 0,53%; CaO с 2,05% до 1,77%; MgO с 1,7% до 1,38%; MnO с 0,068% до 0,036%; K_2O с 2,53% до 1,73%; P_2O_5 с 0,16% до 0,1%; S с 0,94% до 0,5%. Заметных изменений в содержании Na_2O не наблюдается.

Данные химического анализа илов, в целом, подчиняются генеральной схеме распределения химических элементов в морских осадках, подробно описанной Н.М. Страховым [235, 236]. Схожую картину химизма донных грунтов Охотского моря получил П.Л. Безруков [14].

Следует отметить, что и для северо-охотоморского, и для сахалинского шельфа характерны невысокие показатели окисного коэффициента, которые указывают на слабо восстановительную среду в начальной стадии седиментации (после изоляции осадка от придонной хорошо насыщенной кислородом (до 100%) морской воды).

Кроме латеральной (в данном случае батиметрической) изменчивости во всех регионах отмечается заметное изменение вышеназванных окислов по мере увеличения глубины залегания.

С увеличением глубины происходит вполне согласованное уменьшение FeO и увеличение Fe_2O_3, т. е. переход закисного железа в окисное. Также фиксируется некоторое уменьшение SiO2 и увеличение Al_2O_3, что связано с изменением минералогического состава илов, а именно, возрастанием относительного содержания гидрослюд.

Изменение количества других элементов, таких как Ca, Mg, Mn, Na, K, P, S, тоже согласуется с вышеописанной схемой формирования илов, особенно в динамике изменения Na, Ca^+ и Mg.

Динамика и направленность химических изменений, в общих чертах приведенные выше, в илах изученных районов практически одинаковы, поэтому с большой вероятностью можно говорить о единой геохимии осадочного процесса на шельфе Охотского моря.

Минералогический и химический состав илов, а также наличие органического вещества определяют скорость и направленность процессов структурообразования.

Процессами структурообразования коллоидных систем занимались многие исследователи. Впервые они сформулированы Дерягиным (1937, 1954, 1956), Дерягиным и Ландау (1945),Фервейем и Овербеком (1948).

Не останавливаясь на общеизвестных положениях теории ДЛФО, отметим только, что применительно к гидрофильным системам, какими являются илы глинистые, стабилизация частиц граничными гидратными пленками неодинакова по их поверхности. Она максимальна на плоских поверхностях и минимальна на сколах и ребрах частиц.

В субаквальных условиях формирование структурных связей начинается с процессов коагуляции и агрегации тонкодисперсных минеральных (в данном случае глинистых) образований, с возникновения дальних и ближних коагуляционных контактов по типу «базис-базис», образующихся под влиянием «дальнодействующих сил молекулярной, магнитной и электростатической (дипольной) природы» [180].

Мощнейшим фактором коагуляции глинистых систем является изменение pH среды и, как следствие, перезарядка боковых сколов. В щелочной среде, которая характерна для шельфа Охотского моря, поверхность сколов приобретает отрицательный заряд, их суммарный потенциал увеличивается, что способствует их стабилизации в системе.

И, наконец, нельзя не отметить определяющую роль органического вещества в процессах структурообразования при седиментации. ПАВ гуминовых кислот с повышенным содержанием O_2 и H_2 при адсорбции их на поверхность глинистых частиц обуславливает высокую гидрофильность и обменную способность системы.

Таким образом, несколько упрощенно схему образования илов Охотского моря на ранней стадии диагенеза можно представить в следующем виде:

→ коагуляция суспензии под действием электролита и при участии органического вещества;

→ укрупнение частиц и уменьшение свободной энергии;

→ уменьшение гидратации частиц;

→ начало активного разложения органического вещества;

→ последующее возрастание ориентированности частиц во вновь образовавшейся ячеистой структуре.

Последнее положение в изученном интервале 0,0-4,0 м пока экспериментально не подтверждено, однако предлагается, исходя из теоретической схемы диагенеза. Следовательно, илы Охотского моря в стадии раннего диагенеза находится на глубинах более 4,0 м.

Итак, в самом начале образования илы характеризуются крайне слабым уплотнением, высокой гидратированностью и рыхлостью структуры, слабым межчастичным сцеплением коагуляционного типа. Естественная влажность осадков превышает границу текучести, показатель консистенции больше 2, величина сцепления мала и составляет сотые доли мегапаскалей. На этой стадии интенсивнее всего протекают процессы уплотнения и дегидратации илов, начинается синерезис (отжатие поровой воды) с уменьшением удельной поверхности и энергии системы – идет десорбция некоторых молекул и ионов. Источником энергии преобразования является внутренняя энергия коллоидно-дисперсной системы илов.

2.2.4. Микростроение

Основополагающим моментом в рассмотрении формирования состава, строения и физико-химических свойств морских органо-минеральных грунтов является выяснение вида их структурных связей и, соответственно, типа микростроения.

Структура грунта – важнейший признак его строения, принципиальный момент для понимания физико-механических характеристик, который в концентрированном виде отражает все основные свойства грунта. В этом отношении достаточно показательна эволюция взглядов и представлений на данную проблему. При пристальном изучении истории вопроса воззрений на структуру грунта выясняется теснейшая связь в паре «тип структуры грунта – состояние теоретического грунтоведения».

В истории исследования микростроения грунтов можно условно выделить три этапа.

Первый этап начинается с трудов основоположника механики грунтов К. Терцаги (1923 г.), который в своих теоретических построениях исходил из трёх возможных типов микростроения грунта:

1. шаровидное – присуще всем дисперсным несвязным грунтам – пескам различной крупности;

2. пластинчато-параллельное – характерно для всех видов глин;

3. шаровидно-пластинчатое (переходное) – применимо для понимания строения и объяснения свойств супесей и суглинков.

Исходя из этих трёх типов микростроения грунта, К. Терцаги построил достаточно стройную концепцию теоретических основ механики грунтов (поведение грунтового массива под нагрузкой), которая с незначительными дополнениями успешно применяется всеми геотехниками и в настоящее время.

Второй этап связан с широким использованием понятий «строение», «структура» и «микроструктура» грунта в теоретическом грунтоведении для объяснения их свойств. К этому периоду относится и активное применение микроскопических методов изучения грунтов. В СССР (России) на огромное значение микростроения грунта и его влияние на свойства обращали внимание основоположники научного грунтоведения В.В. Охотин, М.М. Филатов и И.В. Попов.

В.В. Охотин в 1940 г в главе «Морфология грунтов» монографии «Грунтоведение» писал: «под структурностью грунта разумеется агрегация грунта и взаимное расположение агрегатов. Отдельные частицы грунта часто бывают склеены в более крупные агрегаты. Эти агрегаты называются структурными отдельностями. Между агрегатными отдельностями различают макроагрегатные и микроагрегатные. Под микроагрегатными отдельностями понимают такие отдельности, величина которых ниже того предела, при котором можно установить их комплексность простым глазом или растиранием»– и далее: «под сложением грунта разумеется взаимное расположение частичек и агрегатов между собой. Частички грунта, а также агрегаты находятся в различном пространственном между собой отношении и образуют полости разной величины и формы» [190, 191].

И.В. Попов отмечал: «микроструктура является отражением физико-механических условий возникновения и истории развития грунта».

М.М. Филатов в монографии «Основы дорожного грунтоведения» (1936 г.) выделял пленчато-сетчатую, хопьевидно-ячеистую и хлопьевидную микроструктуры глинистых грунтов.

Большое значение для изучения структур глин имели работы П.А. Ребиндера, выделившего два основных типа: коагуляционно-тиксотропные и конденсационно-кристаллизационные, которые контролируются тремя типами контактов между дисперсными частицами – коагуляционными, переходными и фазовыми [199, 200].

Вполне понятно, что первые модели микростроения грунтов были результатом чисто теоретических построений, хоть и основанных на безупречной научной логике, а также здравом смысле, но все же не подтверждённых натурными экспериментальными данными.

Третий этап. Совершенно новый период в изучении микростроения грунтов начался в середине 60-х гг. XX века с применения для их ис-

следования электронного микроскопа. Эти работы связаны, в основном, со школой кафедры инженерной геологии Московского государственного университета, с именами Г.Г. Ильинской, В.И. Осипова, В.Н. Соколова. Существенный вклад в типизацию микроструктур внёс А.К. Ларионов, работавший на кафедре грунтоведения Ленинградского государственного университета.

Г.Г. Ильинская в работе «Об изучении микроструктурных и микротекстурных особенностей глинистых и лёссовых грунтов с помощью электронного микроскопа» (1966 г.) определила, что основными видами микроструктур грунтов являются беспорядочная, ориентированная, микроагрегатная, а наиболее распространёнными типами микростроения – пластинчатое, листообразное, чешуйчатое, овальное и игольчатое.

А.К. Ларионов в 1966 г. монографии [148] разработал агрегатную теорию строения глинистых грунтов, выделив различные типы первичных и вторичных агрегатов, микро- и макроагрегаты, рассчитав их граничные параметры и размеры пор. А.К. Ларионов выделил четыре класса основных структур: раздельнозернистую, зернисто-плёночную, агрегативную и слитную. Каждый класс разделялся на четыре подкласса – коагуляционный, кристаллизационный, кристаллизационный водо-нерастворимый и смешанный. Далее по категориям воды, содержащейся в грунте, выделялись типы структур, а по величине пористости – виды структур, а по гранулометрическому составу – разновидности структур.

В 1983 г. В.И. Осиповым была предложена классификация микроструктур грунтов по характеру структурных связей.

Для нелитифицированных коагулированных глинистых грунтов были выделены диспергированные и агрегированные микроструктуры. В первом случае, твёрдая компонента грунта разделена между собой гидратными прослойками, а во втором, состоит из агрегатов частиц. Разновидности микроструктур выделяются по характеру упорядоченности с разделением на ориентированные и слабо ориентированные ячеистые микроструктуры.

Прорыв в области исследования грунтов был совершен проф. В.Н. Соколовым, разработавшим с помощью электронной микроскопии грунтоведческую (инженерно-геологическую) классификацию микроструктур глинистых грунтов [226].

Согласно этой классификации, выделяются три класса микроструктур по параметру дисперсности (тонкодисперсная, среднедисперсная и крупнодисперсная). В каждом классе выделяется три подкласса микроструктур по параметрам ориентированности в пространстве: слабоориентированная, среднеориентированная и высокоориентированная. Подклассы делятся на группы по преобладающему типу контактов: коагуляционная, смешанная и кристаллизационно-цементационная. Каждая из них характеризуется определёнными значениями величин прочности индивидуальных контактов. Согласно этому, каждому типу микростроения грунта соответствует свое физико-химическое состояние и определённый набор механических характеристик.

Таким образом, по В.Н. Соколову, существуют следующие модели микростроения глинистых пород осадочного происхождения: ячеистая, скелетная, матричная, турбулентная, ламинарная, доменная, псевдоглобулярная и губчатая.

После проведенного анализа грунтоведческой классификации микроструктур глинистых грунтов можно сделать два важнейших вывода.

Во-первых, построение классификации способствовало выявлению прямой зависимости между типом микростроения грунта, с одной стороны, и физико-механическими свойствами, с другой.

Во-вторых, определённый тип микростроения грунта является результатом историко-геологического (генетического) периода его существования, т. е. всего того, что принято считать генезисом грунта и итогом последующих постгенетических процессов, в нем протекающих.

На сегодняшний день это наиболее полная классификация микроструктур глинистых грунтов, которая получила мировое признание и используется всеми исследователями в своих теоретических построениях. Разработка классификации микроструктур глинистых грунтов – важнейший вклад в теоретическое грунтоведение второй половины XX века.

Главной задачей проведённых автором исследований было детальное изучение микроструктуры морских органо-минеральных грунтов и выяснение ее взаимосвязи с гранулометрическим и минеральным составом, физическими, физико-механическими и биохимическими свойствами, а также химическим составом поровых вод.

Ил – очень сложный объект для лабораторных исследований, поэтому его микростроение практически не изучалось; лишь единичные работы содержат данные по осадкам, отобран-

ным с глубины не менее 0,5 м (северо-западный шельф Чёрного моря) [32]. В свете современных представлений физико-химической теории формирования дисперсных природных систем, крайне важно изучить и проследить изменения микростроения глинистых илов в единой седиментационной системе «взвесь – осадок – грунт».

Из-за особой сложности предмета исследований детальное изучение микростроения илов было сосредоточено и осуществлено на двух объектах – шельфовых илах Охотского моря и бухтовых голоценовых илах Белого моря.

Исследования микростроения выполнялись в лаборатории электронной микроскопии геологического факультета СПбГУ (съёмка А.Р. Нестерова) на растровом электронном микроскопе SEM 501B «Philips» (Голландия) с рентгеноспектральным анализатором. Разрешающая способность данного прибора позволяла получать изображение микростроения илов до 5000х. Методика приготовления препаратов и принципы анализа получаемого изображения подробно описаны в соответствующей работе [32, 181, 198, 226-228]. Напыление образцов – золото (Au).

Илы – многокомпонентные тонкодисперсные системы, изменяющиеся во времени, не могут быть описаны с позиций классических теорий прочности, применяемых в механике грунтов. Для объяснения поведения илов была использована теория физико-химической механики дисперсных систем, разработанная П.А. Ребиндером и Е.Д. Щукиным [199].

Согласно основным положениям этой теории, структурно-механические параметры глинистых грунтов зависят не столько от механических свойств материала частиц, слагающих грунт, сколько от величины силы сцепления между структурными элементами и числа контактов в единице площади сечения разрушения, поэтому именно эти параметры являются определяющими для типа связей в грунте.

Следовательно, представления о типе контактов, имеющихся в грунте, и о самой микроструктуре чрезвычайно важны, так как они определяют все свойства грунтов.

Исходя из силы сцепления и числа контактов, В.И. Осиповым и В.Н. Соколовым [180, 226, 181] была разработана инженерно-геологическая классификация глинистых грунтов, в которой глинистые илы относились к группе пород с дальними и ближними коагуляционными контактами.

В рамках данной работы были проведены исследования микростроения илов, отобранных из скважин (горизонты 0,5 м и 4,0 м), пробуренных на северо-охотоморском шельфе (Кухтуйская площадь) и сахалинском шельфе (залив Терпения – Арсентьевская площадь и залив Анива – Восточно-Анивская площадь).

Стадия седиментогенеза в ряду «седиментогенез – сингенез – диагенез – катагенез» наиболее значима, так как минеральный состав, наличие биотической составляющей и физико-химические условия структурообразования определяют в дальнейшем характер любых трансфомаций в грунте.

Все исследованные образцы илов имеют слабоориенированную ячеистую микроструктуру с дальними коагуляционными контактами (рис. 2.9 – 2.11). Необходимо отметить, что существенного изменения микростроения по мере увеличения глубины с 0,5 м до 4,0 м не обнаружено. Эта ситуация характерна и для северо-охотоморского, и для сахалинского шельфа. Однако на горизонте 0,5 м все-таки зафиксировано некоторое увеличение расстояния между хлопьевидными (реже листовидными) частицами гидрослюды, что можно объяснить большей гидратацией илов в верхних интервалах инженерно-геологического разреза.

Коагуляционные контакты типа «базис-базис» (рис.2.11) и «базис-скол» обеспечивают структурные связи между отдельными частицами и микроагрегатами через гидратные плёнки, за счёт молекулярных сил. Причём сочленение обломочной составляющей и собственно глинистых минералов происходит как через «глинистую рубашку», так и через «глинистый мостик» (рис. 2.10). Первичные песчаные и пылеватые частицы равномерно рассеяны по всему объёму образца и не имеют контактов друг с другом.

Следует отметить практически полное отсутствие ориентации структурных элементов. Данные по микростроению илов хорошо согласуются с выводами В.И. Осипова, который утверждает «ячеистая микроструктура является сингенети-ческой…формирующейся в процессе осадкообразования» [24, 71].

В глинистых голоценовых илах отмечается очень большое количество морских беспозвоночных животных: планктонных и бентосных диатомей, а также обломков панцирей радиолярий.

Это наиболее характерно для северо-охотоморского шельфа, где суммарное количество панцирей диатомей, радиолярий и фораминифер достигает 70-80% от всей глинистой фракции, не особенно изменяясь по разрезу. В илах сахалинского шельфа эта цифра существенно

меньше и достигает 40-50%. Именно этим объясняется относительно небольшое значение плотности (p= 1,31 – 1,39 г/см^3) и плотности частиц грунта (ps = 2,43 – 2,41 г/см^3) северо-охотоморских илов по сравнению с сахалинскими (p = 1,40 –1,74 г/см^3, ps= 2,63 – 2,67 г/см^3).

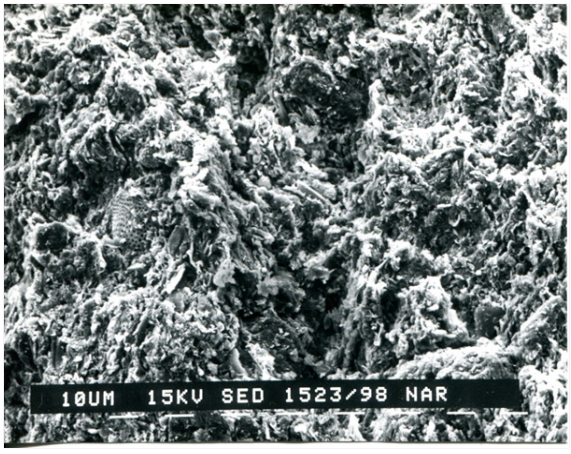


Рис. 2.9. Сахалинский шельф, Залив Терпения, Арсентьевская площадь, глубина 0,5 м, 640^x

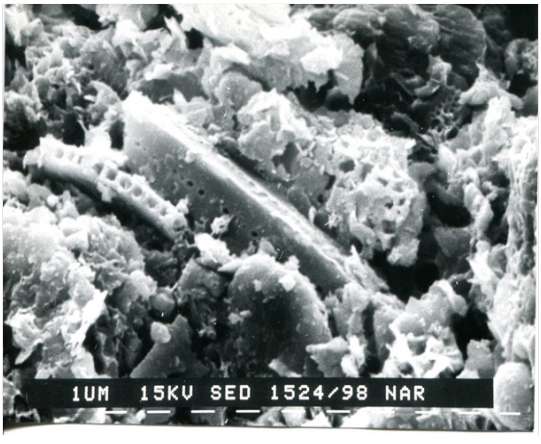


Рис. 2.10. Сахалинский шельф, Залив Терпения, Арсентьевская площадь, глубина 4,0 м, 5000^x. Обломочная частица с глинистой пленкой

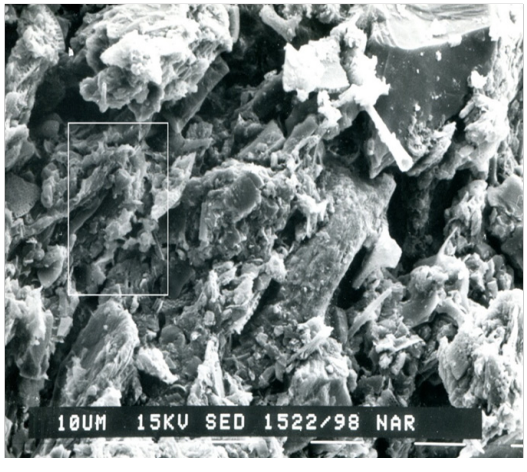


Рис. 2.11. Сахалинский шельф, залив Анива, Восточно-Анивская площадь, глубина 4,0 м. 1250х. Хлопьевидные глинистые микроагрегаты. Тип контакта «базис-базис»

Описываемая картина вполне согласуется с ранее высказанным предположением [235] о преобладании в осадках кремнезёма над кальцитом при полярном типе литогенеза, так как подавляющее большинство кремниевых организмов концентрируются в северных морях.

Необходимо учитывать, что описываемые илы находятся на ранней стадии диагенеза, которая практически неотделима от седиментогенеза, так как границу между этими стадиями провести достаточно сложно. Однако абсолютно очевидно, что отчётливо фиксируются постседиментационные преобразования рыхлого осадка в тех же условиях, в каких происходило его накопление, что вполне вписывается в определение диагенеза Н.М. Страхова: «…формирование нового физико-химического равновесия в субаквальных отложениях…» [235].

Полученные впервые в мире в целом положительные результаты исследования микростроения илов Охотского моря, хорошо согласующиеся с изменением основных физико-химических свойств осадка, не были признаны полностью удовлетворительными из-за недостаточной методической чистоты эксперимента, начиная с момента отбора образцов для электронной микроскопии и заканчивая правильной научной интерпретацией результатов.

На следующем объекте исследований, бухтовых илах Белого моря, была изменена парадигма проводимых исследований. Во-первых, применен полностью обновленный алгоритм отбора природных образцов илов для РЭМ-исследований; во-вторых, глубина исследованной толщи сузилась до 0,5 м, одновременно резко увеличилась частота отбора проб; в-третьих, для изучения микростроения илов была использована принципиально новая методика интерпретации РЭМ-изображений, применяемая в лаборатории МГУ им. М.В. Ломоносова, которая считается ведущей в мире по данной проблематике [188].

УДК 624.131

ДИАГЕНЕЗ КАК ВЕДУЩИЙ ПРОЦЕСС ФОРМИРОВАНИЯ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ МОРСКОГО ПРОИСХОЖДЕНИЯ

© 2019 г. В.А.Усов

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Университетская наб., д 7/9, Санкт-Петербург, 199034, Россия.
Usov.va@mail.ru

Физико-механические свойства грунтов морского происхождения формируются в основном в процессе диагенеза. В статье описываются структурные и физико-химические преобразования морских осадков в ходе субаквального и субаэрального диагенеза. Сочетание различных типов диагенеза при трансгрессивной и регрессивной фазах морского бассейна приводит к образованию своеобразных инженерно-геологических разрезов. В процессе их составления необходимо учитывать не только фациальные разновидности грунтов с однородными физическими свойствами,но также вид и стадиюих постседиментационных преобразований.

Ключевые слова: субаэральный диагенез, субаквальные процессы, морские отложения, физико-механические свойства, физико-химические процессы, постседиментационные преобразования, инженерно-геологический разрез.

Постседиментационное преобразование осадка в горную породу (грунт) происходит как в субаквальных, так и в субаэральных условиях (субаэральный диагенез). Оба сценария могут сопровождаться многолетним промерзанием (криодиагенезом). Эти процессы осложняются своеобразной динамикой, а именно, взаимными переходами стадий, связанных, в частности, с неотектоникой на побережьях и интенсивным осадконакоплением. Один и тот же массив осадков может испытывать воздействие разных видов диагенеза, которые существенно меняют или, как будет показано ниже, консервируют их состояние и физические свойства. Формирование последних связано в большей степени именно с постседиментационными процессами, ане с самой седиментацией. Это в первую очередь касается морских отложений, грунтов особого состояния.

По частично опубликованным материалам наших инженерно-геологических изысканий на шельфе Балтийского и Белого морей[1]можно рассмотреть некоторые черты субаквального диагенеза. Учитывая инженерно-геологическую направленность исследований, особое внимание было уделено физико-механическим свойствам грунтов – влажности, плотности и тесно связанным с ними прочностным характеристикам (например, в «слабых» донных грунтах – сопротивлению пенетрации).Для объяснения выявленных закономерностей применялись знания по физико-химические процессам и структурным преобразованиям.

Область раннего диагенеза – это переход от полужидкого осадка, обладающего нулевой прочностью, к глинистым отложениям сначала текуче-пластичной, затем – мягкопластичной консистенции, где прочность может в некоторых случаях достигать10 МПа. При этом, по существующим представлениям [2], дальние коагуляционные контакты, формирующие неправильную структуру грунта, сменяются ближним взаимодействием глинистых частиц, образующих выраженные ячейки (ячеистая структура), на фоне которой пылеватые и песчаные частицы рассеяны по всему объему и не связаны друг с другом. Ячейки в большей или меньшей степени насыщены водой как связанной, так и свободной, способной перемещаться под воздействием разных факторов, среди которых давление вышележащих слоев играет далеко не самую важную роль.

Указанные структурные особенности наиболее наглядно и практически значимо отражаются в изменении значений естественной влажности и плотности по мере возрастания глубины залегания грунта. Считается, что при погружении уменьшение влажностисоставляет 2-7% на каждый метр, а резкие перепады связаны с изменением состава грунта. Средние же

значения влажности однородного глинистого осадка трехметровой мощности составляют 55 – 65%.

Проведенные исследования показали, что средние значения требуют серьезной детализации, а именно, структуризации самого разреза донных отложений. Известно, что основным таксоном инженерно-геологического разреза является так называемый инженерно-геологический элемент (ИГЭ) – монопородное геологическое тело со статистически однородными расчетными показателями (влажность, плотность и др.). Сравнение кривых распределения (гистограмм) влажности и плотности в трехметровых колонках Финского залива показало, что в этой зоне выделяются три слоя с различными типами изменчивости этих характеристик: 0,2 – 0,5 м, 1,0 – 1,5 м и 2,5 – 3,0 м от поверхности дна (в дальнейшем – слои А, В и С).

В слое А на гистограммах было зафиксировано две или три вершины, свидетельствующие о резкой изменчивости свойств, которые располагались в диапазоне от 60 до 180%. Слой В характеризовался уже бимодальной кривой с вершинами 60 – 80% и 130 – 140%. Лишь в слое С наблюдалось почти нормальное распределение с вершиной 80 – 90%, хотя и с некоторым смещением к 140%. Следовательно, по мере углубления процесса диагенеза в первой зоне литификации возрастает однородность физических свойств грунта. Возможно, эта закономерность выражалась бы ярче, если бы сам этот процесс шел в едином направлении, без вмешательства дополнительных факторов. Однако этого не происходит, что демонстрируют другие закономерности – изменение с глубиной влажности, плотности и прочности донных осадков.

Выше указывалось, что общепризнанным является снижение влажности и увеличение плотности донных отложений с увеличением глубины их залегания во всех зонах литификации. На глубинах более 5 – 10 м от поверхности дна, на поздней стадии диагенеза, это действительно так. Но здесь уже активно работает и горное давление, и процессы, характерные скорее для раннегокатагенеза. В верхнем же3 – 5-метровом слое собственно субаквального диагенеза эта закономерность выдерживается лишь в 60 – 70% случаев (точек отбора). Так в донных осадках Белого моря влажность в слое А колеблется в интервале 220 – 270%, а в слое С падает до 130 – 170%. Соответственно и плотность возрастает с глубиной от 1,20 до 1,40-1,60 г/см3. Более резкое падение влажности, до 40 – 60%, часто свидетельствует о смене состава грунта, об уменьшении органической и глинистой составляющей. Несколько реже влажность по всей глубине меняется незакономернои скачкообразно в интервале 60 – 120%. Однако наиболее интересны и показательны случаи, когда примерно в 15% проб влажность, слегка уменьшаясь в слое В, затем резко возрастает в слое С, достигая почти тех же значений, что и в слое А. Именно это обстоятельство является причиной неоднородности нижнего слоя и требует объяснения.

Причина этого явления видится в особенностях самого хода диагенезаи в химическом, и в структурном отношении. На общеизвестные закономерные процессы структуризации, химических и минеральных преобразований накладывается ряд факторов, искажающих привычную схему. Ниже они рассматриваются отдельно, хотя в реальности действуют все одновременно или в различных сочетаниях и в разных объемах осадочного слоя.

1. Н. М. Страхов[3] отметил одну своеобразную черту диагенеза, связанную с преобразованиями окислов железа и переработкой отмерших организмов планктона, являющихсячастью «редукционного процесса»: на глубинах 5 – 8 м от поверхности дна, где этот процесс завершается, скопления организмов залегают не в виде сплошного слоя, а разделены минеральными частицами. Эти «точечные очаги редукции» служат центрами восстановительной среды, в том числе и двухвалентного железа. Так возникает «макропестрота» в составе и строении осадочного поля, своеобразное «островное», а не послойное преобразование осадка в породу. Аналогично в виде островков и пятен обогащается осадок вторичными минералами, от гидротроилита до монтмориллонита и гидрослюд, составляющими основу глинистой гидрофильной фракции. В подобных очагах влажность должна быть гораздо выше, чем на соседних участках с замедленным процессом редукции и переработки планктона.

2. Вес вышележащих илистых отложений, уменьшенный гидростатическим давлением (взвешиванием), недостаточен для активного уплотнения и, тем более, отжатия воды из нижних слоев в верхние.

3. Свободная вода из пор под давлением отжимается не только вверх, но и в любые ослабленные зоны, в том числе по напластованию и по наклонным контактам между слоями.

4. На подводных склонах, которыми изобилует шельф особенно в прибрежной части (проливы, бухты), постоянно происходят пластичные подвижки грунта, своеобразные оползни. А на поверхностях скольжения, как и

в обычных оползнях, закономерно скапливается избыточная влага.

5. Содержание вторичных глинистых минералов должно быть заметно выше в слое С, на более поздней стадии диагенеза. В решетке монтмориллонита и гидрослюд связанная вода не только удерживается, но и препятствует уплотнению ячеистой структуры. Известно так же, что и сама поровая вода оказывает повышенное сопротивление, особенно в начальной стадии.

6. По наблюдениям на шельфе Охотского моряпри увеличении содержания органического вещества на 2-3% влажность в илах возрастала в 1,5-2 раза. Этой переработанной органикой чаще насыщены нижние слои, где достигнуто физико-химическое равновесие.

Донные отложения на ранних стадиях диагенеза относятся к так называемым «слабым» грунтам. Их механические свойства особенно отчетливо коррелируют с влажностью и плотностью. Между тем, прямое определение прочности донных грунтов затруднено целым рядом факторов, начиная с невозможности отобрать пробы без существенного нарушения естественного сложения (воздействие пробоотборника, перепад давлений, обильное водоотделение, смятие керна и т.д.) и заканчивая неприменимостью к ним стандартных методов определения сцепления и коэффициента внутреннего трения (в частности, метода одноплоскостного среза). Самые незначительные нормальные напряжения, даже само движение кольца, приводит к выдавливанию грунта и резкому изменению его сложения и состояния. В связи сэтим для донных грунтов целесообразно применять нестандартное устройство – крыльчатый зонд.

Рабочая часть зонда – крестообразно укрепленные пластины, погруженные в грунт, – при вращении оказывает давление на мембрану со свободно прикрепленным индикатором часового механизма. По нему определяется сила сопротивления грунта разрушению, а после определенного момента – трению. Максимальное сопротивление косвенно указывает на суммарную величину сопротивления сдвигу (без разделения на внутреннее трение и сцепление).

Испытания искусственно приготовленных паст донных грунтов, проведенные на кафедре грунтоведения СПбГУ, а также натурные наблюдения на Белом море показали отчетливую связь между этой величиной и влажностью. Если при влажности 30% суммарное сопротивление сдвигу составляло 0,12-0,14 МПа, а при влажности 50-60% падало до 0,03-0,05 МПа, то у донных отложений, находящихся на ранней стадии диагенеза, при влажности 110-130% прочность едва достигала 0,005 МПа, а при дальнейшем росте $W_{ест.}$она падала практически до нуля. Таким образом, эти грунты не могут нести никакую нагрузку, что важно иметь в виду, так какчасто сооружения на шельфе (магистральные трубопроводы и др.) либо их основания погружены в верхние слои донных отложенийна глубину 3 – 5 м.

Поскольку в настоящей статье рассматриваются отложения северных морей, следует учитывать и участие фазовых переходов в процессах диагенеза. Во всех морях, от Белого до Восточно-Сибирского, наблюдаются многочисленные случаи субаквального промерзания донных осадков с образованием разнообразных подземных льдов. Это особый вариант субаквального криодиагенеза, который необходимо принимать во внимание при изысканиях в области вечной мерзлоты.

Общепризнанным является представлениео генезисе подземного льда «в толщах отрицательнотемпературных донных осадков в ходе их криодиагенетического преобразования… криогенного диагенеза осадков на дне морских водоемов», приведенное в работе Данилова И.Д. [4]. Указанный автор, однако, ведущую роль в этом процессе отводит не собственно диагенезу, а проникновению континентальных пресных вод в переохлажденные морские отложения. В этом случае, разумеется, нарушается весь химизм диагенеза, возникают новые неравновесные сочетания, и, главное, в мерзлом состоянии фиксируются структурные особенности, а также новые физические свойства грунтов, к которым уже следует применять понятия суммарной влажности, влажности за счет незамерзшей воды и минеральных прослоев, объемной льдистости и т. д. При незначительном изменении гидрологической обстановки или техногенном воздействии (контакт с «горячим» трубопроводом) донные льды будут оттаивать, формируя своеобразные термокарстовые понижения, неоднократно описанные на Арктическом шельфе [5]. Проникновение континентальных вод является внешним воздействием на донные отложения.

Помимо этого, существуют и другие, присущие именно арктической ситуации факторы, закономерно вызывающие промерзание донных отложений. Это, в первую очередь, так называемый донный лед, образующийся в результате зимней стратификации морской воды, когда на дно опускаются слои повышенной солености(«вымораживание»), охлажденные

до температуры -4°С. Процесс этот описан многими авторами [5 и др.]. Сростки чистого льда могут покрывать несколько квадратных километров дна мощностью до 1,5 м. Однакоеще более важным является формирование в этих условиях подстилающих лёд многолетнемерзлых пород, фиксирующих результаты раннего диагенеза в структуре донного грунта.

По представлению тех же авторов и сам процесс диагенеза может провоцировать льдовыделение: при дегидратации и отжимании воды часть ее поглощается минеральными частицами (в процессе синерезиса, коагуляции), в результате чего соленость поровой воды уменьшается в несколько раз – от 35 до 10-7 промилле. Эта вода замерзает уже при температуре -1,5°С с образованием,учитывая исходную влажность, порфировидной или атакситовой криогенной текстуры.

В арктических морях существует еще один мощный источник пресной воды, а именно, тающие айсберги или стамухи. Их воздействие серьезнее, чем кажется на первый взгляд. Они имеют размеры в сотни метров, а высоту в несколько десятков метров и, следовательно, погружаются на глубину, сопоставимую с глубиной шельфа (до 200 м). Один такой айсберг проник в Байдарацкую губу, за три месяца пропахал по дну борозду шириной в сотни метров и длиной 150 км. Расчеты, приведенные в работе [4], показали, что масса айсберга за это время уменьшилась на 400 тыс. тонн, после чего он раскололся и продолжал таять до зимы. Можно представить, какие массы пресной воды попали в донные отложения залива.

Однако эта вода не остается на месте таяния, она распространяется на большие расстояния, просачиваясь в толщи донных отложений. Ее миграция и опреснение поровых вод подчиняется известной зависимости [6], отражающей связь энергетических потенциалов пресной и засоленной или связанной воды:

$$\mu_w = \mu_w^0 + RT \ln a_w,$$

где a_w – свободная энергия пресной воды (энергия абсолютно чистой воды равна 1, энергия реальной природной воды меньше 1, следовательно, второй член уравнения с натуральным логарифмом –меньше нуля); μ_w^0 – химический потенциал чистой воды; μ_w – химический потенциал соленой или связанной воды; RT – постоянная Больцмана и абсолютная температура.

В соответствии со вторым законом термодинамики движение вещества всегда направлено от более высокого к более низкому потенциалу. На какое расстояние распространяется влияние талой воды от местоположения айсберга, зависит от его объема и продолжительности таяния, которое обычно занимает два-три месяца. Поскольку температура донных грунтов на глубинах более 10 м не зависит от температуры воздуха, всё лето в них происходит опреснение и замерзание новых порций воды. Сохранность этих син- и диакриогенных многолетнемерзлых пород в дальнейшем зависит от скорости осадконакопления, а также их консервации при температуре минус 1,5- минус 2,0°С.

Процессы перехода осадка в грунт идут не только на дне водоемов. Субаэральному диагенезу в последнее время уделяется достаточно много внимания в связи с исследованием отложений на приливных равнинах (ваттах или лайдах), где этот процесс выражен в наиболее чистом виде [7, 8]. Разумеется, он имеет место и на склонах, и в долинах рек, но на континенте его маскируют, опережают процессы выветривания и почвообразования. Субаэральный диагенез следует отличать от этих процессов: он происходит при продолжающемся осадконакоплении, то есть является сингенетическим, в то время как выветривание (гипергенез) – это эпигенетический процесс по преимуществу.

Исследования на приливных берегах Белого моря [7 и др.] показали, что физико-механические свойства ваттовых отложений формируются под влиянием целого комплекса факторов, существенно отличающихся от субаквальной ситуации. В первую очередь это воздействие атмосферы, прежде всего температуры, меняющейся как в суточном ритме, так и в сезонном, что имеет особое значение: результатом последнего является ежегодное промерзание и оттаивание вновь образовавшегося осадка с серьезными физико-химическими последствиями.

Ваттовые отложения представлены линзовидным переслаиванием суглинков, супесей и песков, распределение которых по приливному полю зависит от фаций: осушка с зоной высокого (сизигийного) и низкого (квадратурного) прилива, постоянно обводненные литоральные ванны и лагуны, каналы стока. Все эти осадки промерзают на глубину более 1,5 м. Процессы периодических промерзания и оттаивания оказывают на грунт при субаэральном диагенезе не менее, если не более активное воздействие, чем биохимические процессы. Главную роль в них играет опресненная вода, проникающая в

грунт с атмосферными осадками, свободная и особенно связанная.

Водные пленки связанной воды, проникающие в микротрещины кристаллов кварца, слюды, полевого шпата, из которых состоят песчаные и пылеватые частицы, при замерзании, оттаивании идаже при колебаниях температуры выше нуля производят расклинивающее воздействие. Разрушению способствует и давление ледяного панциря, образующегося в порах из-за более интенсивного температурного сжатия льда по сравнению с минеральной частицей. Этим процессам препятствуют слои незамерзшей воды, возникающие на поверхности тонких пылеватых и глинистых частиц размером менее 0,01 мм. На этом пределе криогидратационноеразрушение прекращается.

Но промерзание-оттаивание оказывает на глинистые частицы и противоположное воздействие. Одним из способов уменьшения свободной энергии дисперсной системы является коагуляция (глинистых частиц в данном случае). Многократное промерзание-оттаивание существенно усиливает этот процесс в ваттовых отложениях. При промерзании возрастает количество ионов в незамерзшей части связанной воды, в результате чего раньше достигается порог коагуляции. Система самопроизвольно уменьшает свою свободную энергию путем образования агрегатов на уровне пылеватых частиц. При оттаивании льда, разделившего и скрепившего благодаря давлению эти агрегаты (упрочнение за счет молекулярного сцепления), не все ионы, связанные с частицами, возвращаются в раствор. Процесс, таким образом, становится необратимым. С каждым циклом промерзания-оттаивания грунт обогащается пылеватой фракцией за счет агрегатов глинистых частиц. Так формируется плотная агрегативная структура ваттовых отложений. Размеры агрегатов превышают 0,05 мм и могут достигать 1-2 мм уже за счет посткриогенной текстуры: ледяные ячейки угловатой формы образуют в ваттовых отложениях характерную «ореховидную структуру».

Другой особенностью субаэрального диагенеза является просачивание то морской, то пресной атмосферной воды, что препятствует восстановлению химического равновесия, быстро наступающему в субаквальных условиях. На ваттовые отложения воздействуют те же агенты гипергенеза, что и на древние породы. В них,в отличие от донных осадков, разложение первичных минералов завершается накоплением не гидрослюд, а каолинита, так же склонного к образованию агрегатов и уплотнению грунта.

Дополнительным фактором уплотнения является характерное для западных арктических морей движение («утюжка») по осушке в процессе торошения припая крупных глыб и валунов, которые занимают до 80% площади зоны низкого прилива, оказывая регулярное мощное давление на верхние слои отложений.

Результат субаэрального диагенеза в определенном смысле противоположен субаквальному: появлениена ваттовых отложениях так называемой «корки» (условный термин инженер-геологов Карелии, где эти отложения встречаются на всех морских террасах), влажность которой не превышает 30%, а прочность измеряется уже вполне привычными десятками МПа. Всё это предсказуемо, однаковаттовые отложения существуют не изолировано, составляя парагенетическое сочетание с другими морскими фациями.

Изучение природных процессов, диагенеза в частности, целесообразно только в динамике, в контексте геологической истории прибрежной зоны, с учетом взаимных переходов разных типов диагенеза на неотектоническом фоне. В зависимости от трансгрессивного или регрессивного режима уровня моря конечный результат постседиментационных преобразований окажется различным. Целью настоящего исследования является не просто рассмотрение одноразового перехода «осадок-грунт», а результирующее построение разреза в целом и его описание,то есть создание главного документа инженерно-геологических изысканий.

Динамика арктической прибрежной зоны в голоцене характеризуется постоянным неотектоническим поднятием, на Белом море достигшим 90 м за последние 12 тыс. лет. Господствующим процессом является смена режимов от лагунно-бухтовых (внутренних, а иногда и внешних халистаз) к приливным равнинам. Следовательно, в основании большинства разрезов ваттовых отложений должны залегать нефелоидные осадки, прошедшие разные стадии субаквального диагенеза,чтои наблюдается при изучении строения беломорских лайд. Ранее [7] для этих осадков нами был предложен термин «чаша диагенетической консервации», отражающий их реальное состояние: в процессе быстрого захоронения их слабая литификация и переувлажнение определяются неустойчивыми молекулярно-коллоидными связями с ячеистой структурой. Высокая скорость захоронения объясняется как интенсивным поднятием арктического побережья (до 2 мм в год), так и активным накоплением ваттовых отложений,в результате чего под ними остаются осадки, ис-

пытавшие только ранние стадии субаквального диагенеза.

Контраст между этими двумя горизонтами нагляднее всего оценивается по перепаду влажности, плотности и прочности (суммарному сопротивлению сдвигу, полученному с помощью крыльчатого зонда). Если влажность «корки» колеблется в пределах 25-35%, а коррелирующая с ней прочность достигает 0,12-0,14 МПа, то соответствующие характеристики осадков «чаши» составляют 45-60% и 0,03-0,05 МПа.

Мощность «чаши» колеблется в широких пределах в зависимости от размеров материнского лагунно-бухтового водоема. Очевидно (как одно из следствий), что эти отложения не могут служить основанием для фундаментов, поскольку не несут даже самой незначительной нагрузки.

Описанный вариант характеризует регрессивную фазу морского режима, связанную с понижением уровня моря. При трансгрессии происходит затопление приливных равнин, марша и польдера, а на месте мелководных литоральных лагун появляются глубоководные бассейны. В этом случае все отложения переходят в новые стадии преимущественно субаквального диагенеза (размыв и переотложение в волновом поле), а фронтальные участки низких террас оказываются в зоне сизигийного прилива. Это в корне меняет распределение типов диагенеза и, соответственно, ведет к формированию новых физико-механических характеристик грунтов.

Процессы диагенеза многообразны. Они не только меняются во времени, но и различны в самом верхнем слое перехода осадка в грунт, где присутствуют неоднородности, прослои и объемы, в которых структурные и физико-химические преобразования проходят по разным сценариям. Это то, что еще Н.М. Страхов называл макропестротой, приводит к резкой изменчивости физико-механических свойств грунтов, серьезно затрудняющей выделение таксонов в инженерно-геологическом разрезе. При формальном подходе такие толщи пришлось бы разбивать на многие десятки ИГЭ, что физически невозможно и бессмысленно. По этой причине на первых стадиях структуризации разрезов следует опираться на генетическую принадлежность слоя или геологического тела, выделяя своего рода диагенетические фации с последующим делением их по расчетным показателям, наборам физико-механических свойств грунтов.

Таким образом, возникает новый принцип структуризации инженерно-геологических разрезов, в котором генетическая принадлежность, формы и стадии диагенеза позволяют более адекватно выделить первичные таксоны. В пределах этих первичных таксонов проще выделять ИГЭ любой категории и наполнения. Именно так в практику изысканий вводятся методы генетического грунтоведения: сначала – геологическая память, потом – статистика.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Зайончек В.Г, Усов В.А., Корвет Н.Г., Бабкина А.Е.Особенности изменчивости физико-механических свойств грунтов особого состояния и методологические проблемы их изучения. // Ж-л «Грунтоведение», №2, 2013, с. 50-53.

2. Теоретические основы инженерной геологии. Физико-химические основы. М., Изд-во «Недра», 1985. 285 с.

3. Страхов Н.М. Основы теории литогенеза, т.2. М., Изд-во АН СССР. 212 с.

4. Данилов И.Д. Пластовые льды и субаквальный криолитогенез. // Сб. «Геокриологические исследования». М., Изд-во МГУ, 1989, с. 16-29.

5. Хименков А.Н., Брушков А.В. Океанический криолитогенез. М., Изд-во «Наука», 2003. 330 с.

6. Стромберг А.Г., Семченко Д.П. Физическая химия. М., Изд-во «Высшая школа», 2006, 527 с.

7. Зайончек В.Г., Усов В.А. Ранжирование и структуризация литосистем прибрежной зоны шельфа при инженерно-геологических изысканиях. // Вестник СПбГУ, сер. 7, вып. 1, 2010, с. 36-39.

DIAGENESIS AS LEADING PROCESS FOR FORMATION OF PHYSICO-MECHANICAL PROPERTIES OF MARIN ORIGINAL SOILS

V.A. Usov

Saint Petersburg State University
Universitetskaianab., 7|9, St. Petersburg, 199034, Russia
usov.va.@mail.ru

The physical and mechanical properties of marine sediments are formed during the process of diagenesis. The structure and physicochemical transformations of marine sediments with subaquatic and subaerial diagenesis are described. A combination of different types of diagenesis in the regression and transgression sea form a kind of engineering geological sections. When composing them it is necessary to take into account not only the facial varieties of soils with homogeneous physical properties, but also stages of their post-sedimentation transformation.

Key words: subaquatic and subaerial diagenesis, marine sediments, physical properties, physicochemical transformations, post-sedimentation, engineering geological sections.

УДК 624.131.4

ВЛИЯНИЕ ДИНАМИЧЕСКОГО РЕЖИМА НАГРУЖЕНИЯ НА ПРОЧНОСТЬ И ПАРАМЕТРЫ ПРОЧНОСТИ ПЕСЧАНЫХ ГРУНТОВ. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

© 2019 г. Е.А. Сенцова

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова,
г. Москва, Россия, Ленинские горы, д. 1,
sentsovaea@gmail.com

Многочисленные исследования показали, что под воздействием вибрации сопротивление грунтов сдвигу уменьшается. Существуют различные точки зрения на характер этого процесса, в том числе на количественную оценку динамических характеристик прочностных свойств грунтов.В статье собраны и проанализированы представления разных авторов о влиянии динамического режима нагруженияна величину прочности и параметры прочности (угол внутреннего трения и сцепление) песчаных грунтов.

Ключевые слова: динамическая прочность, прочностные свойства, лабораторные испытания, динамические испытания грунта, угол внутреннего трения, сцепление

Увеличение транспортных потоков, строительство уникальных и высотных сооружений, атомных и гидроэлектростанций, освоение морского шельфа, прокладка новых магистральных трубопроводов приводят к необходимости проектирования оснований с учетом не только статических, но и динамических нагрузок. В случае статической задачи определение прочностных свойств хорошо изучено, однако изменение параметров прочности при воздействии динамических нагрузок вызывает много вопросов. Многочисленными исследованиями установлено, что под влиянием вибрации сопротивление грунтов сдвигу снижается, однако существуют различные точки зрения на природу этого процесса, в том числе на количественную оценку динамических характеристик прочностных свойств грунтов (табл. 1).

Причина этих различий заключается в том, что снижение предельного сопротивления сдвигу зависит в основном от двух взаимосвязанных и взаимообусловливающих факторов, раздельное изучение которых вызывает большие затруднения: первый – возможное изменение истинного коэффициента внутреннего трения и удельного сцепления, второй – изменение напряженного состояния грунта вследствие динамического воздействия. При этом сложная природа поведения грунтов, разнообразие их состава и состояния затрудняют оценку раздельного влияния этих факторов. Кроме того, интенсивность динамического воздействия, очевидно, также определяет степень влияния того или иного фактора [27].

Таблица 1

Мнения различных авторов о причинах снижения сопротивления грунтов сдвигу в динамическом режиме нагружения

Причины снижения сопротивления грунтов сдвигу	
возможное изменение истинного коэффициента внутреннего трения и удельного сцепления	изменение напряженного состояния грунта вследствие динамического воздействия
Г.И.Покровский (1937) Ф.Л. Лаш (1937) Д.Д. Баркан (1959) И.А. Савченко (1958) В.А. Ершов (1962) Се-Дин-И (1962) Е.М. Перлей (1964)	Г.Ю. Джанелидзе И.И. Блехманов (1953) В.П. Сипидин (1954) Н.В. Флорина (1954) Н.Н.Маслов (1959) В.А. Поспелов (1965) П.Л. Иванов (1985) Е.А.Вознесенский (1997) Е.Н.Беллендир (2006) К. Ишихара (1975) Б.Сид и К. Ли (1966) Р. Вудс (1978) Ф. Татсуока (1986)

1. Работы, связывающие снижение сопротивления грунтов сдвигу при динамическом нагружениис возможным изменением истинного коэффициента внутреннего трения.

Первые работы по изучению влияния динамических нагрузок на прочностные свойства грунтов проводились в нашей стране еще в 1934 году под руководством профессора института ВОДГЕО Г.И. Покровского и инженера Военно-инженерной академии РККА Ф.Л. Лаша. На основании серии экспериментов, проведенных на приборе кольцевого штампа с возможностью дополнительного приложения динамических нагрузок, было показано, что при увеличении амплитуды (А) и частоты (ν) колебаний в мелкозернистых песках происходит уменьшение коэффициента внутреннего трения (К) грунта (рис. 1) [22, 23].

Д.Д. Баркан совместно с И.А. Савченко в своих работах также объясняют природу изменения плотности и прочности грунта под действием вибрационных нагрузок уменьшением сил трения и сцепления [1, 2, 3, 23, 24, 25]. Опыты этих исследователей на сухом песке подтверждают, что при вибрировании грунта физические свойства, от которых зависит величина сил сцепления, претерпевают значительные изменения. Сделан вывод о том, что вследствие уменьшения сил сцепления между частицами грунта, вызванного вибрированием, следует также ожидать уменьшения сопротивления грунта, а также изменения других характеристик, например, коэффициентов внутреннего трения, фильтрации и модуля упругости.

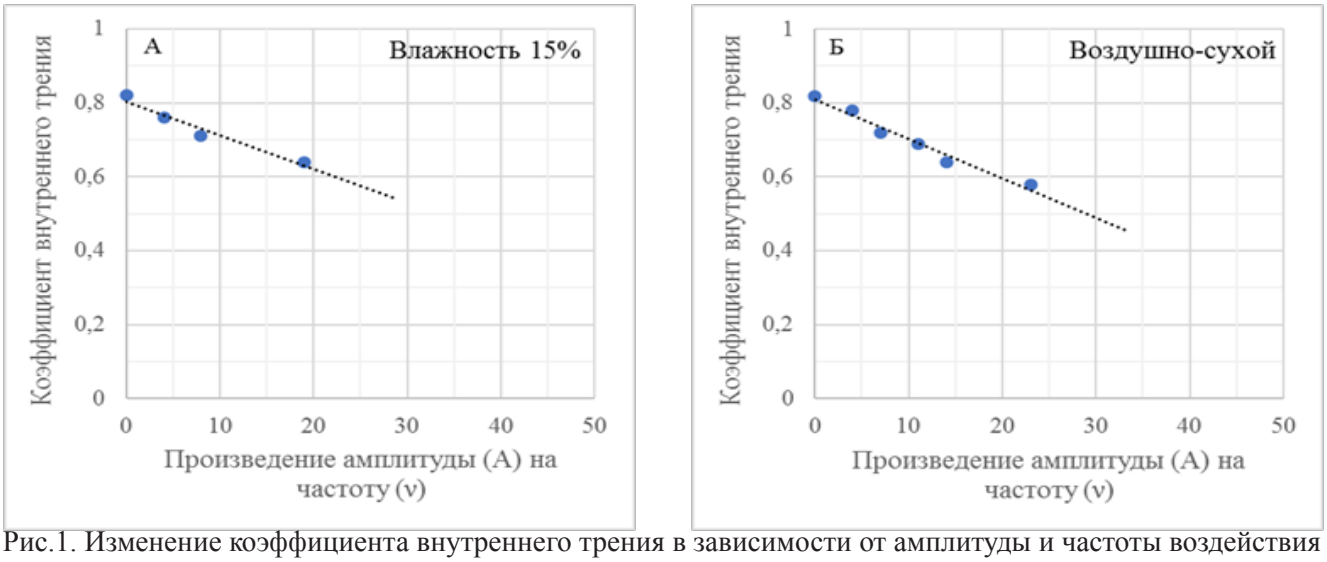


Рис.1. Изменение коэффициента внутреннего трения в зависимости от амплитуды и частоты воздействия в мелкозернистых песках в водонасыщенном (А) и воздушно-сухом (Б) состоянии (по опытам Ф.Л. Лаша, 1937)

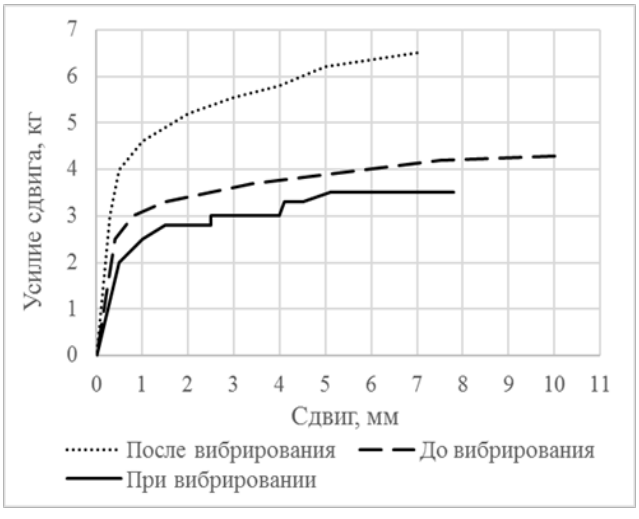


Рис.2 . Графики зависимости сдвига от касательного усилия для сухого песка при наличии и отсутствии вибраций (по опытам Д.Д. Баркана, 1943)

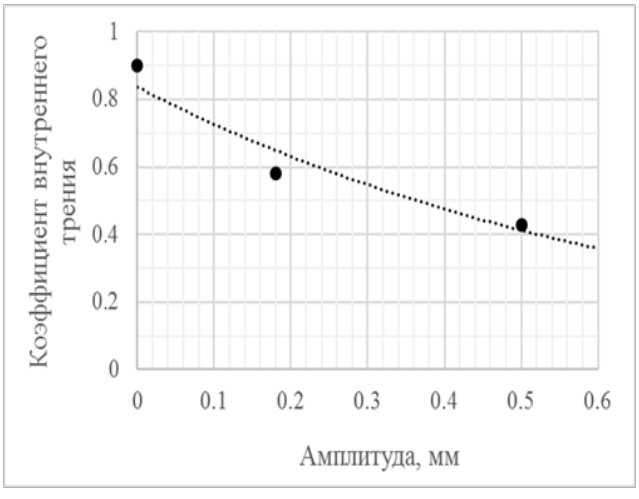


Рис.3. Зависимость коэффициента внутреннего трения сухого песка от амплитуды колебаний при постоянной частоте (по опытам Д.Д. Баркана, 1943)

На рис. 2 представлены зависимости сдвига от касательного усилия для сухого песка при наличии иотсутствии вибраций, полученные указанными выше авторами. Из графиков видно, что в отсутствие вибраций увеличение деформации сдвига при постоянном срезающем усилии наблюдается лишь при значительных усилиях сдвига («течение сдвига»), а во время вибрации «течение сдвига» наблюдается при меньших усилиях.

Во время вибрации коэффициент внутреннего трения уменьшается по сравнению с коэффициентом внутреннего трения до и после вибрации. График зависимости коэффициента внутреннего трения от амплитуды колебаний при постоянной частоте для песка изображен на рис. 3. Полученная зависимость позволила авторам сделать вывод, что с увеличением амплитуды колебаний коэффициент трения уменьшается, асимптотически стремясь к некоторому пределу, зависящему от характера сложения песка и частоты колебаний.

И.А. Савченко была предложена эмпирическая формула (1), описывающая зависимость коэффициента внутреннего трения песка от ускорения колебанийа:

$$K = (K_0 - K_\infty)e^{-\beta\frac{a}{g}} + K_\infty \qquad (1)$$

где K_0 – величина коэффициента внутреннего трения при отсутствии вибраций;

K_∞ – предельное значение коэффициента внутреннего трения;

g – ускорение силы тяжести;

β – эмпирический коэффициент, учитывающий влияние вибрации.

Также И.А. Савченко были проведены опыты с песками разной влажности на сдвиг грунта при дополнительном вибрировании. Результаты опытов приведены на рис. 4.

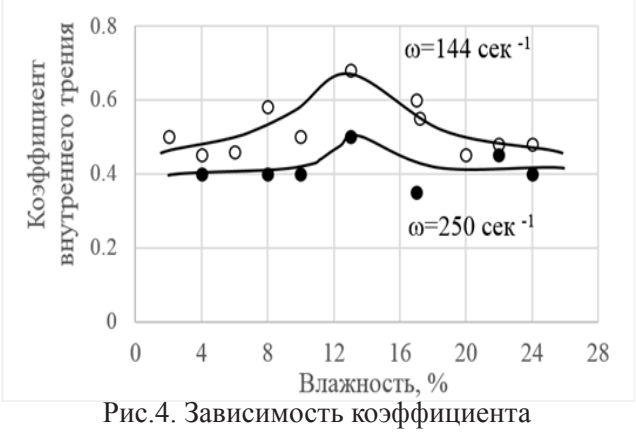


Рис.4. Зависимость коэффициента внутреннего трениятот влажности грунта при вибрацияхдля среднезернистого песка (по опытам И.А. Савченко)

При весовой влажности 13% вибрация минимально сказывается на коэффициенте внутреннего трения, а именно, на его уменьшении. На основе полученных данных автор делает вывод о том, что во влажных грунтах вибрация оказывает меньшее влияниена снижение коэффициента внутреннего трения, чем в сухих, так как абсолютное значение сил сцепления между частицами увлажненного песка значительно больше, чем у сухого.

Согласно исследованиям В.А. Ершова и Се-Дин-И, выполненнымв ЛИСИ(Ленинградский инженерно-строительный институт) в 1962 г., в процессе вибрации разной интенсивности наблюдалось постепенное снижение сопротивления песчаных грунтов сдвигу, которое авторы связывали с изменением угла внутреннего трения [11, 12, 13, 26]. Эти испытания проводились на образцах сухих и водонасыщенных песков в сдвиговом приборе, установленном на вибростол. Вертикальная и сдвигающая нагрузка создавались при помощи резиновых камер со сжатым воздухом, что позволяло уменьшить влияние инерции отдельных частей прибора. На основании полученных результатов авторы сделали вывод о том, что сопротивление сдвигу песчаных грунтов при воздействии вибрации разной интенсивности остается таким же, как и при статических нагрузках до тех пор, пока ускорение колебаний не достигнет некоторого критического значения. При дальнейшем увеличении ускорения колебаний выше критического происходит постепенное снижение сопротивления песка сдвигу, описываемое следующей эмпирической зависимостью:

$$\tau_\alpha = \tau_0 e^{-k(\alpha-\alpha_0)}, \qquad (2)$$

где τ_α – сопротивление сдвигу при α≥α0;

τ_0 – сопротивление сдвигу при статических нагрузках;

α – ускорение колебаний при возмущающей силе, совпадающей по направлению с плоскостью сдвига;

α_0 – критическое ускорение, до которого не происходит изменения сопротивления сдвигу;

k – постоянный коэффициент, равный 0,0030 сек^2/см для мелкозернистого и 0,0025 сек^2/см для среднезернистого песка.

Критическое ускорение α_0 на основании опытных данных определялось по формуле:

$$\alpha_0=\alpha_\gamma+m\sigma, \qquad (3)$$

где α_γ- критическое ускорение для непригруженного песка с объемным весом γ;

σ – интенсивность статической пригрузки;

m – эмпирический коэффициент пропорциональности, равный 109 $см^3/кг*см^2$ для мелкозернистого песка.

Сопротивление сдвигу грунта при вертикальном и горизонтальном направлении колебаний при прочих равных условиях получалось примерно одинаковым. При направлении возмущающей силы под углом к горизонту наблюдалось снижение сопротивления сдвигу, достигающее максимума при угле наклона к горизонту 45°.

Профессор Е.М. Перлей, занимаясь экспериментальными исследованиями погружения в грунт свай и других конструкций, сделал предположение о том, что при действии вибрационных нагрузок во влажных и водонасыщенных песках сопротивление сдвигу подчиняется гипотезе вязкого трения, а динамический коэффициент внутреннего трения оказывается в несколько раз меньше статического [16, 20, 21].

2. Работы, связывающие уменьшение сопротивления грунтов сдвигу при динамическом воздействии с изменением напряженного состояния грунта

Работами Г.Ю. Джанелидзе и И.И. Блехманова, в которых рассматривались условия смещения штампа, расположенного на жестком основании, загруженном статическими и вибрационными нагрузками, было показано, что уменьшение сдвигающего статического усилия вызывается изменением сил взаимодействия между штампом и основанием, а не изменением коэффициента трения [14].

Специалистами ЛПИ и ИМ АН СССР (В.П. Сипидин, Н.В. Флорина) еще в 1954 году также было сделано предположение о том, что в определенных условиях при вибрационных воздействиях коэффициент трения не меняется, а происходит только изменение напряженного состояния грунта [28]. Для его проверки были проведены экспериментальные сдвиги штампов при вертикальном направлении вибрационной нагрузки по песчаному основанию (рис.5).

В результате серии сдвигов штампа при различных вертикальных статических нагрузках и изменении частоты колебаний была получена зависимость сдвигающего усилия от величины статической нагрузки (рис.6).

В пределах принятого в опытах диапазона нормальных напряжений установлена линейная зависимость сдвигающего усилия от величины статической нагрузки, наклон прямых диаграмм сдвига, соответствующих различным частотам колебаний штампа, практически одинаков. Проведя интерполяцию, как показано

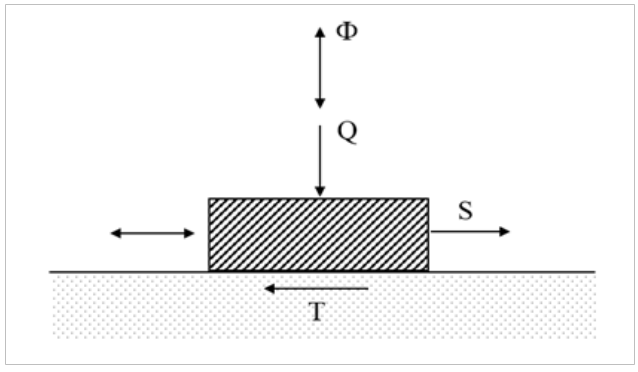


Рис.5. Схема сил, действующих на штамп при статических и динамических нагрузках, где Ф – гармоническая составляющая вертикальной силы, Q – статическая составляющая вертикальной силы, S – горизонтальная сдвигающая сила (по П.Л. Иванову,1962)

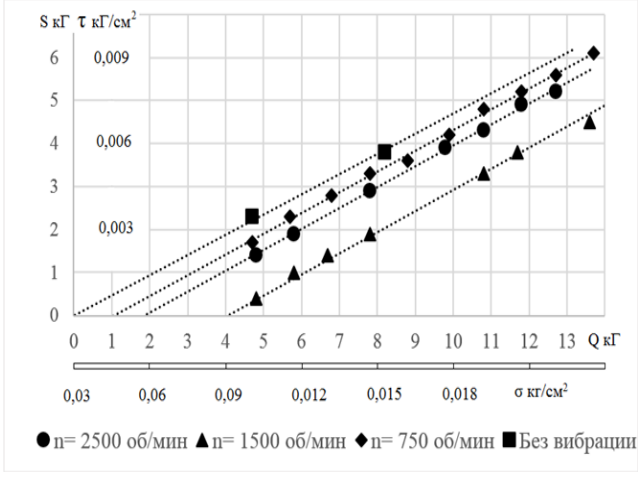


Рис.6. Зависимость сопротивления сдвигу штампа от нормальных напряжений при статических и вибрационных воздействиях (по П.Л. Иванову,1962)

на рис. 6 (пунктирными линиями), можно заметить, что при вибрационных воздействиях штамп как бы «теряет» часть веса. Все это говорит о том, что уменьшение сопротивления сдвигу штампа по песчаному основанию происходит за счет изменения напряжений по подошве штампа, при этом вибрационное воздействие не оказывает заметного влияния на величину коэффициента трения.

Изменение напряженного состояния грунта, определяющее его сопротивление сдвигу, может происходить как за счет перехода песка в разжиженное состояние, так и вследствие наложения на напряженное состояние, существующее в статических условиях, дополнительных напряжений, возникающих при динамических воздействиях.

Сопротивление сдвигу песчаного грунта при переходе его в частично разжиженное состояние в случае продолжающегося длитель-

ного действия динамических нагрузок может быть представлено в виде [43]:

$$\tau=(\sigma-p_t-\sigma_d)\,tg\varphi \quad (4)$$

где σ – напряжение в скелете грунта до приложения динамического воздействия;

p_t – избыточное давление в воде при переходе песка в разжиженное состояние;

σ_d – дополнительные напряжения, возникающие вследствие действия динамической нагрузки.

Поутверждению этих авторов в случае сухих, а также водонасыщенных, но неразжижаемыхчистых песков из-за их малой сжимаемости изменения давления в воде практически не происходит, и сопротивление сдвигу уменьшается только за счет изменения напряженного состояния вследствие действия динамической нагрузки:

$$\tau=(\sigma-\sigma_d)\,tg\varphi \quad (5)$$

При этом напряжения σ_d должны определяться для такого возможного направления действия динамических нагрузок, при котором будет иметь место максимальное уменьшение суммарных напряжений ($\sigma - \sigma_d$). Уменьшение сопротивления сдвигу и в ряде случаев одновременно возникающее увеличение сдвигающих усилий могут приводить к нарушению устойчивости песчаных грунтов и при отсутствии явления разжижения [43].

Опыты по изучению сопротивления сдвигу песков при действии вибрационных и статических нагрузок на специально сконструированном безинерционном приборе также проводились Н.Н. Масловым [19]. В этом приборе нормальное давление на образец песка передавалось при помощи пневматического устройства для исключения влияния инерции на нормальные напряжения. Результаты одного из опытов приведены на рисунке 7.

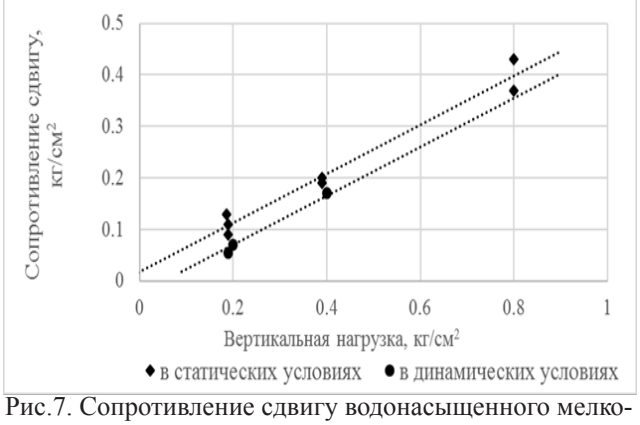


Рис.7. Сопротивление сдвигу водонасыщенного мелкозернистого песка при ускорении колебаний а=5000 мм/сек² и пористости 40-41% (по опытам Маслова Н.Н., 1959)

Отчетливо видно, что угол внутреннего трения остается постоянным и равным статическому при ускорении в 5000 мм/сек2 (эквивалентно «катастрофическому» землетрясению силой в 11 баллов). Базируясь на результатах этих опытов, автор утверждает, что в рамках практической постановки вопросаизменение сопротивления сдвигу песков в динамических условияхвозникает в связи с уменьшением величины нормального напряжения приего переходе от значения статического давления к значению динамического давления. Таким образом, коэффициент трения и, следовательно, угол внутреннего трения песка в этом процессе принимается неизменным и независимым от условий нагружения, поэтому применительно к рассматриваемому случаю автор считает правомерным следующее выражение:

$$\tau=\sigma_d\,tg\varphi \quad (6)$$

Другим примером в области изучения прочности и ее параметров в условиях динамического нагружения могут быть опыты в динамическом стабилометре, проведенные П.Л. Ивановым и В.А. Поспеловым [15, 16], когда образцы песчаного грунта доводились до разрушения с учетом дополнительных динамических напряжений. Из круга Мора условие прочности Кулона выражается формулой:

$$\sin\varphi=\frac{\sigma_1-\sigma_3}{\sigma_1+\sigma_3} \quad (7)$$

где σ_1 – осевое нормальное напряжение;

σ_3 – всестороннее нормальное напряжение;

φ – угол внутреннего трения.

С учетом дополнительного действия динамических нагрузок в стабилометре зависимость Кулона приобретает вид:

$$\sin\varphi=\frac{\sigma_1+\Delta\sigma_1-\sigma_3-\Delta\sigma_3}{\sigma_1+\Delta\sigma_1+\sigma_3+\Delta\sigma_3} \quad (8)$$

В случае всесторонней одинаковой пульсации динамических напряжений, т.е. при $\Delta\sigma_1=\Delta\sigma_3=\Delta\sigma$, уравнение (8) приобретает вид:

$$\sin\varphi=\frac{\sigma_1-\sigma_3}{\sigma_1+\sigma_3+2\Delta\sigma} \quad (9)$$

Во всех случаях динамических испытаний разрушающее вертикальное давление σ_1 было меньше статического (при $\Delta\sigma_1=\Delta\sigma_3=0$). Однако все опыты показали неизменность угла внутреннего трения φ в широком диапазоне интенсивности пульсирующих нагрузок (до 30-40% от статических) (рис. 8 А) и частот (рис. 8 Б).

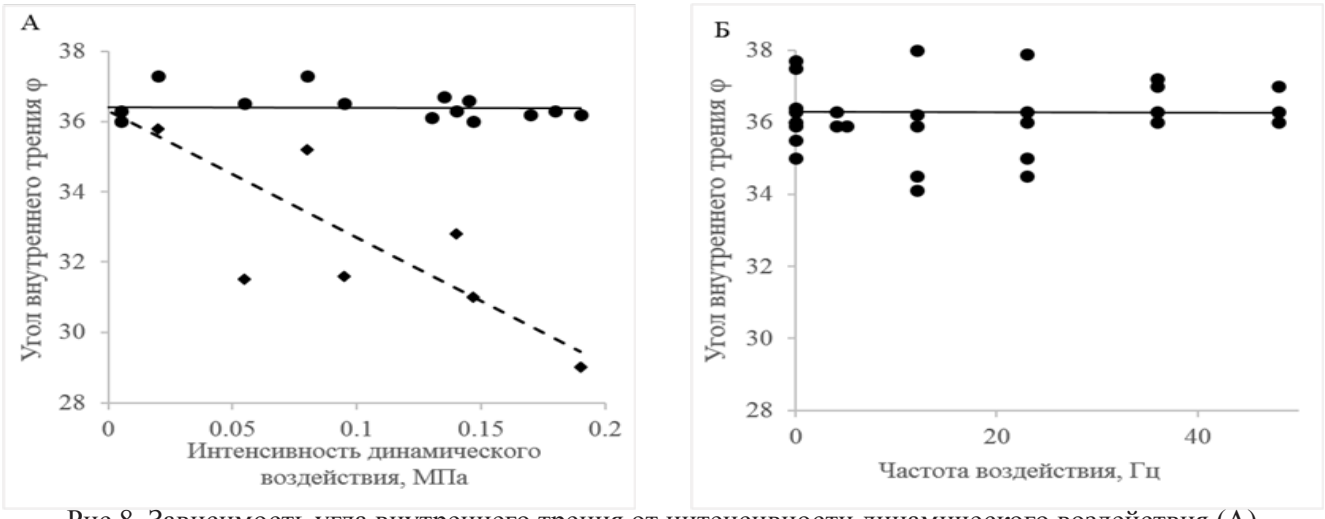


Рис.8. Зависимость угла внутреннего трения от интенсивности динамического воздействия (А) и частоты вибрации (Б) (•- значения угла внутреннего трения с учетом динамической составляющей, • – то же, без учета динамической составляющей) (по опытам П.Л. Иванова и В.А. Поспелова)

Если не учитывать динамическую составляющую, то условный (фиктивный) угол трения будет снижаться (пунктир на рисунке 8 А). Это обстоятельство, по мнению авторов, объясняет причину отмечаемого снижения угла внутреннего трения, полученного в опытах ряда исследователей.

Таким образом, есть все основания считать, что в широком диапазоне ускорения колебаний (до 1g) угол внутреннего трения несвязных грунтов не изменяется. Поэтому при вибрационных и сейсмических воздействиях устойчивость сооружений на сдвиг или развитие областей пластических деформаций должны проверяться с учетом динамических составляющих напряжений при постоянных значениях угла внутреннего трения, полученного из обычных статических испытаний.

П.Л. Иванов отмечает, что в данных экспериментах рассматривались только вибрации умеренной интенсивности, что соответствует действию промышленных вибраций и умеренных сейсмических воздействий, при которых ускорение колебаний редко превышает 0,8g. При больших ускорениях колебаний (например,вибропогружение свай, оболочек и т.д.) условие постоянства угла внутреннего трения, возможно, существенно изменится [16, 17].

Для оценки реакции грунтов на динамическое воздействие Е.А. Вознесенским [11] был предложен термин динамическая неустойчивость, под которым понимается увеличение деформируемости и снижение прочности, а в более широком смысле – повышение вероятности разрушения грунта при динамическом воздействии по сравнению со статическими условиями за счет изменения напряженно-деформированного состояния. С этой точки зрения любой грунт может рассматриваться как динамически неустойчивый, и весь вопрос в соотношении критического для него уровня воздействия и реально действующих нагрузок.

В основе динамической неустойчивости любых грунтов лежит единый по своей природе стохастический механизм, который заключается в их способности накапливать от цикла к циклу воздействия некоторую долю нерассеянной энергии. Таким образом, при динамическомнагружении происходит увеличение внутренней энергии системы и, следовательно, изменяется соотношения между внешней силой и устойчивостью структурных связей. Эта особенность грунтов связана с их гистерезисными свойствами как несплошных микронеоднородных сред.

Общим для разных грунтов является также то, что появляющийся при динамическом воздействии избыток внутренней энергии концентрируется в пределах наиболее слабых микрообъёмов породы, так называемых концентраторов напряжений, которые можно считать своеобразным «триггерным механизмом» динамической неустойчивости. При расходовании на них накопленной внутренней энергии системы происходит образование новой свободной поверхности, т. е. разрушение структурных связей. Однако форма, в которой накапливается нерассеянная энергия, различна для грунтов с разным типом структурных связей [6-10].

Е.Н. Беллендиромво ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева были проведены обширные экспериментальные исследования в области изучения влияния динамических нагрузок на прочность грунтов. Автор отмечает, что учет влияния динамического характера нагружения на проч-

ность и деформируемость связных и несвязных грунтов позволяет повысить точность и обоснованность оценок общей устойчивости сооружения, расчетов возможных кренов и осадок [4]. В несвязных грунтах деградация прочности связана с ростом избыточного порового давления и соответствующего снижения эффективных напряжений в скелете грунта.

Исследования Е.А. Вознесенского [6-10], Е.Н. Беллендира [4,5] и ряд работ зарубежных авторов–Б. Сида и К. Ли [30, 31], Р. Вудса [34], К. Ишихары [29], Ф. Татсуоки [32], Т. Вичтманна и Т. Трианфатиллидиса [33]–были направлены на оценку возможности потери прочности грунтов в условиях динамических нагрузок, количественными характеристиками которой являются критическая (разрушающая) при заданных условиях величина амплитуды динамических касательных напряжений τ_d и число циклов динамического воздействия N_L, необходимых для разжижения или разрушения грунта.

Профессор Токийского университета К. Ишихара все испытания, применяемые в мировой практике для определения динамической прочности грунтов, разделил на четыре группы (рис. 9) в зависимости от того, было ли нагружение быстрым или медленным, монотонным или циклическим [18].

На рис. 9a показаны результаты первого типа испытаний на монотонное нагружение, в котором разрушение грунта происходит через несколько секунд. Их проводят с целью определения прочности грунта при нагрузке, вызванной, например, детонацией взрывчатых веществ или падением бомбы.

Ко второму типу динамического нагружения (рис. 9b) относится приложение циклической нагрузки вслед за статическим монотонным нагружением образца. Чаще всего подобные испытания проводят для определения прочности грунтов при землетрясениях. На начальной стадии проводится статическое монотонное нагружение, когда величина касательного напряжения соответствует устойчивому статическому состоянию грунта перед землетрясением. Такое состояние характерно для грунтов, залегающих в основании склонов. После приложения постоянных касательных напряжений образцы грунта подвергают циклическому нагружению до их разрушения. На этой фазе испытаний моделируют воздействие циклических касательных напряжений при землетрясениях.

Цель третьего типа испытаний (рис. 9c) – определение изменений прочности и жесткости грунта, вызванных сейсмическими воз-

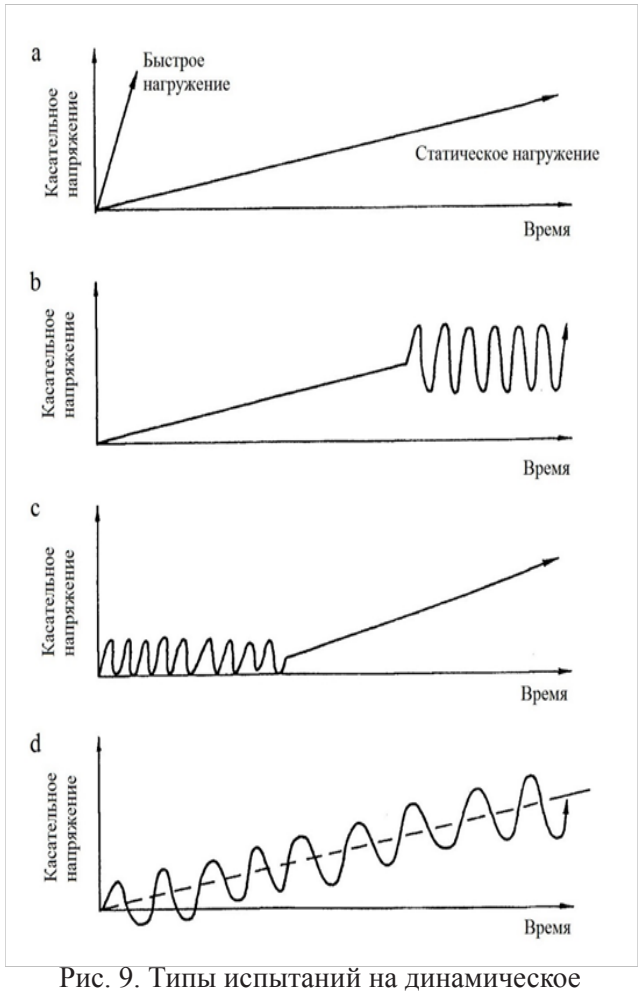


Рис. 9. Типы испытаний на динамическое нагружение: a – монотонное нагружение; b – монотонно-циклическое нагружение; c – циклически-монотонное нагружение; d – монотонно-увеличивающееся циклическое нагружение (К. Ишихара, 2006)

действиями. После определенного количества циклов нагружения образцы грунта разупрочняются, их статическая прочность и деформационные свойства изменяются по сравнению с первоначальными. Знание этих свойств грунтов необходимо для анализа устойчивости дамб и насыпей.

На рис. 9d показана схема испытаний четвертого типа, которая применяется крайне редко и предназначена для изучения статической прочности грунта, подверженного вибрационному воздействию. Статическое сопротивление грунта, находящегося в непосредственной близости от обычных или шпунтовых свай, может уменьшаться из-за вибрации, вызванной погружением сваи. В таких случаях прочностные свойства грунта определяют в ходе лабораторных испытаний, при которых на образец грунта, расположенный на вибростенде, воздействуют монотонно возрастающие касательные напряжения.

Из четырех типов испытаний на динами-

ческую нагрузку для определения прочности грунтов в условиях сейсмического нагружения чаще всего проводят испытания второго типа.

Что касается вопроса изменения прочности и параметров прочности,то,по мнению этого автора, очевидно, что влияние динамического нагружения на прочность грунта проявляется только через сцепление, поскольку увеличение прочности при быстром нагружении, таком как сейсмическое непериодическое нагружение, обусловлено, прежде всего, вязкостью грунта [18].

Выводы

- Многочисленными исследованями установлено, что под влиянием вибрации сопротивление грунтов сдвигу снижается. При этом существуют различные точки зрения на природу этого процесса, в том числе на количественную оценку динамических характеристик прочностных свойств грунтов.
- Снижение прочности песчаных грунтов при динамическом воздействии, по мнению различных авторов, может быть связано как с возможным изменением истинного коэффициента внутреннего трения и удельного сцепления, так и с изменением напряженного состояния грунта вследствие динамического воздействия.
- Динамические нагружения при лабораторных исследованияхв зависимости от условий проведения эксперимента можно разделить на монотонные, монотонно-циклические, циклически-монотонные и циклическиемонотонно возрастающие. Они описывают частные случаи работы грунтового основания при динамическом воздействии.

Общего научного подхода к определению максимальной мобилизуемой прочности и, соответственно, показателей прочности грунта в динамических условиях в настоящее время не разработано, что можно считать одной из актуальных задач дальнейших исследований по этой проблеме.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баркан Д.Д. Применение вибрирования при устройстве оснований сооружений / Д.Д. Баркан, М.: Стройиздат, 1943. 75 с.

2. Баркан Д.Д. Динамика оснований и фундаментов / Д.Д. Баркан, М.: Стройвоенморизда т, 1948. 412 с.

3. Баркан Д.Д. Виброметод в строительстве / Д.Д. Баркан, М.: Госстройиздат, 1959. 315 с.

4. Беллендир Е.Н. Научное обоснование проектирования гравитационных опорных блоков морских ледостойких платформ и их сопряжения с грунтовым основанием: дис. ... д-ра. техн. наук: 05.23.07 / Беллендир Евгений Николаевич 2006.

5. Беллендир Е.Н., Берзов В.Ф., Кутергин В.Н. Учет влияния динамических воздействий на прочностные характеристики грунтов // Известия ВНИИГ: Основания и грунтовые сооружения. (239.).

6. Вознесенский Е.А. Поведение грунтов при динамических нагрузках / Е.А. Вознесенский, М.: Издательство МГУ, 1997. 288 с.

7. Вознесенский Е.А. Динамическая неустойчивость грунтов: дис. ... д-ра геолого-мин. наук: 04.00.07 / Вознесенский Евгений Арнольдович 2000.

8. Вознесенский Е.А. [и др.]. Разжижение грунтов при циклических нагрузках / Е.А. Вознесенский, В.Г. Коваленко, Е.С. Кушнарева, В.В. Фуникова, Москва: Издательство МГУ, 2005. 134 с.

9. 13. 9 Вознесенский Е.А. Динамическая неустойчивость грунтов / Е.А. Вознесенский, 2-е изд., Москва: Ленанд, 2014. 264 с.

10. Вознесенский Е.А. Становление и развитие научной школы динамики грунтов на кафедре инженерной и экологической геологии МГУ // Инженерные изыскания. 2018. № 3–4 (XII). С. 26–41.

11. Ершов В.А. Динамическая устойчивость плотин, сооружаемых из засоленных песков, в процессе их рассоления // Сборник научных трудов ЛИСИ: Основания и фундаменты. 1962. № 37. С. 62–76.

12. Ершов В.А. Устойчивость песчаных насыпей в связи с колебаниями, вызванными железнодорожным и автомобильным транспортом // Сборник научных трудов ЛИСИ: Основания и фундаменты. 1962. № 37. С. 76–95.

13. Ершов В.А., Се Дин-И Сопротивление сдвигу водонасыщенных песков в зависимости от ускорения колебаний Ленинград:, 1962. 20–23 с.

14. 21. 14 Иванов П.Л. Разжижение песчаных грунтов / П.Л. Иванов, М.: Госэнергоиздат, 1962. 260 с.

15. Иванов П.Л. Разжижение и уплотнение несвязных грунтов при динамических воздействиях: учебное пособие / П.Л. Иванов, Ленинград: ЛПИ им. М.И. Калинина, 1978. 53 с.

16. Иванов П.Л. Грунты и основания гидротехнических сооружений / П.Л. Иванов, Москва: Высшая школа, 1985. 352 с.

17. Иванов П.Л., Флорина Н.В., Бугров А.К. Экспериментальные исследования влияния вибрации на сопротивление сдвигу песчаных

грунтов // Материалы к научно-технической конференции по динамическим воздействиям на грунты и одежды автомобильных дорог. 1964. С. 23–28.

18. Ишихара К. Поведение грунтов при землетрясениях / К. Ишихара, под ред. А.Б. Фадеев, перевод Н.Л. Курчанова, В.А. Клименко, Санкт-Петербург: НПО «Георекнструкция-Фундаментпроект», 2006. 384 с.

19. Маслов Н.Н. Условия устойчивости водонасыщенных песков / Н.Н. Маслов, М.: Госэнергоиздат, 1959. 328 с.

20. Перлей Е.М. Об изменении истинных характеристик внутреннего и внешнего трения движения грунтов под воздействием вибрации // Труды Всесоюзного НИИ городского строительства. 1964. № 1. С. 5–8.

21. Перлей Е.М. Об изменении истинных характеристик внешнего и внутреннего трения движения грунтов под влиянием вибрации Ташкент: НИИОСП, 1981. 198–203 с.

22. Покровский Г.И. Исследования по физике грунтов: элементы физики дисперсных систем применительно к грунтам и почвам / Г.И. Покровский, ОНТИ, Главное редакция строительной литературы: Л., 1937. 136 с.

23. Преображенская Н.А. Экспериментальные данные о погружении и извлечении шпунта и свай вибрированием в песчаных грунтах // Сборник трудов НИИОСП: Динамика грунтов. 1958. № 32. С. 66–82.

24. Преображенская Н.А., Савченко И.А. О влиянии вибраций на сопротивление глинистых грунтов сдвигу // Сборник трудов НИИОСП: Динамика грунтов. 1958. № 32. С. 89–92.

25. 35. 26 Савченко И.А. Влияние вибраций на внутреннее трение в песках // Сборник трудов НИИОСП: Динамика грунтов. 1958. № 32. С. 83–88.

26. Се Дин-И Устойчивость песчаных откосов, вовлеченных в колебательные движения // Сборник научных трудов ЛИСИ: Основания и фундаменты. 1962. № 37.

27. Ухов С.Б. [и др.]. Механика грунтов, основания и фундаменты: учебное пособие для строительных спец. вузов / С.Б. Ухов, В.В. Знаменский, В.В. Семенов, З.Г. Тер-Мартиросян, С.Н. Чернышев, 4-е изд., Москва: Высшая школа, 2007. 566 с.

28. Флорина Н.В. О сопротивлении сдвигу при вибрационных воздействиях // Научно-технический бюллетень ЛПИ им. М.И. Калинина. 1960. № 4. С. 41–46.

29. Ishihara K., Tatsuoka F., Yasuda S. Undrained deformation and liquefaction of sand under cyclic stresses // Soil and foundations. 1975. № 1 (15). С. 29–44.

30. Seed H.B., Idriss I.M. Ground mition and soil liquefaction during earthquakes / H.B. Seed, I.M. Idriss, Oakland: Earthquake Engineering Research Institute, 1982. 134 с.

31. Seed H.B., Lee K.L. Liguefaction of saturated sands during cyclic loading // Journal of the Soil Mehanics and Fondation Division, ASCE. 1966. № 92. С. 105–134.

32. Tatsuoka F. [идр.]. Cyclic undrained triaxial and torsional shear strength of sands for different sample preparation methods // Soils and Foundations. 1986. № 26, No. 3. С. 23–41.

33. Wichtmann T., Triantafyllidis T. Monotonic and cyclic tests on kaolin: database for the development, calibration and verification of constitutive models for cohesive soils with focus to cyclic loading // ActaGeotechnica. 2018. № 13, Issue 5. С. 1103–1128.

34. Woods R.D. Measurment of dynamic soil properties/ Proceedings: ASCE Geotechnical Engineering Division Specialty Conference «Earthquake Engineering and Soil Dynamics», Pasadena 1978. № 1.

THE INFLUENCE OF DYNAMIC LOADING ON SAND STRENGTH AND STRENGTH PARAMETERS. STATUS OF THE ISSUE

© 2019. E.A. Sentsova

Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russia
sentsovaea@gmail.com

Numerous studies have found that under the influence of vibration, the shear resistance of soils decreases. Moreover, there are various points of view on the nature of this process, including a quantitative assessment of the dynamic characteristics of the strength properties of soils. Overviews of different authors about influence of dynamic loading on strength and strength parameters (angle of friction and cohesion) of sands are presented and analyzed in this paper.

Key words: dynamic strength, strength properties, laboratory tests, dynamic soil tests, angle of internal friction, cohesion

УДК 624.131

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА О ДЕФОРМАЦИОННОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТИ ДИСПЕРСНЫХ ГРУНТОВ

©2019 г. В. В. Фуникова*, В. А. Бабенко**

** Геологический факультет Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, Москва, 119991, Россия, funikova@geol.msu.ru*
*** АО "ВНИПИпромтехнологии", Каширское шоссе, д. 33, Москва, 11540, Россия, Babenko.V.A@vnipipt.ru*

В статье рассматривается вопрос деформирования дисперсных грунтов с позиций проявления состояния деформационной неустойчивости как некоторого докритического состояния, предшествующего их разрушению. Отражена история исследования состояния деформационной неустойчивости грунтов при различных методических подходах, в разных условиях нагруженияи на разном испытательном оборудовании. Основной целью представленной статьи было изложить основные достижения в области изучения докритического состояния грунтов, предшествующего их разрушению.

Ключевые слова: линия неустойчивости, деформационная неустойчивость, точка неустойчивости, трехосное сжатие, разжижение, песчаные грунты, глинистые грунты.

Введение

Вопросы устойчивости или неустойчивости различных систем волновали умы ученых на протяжении многих лет. Грунтоведение, являющееся одним из научных направленийв инженерной геологии – это наука геологического цикла, объектом изучения которой являются грунты и слагаемые ими массивы верхней части разреза земной коры, в том числе с позиций неустойчивости, на основе теоретических разработок и положений механики грунтов. Основные постулаты теории неустойчивости были заложены в работах Poul V. Lade в конце прошлого века[22, 23]. К настоящему времени вопросам неустойчивости грунтовых систем посвящено много работ, однако в большинстве из них объектом исследования являются песчаные грунты, представляющие интерес с позиций их нестабильного состояния в результате разжижения, например, G.Castro [4],A. B. Fourieи др. [10],S. M. Olson идр. [34],K. Muhammad[33], F. Marinelliидр.[32] и др. Проблеме деформационной неустойчивости в условиях монотонной или циклической нагрузки при разных граничных условиях в контексте понимания природы механизма разрушения песчаных грунтов и геоматериалов (грунтовых смесей фракций песчаных и пылевато-глинистыхразмерностей) посвящены работыY. P. Vaidи J.C. Chem [42],B. SeedиK. L. Lee [38], P.V. LadeиJ. A. Yamamuro [26, 27], J. A. Sladenидр.[40], J. A. YamamuroиK. M. Covert[45], T. Doanидр. [9], LipinskiM.J., WolskiW. [29], J. ChuиD. Wanatowsk [7],A. Daouadjiидр. [8], J. Liuидр. [31], K.Paniдр. [35], M.Hussainи A. Sachan [17]и др.

Несмотря на то что глинистые грунты часто являются «виновником» развития и активизации многих неблагоприятных экзогенных геологических и инженерно-геологических процессов и явлений, на сегодняшний день остаются малоизученными с позиций проявления деформационной неустойчивости. Изучением деформационной неустойчивости глинистых искусственно-сформированных и природных грунтов занимались M.J. Lipinski иW.Wolski[29, 30], А.Н. Усов и др. [1, 2, 3].

Моделирование напряженного состояния грунта в массиве в лабораторных условиях для изучения состояния деформационной неустойчивости осуществляется по различным схемам на разном оборудовании, наиболее распространенным из которого являются установкитрехосного сжатия и простого сдвига.

Основная часть

В разные годы J. Chu[5] и W.K. Leong[28] отмечали, что неустойчивостьгрунтовой массы часто является причиной одного из ме-

ханизмов разрушения, который приводит к оползням или обрушению откосов. В тоже время в ещё 1992 году Poul V. Lade[24] показал, что неустойчивость не является синонимом разрушения, хотя и то, и другое может привести к катастрофическим событиям.

Неустойчивость (по определению P.V. Lade, R.B. Nelson, Y.M. Ito 1988 г. [22]) – это неспособность материала выдерживать или нести заданную нагрузку. Нестабильность приводит к инициированию течения, в то время как разрушение представляет собой состояние, связанное с большими деформациями, когда достигается устойчивое/остаточное недренированное сопротивление сдвигу. В своих исследованиях P. Lade[24] наблюдал, что рыхлый мелкий песок в недренированных условиях становится нестабильным даже до того, как напряженное состояние будет соответствовать моменту разрушения. Аналогичные наблюдения были сделаны J. Chui др. [5]для песка от рыхлого до плотного сложения в условияхнагружения с контролем деформацийи W.K. Leong и др. [28] – для песчаных грунтов с различным содержанием гравийной и пылевато-глинистой составляющей в условиях контроля напряжений.Świdzińskietal. [41] определял линию неустойчивости в водонасыщенных песках при разном коэффициенте пористостив условиях монотонного и циклического нагружения.

В работе А.Н. Усова и др. [1] приведены определения понятия неустойчивости, данные разными авторами[24, 41, 44]:

1) неустойчивость – поведение грунта, при котором достаточно быстро развиваются большие пластические деформации из-за невозможности структурных связей грунта выдержать прикладываемые нагрузки;

2) явление неустойчивости заключается в уменьшении прочности грунта, связанном с развитием порового давления, которое снижает действующие в нем эффективные напряжения, что приводит к развитию больших деформаций.

Проведя анализ существующих источников по теме исследования и основываясь на собственных экспериментальных данных, А.Н. Усов и Е.А. Вознесенский [2], уточняя данное ранее определение [1], характеризуют деформационную неустойчивость грунтов как докритическоеих состояния, предшествующее разрушению, которое связано с началом разрыва или ослабления значимого количества контактов между частицами грунтаи сопутствующей перестройкой порового пространства, проявляющейся прежде всего в увеличение скорости деформирования грунтов.

Для характеристики состояния деформационной неустойчивости используется понятие «линии неустойчивости». V.N. Georgiannoui др. [11] и J.M. Konrad[20] было установлено, что линия, ограничивающая максимальноедевиаторное напряжение (qmax) монотонного недренированного сдвига, в равной степени применима для определения начала проявления разжижения как при статических, таки при циклических нагрузках. Линия неустойчивости является функцией отношения коэффициента пористости (e) и среднего эффективного напряжения. J.A. Yamamurou др. [45] были сделаны выводы, что линия неустойчивости, полученная по результатам трехосных испытаний на сжатие, определяет условия, необходимые для начала разжижения при циклическом нагружении. Аналогичные результаты были получены Y.P. Vaid и S. Sivathayalan[43]в контексте мобилизованного угла внутреннего трения.

Исследования J.A. Sladen и др. [40] показали, что рыхлый песок подвергается разжижению при достижении максимального значения предельной прочности.Была определена поверхность разрушения в пространстве – нормальное среднее эффективное напряжение-девиатор-коэффициент пористости – посредством соединения прямыми линиями пиковых значений сдвиговых напряжений в условиях недренированногонагружения и соответствующих импиковых значений эффективных напряжений. Несколько позже W.K. Leong и др. [28] и J. Chu и др.[6] линия неустойчивостиопределиликак линию, проходящую через пиковые точки девиаторного напряжения, нанесенные на график q-p′. Кроме того, проекция поверхности разрушения на пространство e-q-p′ (рис. 1) в плоскости q-p′ также называется линией неустойчивости. Характерной чертой линии неустойчивости является то, что она проходит через начало координат графика q-p′для рыхлого песчаного грунта.

В работах, опубликованных P. V. Lade[23, 25], отмечается, что после развития максимальных касательных напряжений в поле эффективных напряжений q=f(p') существует линия, разделяющая область устойчивого (стабильного) и неустойчивого (нестабильного)состояния грунта, называемая линией неустойчивости, которая также, как и линия предельного состояния, проходит через начало координат.Линия неустойчивости уникальная для каждого грунта и характеризует геометрическое положение точек неустойчивости для грунта одинаковой пористости при разном начальном напряжен-

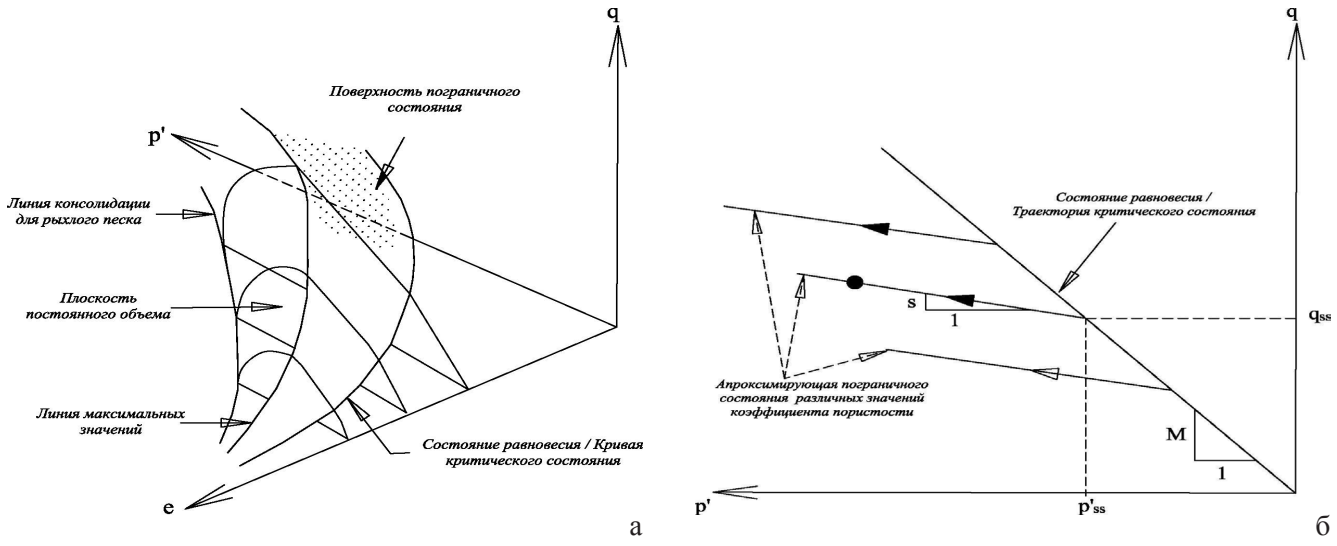


Рис. 1. Поверхность пограничного состояния для пескарыхлого (а) и проекция поверхности пограничного состояния на p'-q пространство (б)(Sasitharan, 1994 по [16]);

ном состоянии. Это дает основание предполагать, что линия неустойчивости и предельная огибающая эффективных напряжений создают (на диаграмме эффективных напряжений) область потенциальной неустойчивости (рис. 2). Напряжения определяются в терминах среднего эффективного напряжения p '= (σ'1 + 2σ'3) / 3 и девиаторного напряжения q = (σ1 - σ3).В исследованияхW. Świdziński и J. Mierczyński [41] было показано, что разрушение образца в недренированных условиях происходит при максимальном значении отношения главных эффективных напряжений и начинается после достижения максимального девиатора напряжений.

H. Hanzawa с соавторами [12] были проведены исследования на водонасыщенных песках в условиях монотонных недренированных трехосных испытаний с целью определения линии неустойчивости, представляющей собой линию, соединяющую пиковые точки прочности на сдвиг и проходящую через начало координат. Аналогичныеработы были выполнены S. Kramer [21], J. Chu и др. [6] и W.K. Leong и др. [28].

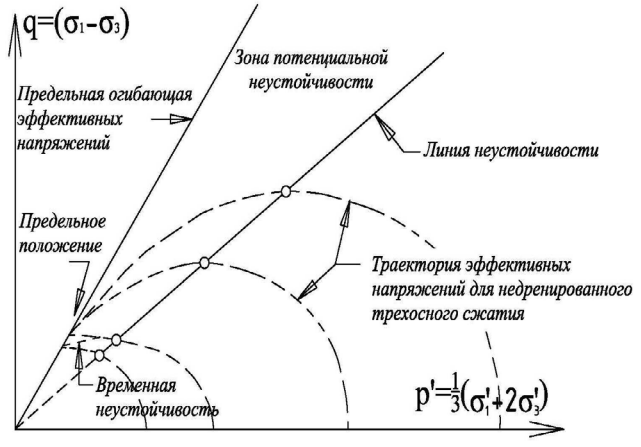


Рис. 2. Схема расположения линии неустойчивости на диаграмме p'-q [25];

Исследования C.K. Haththotuwa и J.L.H. Grozic[13, 14, 15] подтвердили, что решающими факторами, оказывающими первостепенное влияние на поведение водонасыщенных песков и иловых (глинистых) песков, содержащих пузырьки газа, являются гранулометрический состав, а именно содержание тонких частиц, условия дренирования, характер нагружения и наличие пузырьков газа.

Эксперименты, проведенные P. Skopek [39], показали, что сухой песок разрушается, когда траектория напряжений касается или пересекает поверхность разрушения. В этом же году исследования S. Sasitharan [36] подтвердили ранее сделанные выводы K. Ishihara и его коллегами[19], что поверхность граничных условий (границы состояния) может быть определена после пикового участка недренированногонагружения для рыхлых песков.

P.V. Lade и J. A. Yamamuro [27] в своих исследованиях дали объяснение механизму деформационной неустойчивости на пылевато-глинистых грунтах и обосновали необходимость ее идентификации в качестве предшественника статического разжижения.

C.K. Haththotuwa и J.L.H. Grozic[16] были проведены исследования, направленные на изучение неустойчивого поведения иловых песков при недренированной монотонной нагрузке. В результате подтвердились выводы, сделанные другими авторами[36] на основе ранее проведенных исследований, о том,что рыхлые иловые пески обладают уникальными линиями неустойчивости. Зона потенциальной

неустойчивости была определена как область между линией критического состояния (верхние три линии на рис. 3) и линией неустойчивости (нижние три линии на рис. 3). Повышение содержания мелких частиц приводилок смещению линии неустойчивости относительно начала координат вращениемпо часовой стрелке и линии критического состояния – в направлении против часовой стрелки.

Рис. 3.Зона неустойчивости (отмечена двуглавой стрелкой) для газосодержащих илово-песчаных смесей [16];

Результаты подтвердили ранее проведенные исследования C.K. Haththotuwa и J.L.H Grozic[15], что зона нестабильности расширяется при увеличении содержания мелких частиц от 0 до 20 %в рыхлых водонасыщенных (степень водонасыщения больше 95 %)илово-песчаных смесях.

M. Hussain и A. Sachan[17, 18]исследовали разжижение несвязных грунтов (иловые пески средней плотности) в условиях монотонной и циклической нагрузок в недренированных условиях трехосного сжатия. Было показано, что любое напряженное состояние выше линии неустойчивости является неустойчивым. Как только напряженное состояние (независимо от режима нагрузки) достигало линии неустойчивости, последующее разжижение происходило как в условиях монотонной, так и циклической нагрузки.

M.J. Lipinski [29] с целью анализа возникновения начальных условий разжижения проводил исследования на образцах чистого песка, а также смеси песка с различным (от 10 до 60 %) содержанием мелкой составляющей (размер фракции < 0.074 мм) на приборах трехосного сжатия с контролем напряжений и деформаций. Результаты испытаний показали, что на диаграмме траектория напряжений определена как уникальная линия неустойчивости, которая может быть выражена компонентами напряженного состояния, полученными из шаровых и девиаторных инвариантов тензора напряжений. Критерий определения линии неустойчивости основан на эффективных напряжениях - если вертикальное эффективное напряжение в 2.5 раза превышает горизонтальное эффективное напряжение или девиаторное напряжение q равно среднему эффективному напряжению p', то возникает напряженное состояние, соответствующее точки неустойчивости. Это проиллюстрировано на рисунке 4, где показаны три траектории эффективных напряжений в условиях недренированного трехосного сжатия.

Исследования эффекта неустойчивости в глинистых грунтах в условиях трехосного сжатия в консолидировано-недренированных условиях с контролем порового давления были проведены А.Н. Усовым и др.[1]. Одной из целей исследования являлось определение точки неустойчивости – как характеристики неустойчивости, соответствующей моменту времени,

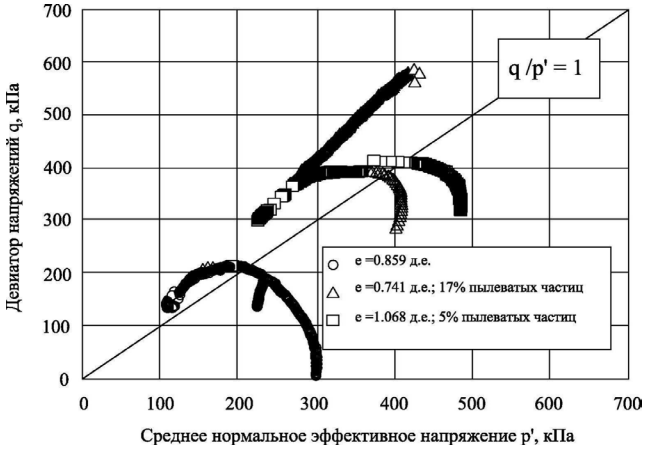


Рис. 4. Линия неустойчивости для песчаных грунтов с различным коэффициентом пористости и содержанием пылеватых частиц в условиях недренированных трехосных испытаний [29];

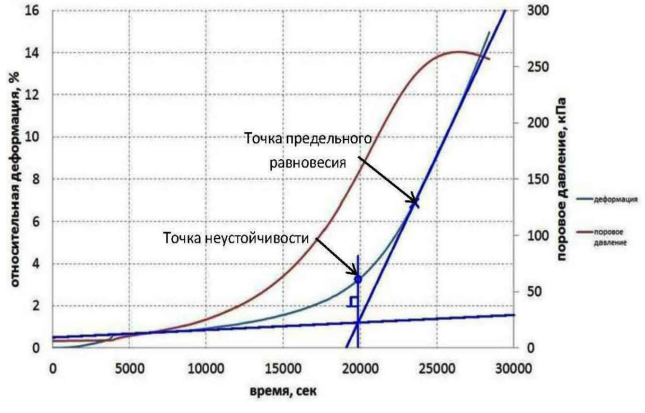


Рис. 5. Схема графического определения точки неустойчивости по результатам консолидировано-недренированного испытания в условиях трехосного сжатия[1];

после которого рост деформаций значимо ускоряется. Одним из наиболее отчетливых внешних критериев выделения точки неустойчивости является скорость изменения деформаций. Следовательно, была принята схема монотонного нагружения с постоянной скоростью увеличения нагрузки, равной 1 кПа/мин. Точка неустойчивости определяется графически на диаграмме развития осевой деформации во времени как пересечение с перпендикуляром, проведенным из точки пересечения касательных к линейным участкам графика накопления деформаций во времени (рис. 5).

Было установлено, что важной характеристикой точки неустойчивости является значение относительной деформации, после которой образцы глинистых грунтов переходят в неустойчивое состояние. Авторами полученный эффект был определен как пороговая деформация неустойчивости (thrε), которая зависит от предшествующей истории нагружения грунта. Было сделано предположение, что пороговая деформация различна для разных грунтов и по предварительным данным лежит в диапазоне от 2.18 до 14.24%. Также было сделано предположение, что у некоторых грунтов рост пороговой деформации происходит при средних напряжениях, превышающих нагрузку предварительного уплотнения, из-за заметной трансформации структурных связей уже на стадии консолидации. Несколько позже было предложено два подхода определения точки неустойчивости[2]. Первый подход основывается на установлении момента достоверного отклонения скорости накопления деформаций от скорости начального процесса деформирования (рис. 6). За точку деформационной неустойчивости принимается первая на диаграмме точка, значение скорости деформации в которой будет достоверно превышать начальную, т.е. будет превышать ее не меньше, чем на величину 3σ (σ – среднеквадратичное отклонение скорости деформации). Второй подходоснован на расчете величины суммарной работы, совершаемой над образцом при деформировании (рис. 7). Момент, отвечающий началу возрастания совершаемой над грунтом работы, и является точкой неустойчивости [2].

В последующих исследованиях[3] был сделан вывод о том, что к моменту возникновения деформационной неустойчивости уже происходят основные изменения строения глинистых грунтов за счет перераспределения порового пространства: существенно увеличивается количество крупных микропор (10–100 мкм) и возникает выраженная ориентировка

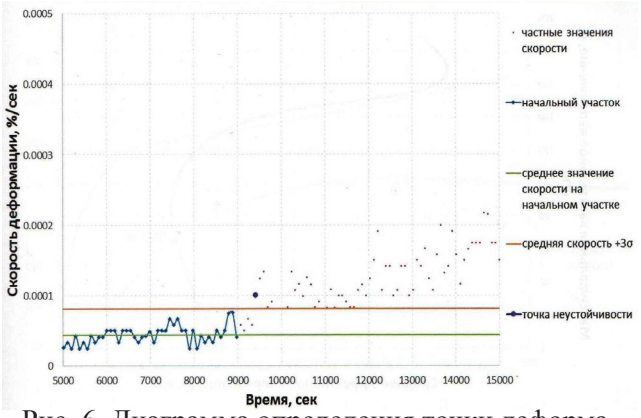


Рис. 6. Диаграмма определения точки деформационной неустойчивости через расчет скорости развития деформаций [2];

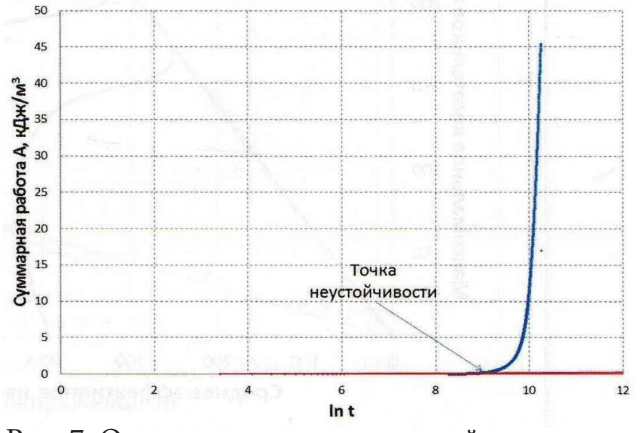


Рис. 7. Определение точки неустойчивости по величине суммарной работы [2]

структурных элементов грунта. При последующем деформировании, вплоть до разрушения, соотношение количества пор не меняется, при этом ориентировка структурных элементов увеличивается на протяжении всего процесса деформирования.

A.Sawicki и др. [37] исследовали возможность использования параметров грунтов, полученных при стандартных трехосных испытаниях в условиях осесимметричного нагружения,при анализе экспериментальных данных, полученных при исследованиях истинного трехосного сжатия для условий плоской деформации. Чтобы сравнить эти конфигурации, была применена инкрементная модель поведения песка до момента разрушения, которая является альтернативой другим подходам, таким как упругопластические модели грунтов, доминирующие в геотехнической инженерии. Основным отличием предложенного варианта является то, что суммарные деформации учитываются без различия их упругих и пластических компонентов.

Выводы

Исходя из выше изложенного, можно сделать следующие выводы:

1. С теоретической, а также с практической точек зрения крайне важно уметь точно идентифицировать область потенциальной нестабильности грунтов;

2. Увеличение скорости деформирования грунта при нагружении свидетельствует о возникновении состояния деформационной неустойчивости, связанного с перестройкой порового пространства в результате разрушения значительного количества контактов между частицами грунта;

3. Деформационная неустойчивость характеризуется линией неустойчивости, разбивающей поле на диаграмме «средние эффективные напряжения – девиатор напряжений» на зону устойчивого и неустойчивого состояния грунта;

4. Определение эффективной поверхности стрессоустойчивости грунта представляется довольно сложной работой. Обзор существующих на данный момент источников литературы позволяет сделать вывод, что местоположение линии неустойчивости не имеет фиксированного положения и предположительно проходит через пиковые значения девиатора напряжений;

5. Существующие методические подходы определения состояния деформационной неустойчивости грунтов основаны: 1 - на анализе скорости развития деформаций образца, 2 – на анализе работы, совершаемой при его деформировании (энергоемкость деформирования);

6. Каждая точка линии неустойчивости соответствует напряженному состоянию грунта с одинаковой пористостью, но при разном начальном напряженном состоянии;

7. Условия нагружения определяют возникновение состояния деформационной неустойчивости, что позволяет реализовывать различные траектории деформирования грунта в зоне неустойчивости вплоть до достижения критического состояния;

8. Практически все исследования по вопросу определения состояния деформационной неустойчивости посвящены песчаным грунтам и песчано-глинистым смесям, материалов по глинистым грунтам чрезвычайно мало.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Усов А. Н., Сенцова Е. А., Вознесенский Е. А. Закономерности проявления неустойчивости в глинистых грунтах в условиях монотонного трехосного сжатия. // Инженерные изыскания, 2014,№ 5-6, с. 19–23.

2. Усов А.Н., Вознесенский Е.А. Деформационная неустойчивость в глинистых грунтах. Возникновение и идентификация. // Инженерная геология, 2016, № 2, с.14-21.

3. Усов А.Н., Чернов М.С., Соколов В.Н., Вознесенский Е.А. Изменение микростроения глинистых грунтов при деформировании в условиях трехосного сжатия с учетом проявления деформационной неустойчивости. // Вестник Московского Университета. Серия 4. Геология, 2017, № 6, с. 87-91.

4. Castro G. Liquefaction of sands. PhD. Thesis, Soil Mechanics Series № 81, Harvard University, Cambridge, Mass., 1969

5. Chu J., Lo S.C.R., Lee I. K. Instability of granular soils under strain path testing // Journal of Geotechnical Engineering, 1993, Vol.119, № 5, P. 874-892.

6. Chu J., Leong W. K. Effect of fines on instability behaviour of loose sand. // Geotechnique, 2002, Vol.52, .№10, P. 751–755.

7. Chu J., Wanatowski D. Instability conditions of loose sand in plane strain // Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 2008, Vol.134, № 1, P. 136–142.

8. Daouadji A., AlGali H., Darve F., Zeghloul A. Instability in granular materials: experimental evidence of diffuse mode of failure for loose sands. // Journal of Engineering Mechanics, 2009, Vol.136, №5, P. 575-588.

9. Doanh T., Ibraim E., Matiotti, R. Undrained instability of very loose Hostun sand in triaxial compression and extension. Part 1: experimental observations. // Mechanics of Cohesive-frictional Materials, 1997, Vol.2, №1, P. 47-70.

10. Fourie A. B., Blight G. E., Papageorgiou G. Static liquefaction as a possible explanation for the Merriespruit tailings dam failure. // Canadian Geotechnical Journal, 2001, Vol.38, №4, P. 707-719.

11. Georgiannou V. N., Hight D. W., Burland J. B. Behaviour of clayey sands under undrained cyclic triaxial loading. // Géotechnique, 1991, Vol.41, №3, P. 383-393.

12. Hanzawa H. Itoh Y., Suzuki K. Shear characteristics of quick sand in the Arabian Gulf // Soils and Foundations, 1979, Vol.19, №4, P. 1-16.

13. Haththotuwa C. K., Grozic J. L. H. On the undrained compressive behavior of gassy soil. // In Proceedings of the 61st Canadian Geotechnical

Conference, 21-24 September 2008, Edmonton, AB, Canada, 2008, P. 370-374.

14. Haththotuwa C. K., Grozic J. L. H. Behaviour of loose silty sands. // Canadian Geotechnical Conference, Halifax, Nova Scotia. Paper ID. 175, 2009.

15. Haththotuwa C. K., Grozic J. L. H. The undrained response of loose silt sands containing gas bubbles. // In Proceedings of the 63rd Canadian Geotechnical Conference, 20-23 September 2009, Calgary, Alberta, Canada., 7 pgs. Paper ID. 527. 2010.

16. Haththotuwa C. K., Grozic J. L. H. Effect of fines content on instability behaviour of loose silt-sands containing gas bubbles. // In Proceedings of the 14th Pan-American Conference on Soil Mechanics and Geotechnical Engineering, 2-6 October 2011, Toronto, Canada, 2011.

17. Hussain M., Sachan A. Experimental study on static and cyclic liquefaction of cohesionless Chang dam soil. // 7th International Conference of Earthquake Geotechnical Engineering (ICEGE), Roma, Italy, 2019.

18. Hussain M., Bhattacharya D., Sachan A. Static liquefaction response of medium dense silty-sand of Chang dam. // In Geo-Congress 2019: Eighth International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering, ASCE, Philadelphia, 2019, P. 384 - 394.

19. Ishihara K., Verdugo R., Acacio A.A. Characterization of cyclic behaviour of sand and postseismic stability analysis. // Proceedings of the IX Asian Regional Conference on Soil Mechanics and Foundation Engineering, Bangkok, Thailand, 1991, Vol.2, P. 17-40.

20. Konrad J. M. Undrained response of loosely compacted sands during monotonic and cyclic compression tests. // Géotechnique, 1993, Vol.43, №1, P. 69-89.

21. Kramer S. L. Geotechnical earthquake engineering. Prentice-Hall, New Jersey, USA, 1st edition, 1996, P. 673.

22. Lade P. Experimental observations of stability, instability, and shear planes in granular materials. // IngenieurArchiv, 1989, № 59, P.114-123.

23. Lade P. V., Nelson R. B., Ito Y. M. Instability of granular materials with no associated flow. // Journal of Engineering Mechanics, ASCE, 1988, Vol.114, № 12, P.2173-2191.

24. Lade P. V. Static instability and liquefaction of loose fine sandy slopes. // Journal of Geotechnical Engineering, ASCE, 1992, Vol.118, №1, P.51–71.

25. Lade P. V. Instability and sand in the prefailure hardening regime. // Proc. First conf. on Pre -failure Deformation Characteristics of Geomaterials, Sapporo 12-14 September I994, Rotterdam: Balkema, 1995, Vol.2, P.837-854.

26. Lade P. V., Yamamuro J. A., Bopp P. A. Influence of time effects on instability of granular materials. // Computers and Geotechnics, 1997, Vol. 20, № 3–4, P.179–193.

27. Lade P. V., Yamamuro J. A. Evaluation of static liquefaction potential of silty sand slopes. // Canadian Geotechnical Journal, 2011, Vol. 48, № 2, P.247–264.

28. Leong W. K. Chu J. The C. I. Liquefaction and instability of a granular fill material. // Geotechnical Testing Journal, 2000, Vol.23, №2, P.178–92.

29. Lipinski M. J., Wolski W. Onset conditions of liquefaction. // Proc. of XVth Int. Con. SMGE. Istanbul, 2001, Vol.1, P.187-190.

30. Lipinski M. J., Wolski W. Parameters describing flow liquefaction of soils // Proceedings of 16th ICSMGE. Millpress Science Publishers Rotterdam, Osaka, 2005, Vol.2, P.547-550.

31. Liu J., Wang G., Kamai, T., Zhang, F., Yang, J., Shi, B. Static liquefaction behaviour of saturated fiber-reinforced sand in undrained ring-shear tests. // Geotextiles and Geomembranes, 2011, Vol.29, №5, P.462-471.

32. Marinelli F., Pisanò F., Di Prisco, Buscarnera G. Model-based interpretation of undrained creep instability in loose sands. // Géotechnique, 2018, Vol.68, №6, P.504-5017.

33. Muhammad K. Case history-based analysis of liquefaction in sloping ground. //Dissertation. Department of Civil and Environmental Engineering, University of Illinois, Urbana, 2012, P.489.

34. Olson S. M., Obermeier S. F., Stark T. D. Interpretation of penetration resistance for back-analysis at sites of previous liquefaction. // Seismological Research Letters, 2001, Vol.72, №1, P.46-59.

35. Pan K., Cai Y. Q., Yang Z. X., Pan X. D. Liquefaction of sand under monotonic and cyclic shear conditions: Impact of drained preloading history // Soil Dynamics and Earthquake Engineering, 2019, Vol.126.

36. Sasitharan, S. Collapse behavior of very loose sand. Ph.D. Thesis, University of Alberta, Edmonton, Alberta, 1994.

37. Sawicki A., Sławinska J., Mierczynski J., Smyczynski M. Mechanical Properties of Granular Soils: Triaxial versus Plane Strain Investigations. // Archives of Hydro-Engineering and Environmental Mechanics, 2016, Vol.63, № 2–3, P 135–156.

38. Seed B., Lee K. L. Liquefaction of saturated sands during cyclic loading. // Journal of Soil Mechanics, Foundations Division, 1966, Vol.92, №6, P.105-134.

39. Skopek P. Collapse behaviour of very loose dry sand. Ph.D. thesis, University of Alberta, 1994, P.106.

40. Sladen J.A., D'Hollander R.D., Krahn J. The liquefaction of sands, a collapse surface approach. // Canadian Geotechnical Journal, 1985, Vol.22, P. 564-578.

41. Świdziński W., Mierczyński J. Instability line as a basic characteristic of non-cohesive soils // Archives of Hydro-Engineering and Environmental Mechanics, 2005, Vol.52, №1, P.59.

42. Vaid Y.P., Chem J.C. Cyclic and monotonic undrained response of saturated sands. // Advances in the Art of Testing Soils Under Cyclic Conditions. ASCE, New York, N.Y., 1985, P.120-147.

43. Vaid Y. P., Sivathayalan S. Fundamental factors affecting liquefaction susceptibility of sands. // Canadian Geotechnical Journal, 2000, Vol.37, №3, P.592-606.

44. Yamamuro J. A., Lade P. V. Static liquefaction of very loose sands // Canadian Geotechnical Journal, 1997, Vol.34, №6, P.905-917.

45. Yamamuro J. A., Covert K. M. Monotonic and cyclic liquefaction of very loose sands with high silt content. // Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 2001, Vol.127, №4, P.314-324.

CURRENT STATE ISSUE DEFORMATION INSTABILITY DISPERSED SOILS

©2019 V.V. Funikova *, V.A. Babenko **

** Engineering and Environmental Geology Department, Faculty of Geology, Lomonosov Moscow State University, GSP-1, 1 Leninskiye Gory, Moscow, 119234, Russia, funikova@geol.msu.ru*

*** JSC VNIPIpromtekhnologii, 33 Kashirskoeshosse, Moscow, 115409, Russia, Babenko.V.A@vnipipt.ru*

This paper examines dispersed soils deformation considering from the point of view manifestation deformation instability as a subcritical state preceding their destruction. Is reflected the history of study soils deformation instability state under various methodological approaches, under different conditions of loading and on different testing equipment. This paper was aimed at setting out the main achievements in the field studying soils subcritical state preceding their destruction.

Key words: instability line, deformation instability, instability point, triaxial compression, liquefaction, sandy soils, clay soils.

УДК 631.48

ЛАБОРАТОРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ПЕРЕРАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА ПО ПРОФИЛЮ ЛЕСНЫХ ПЕСЧАНЫХ ПОЧВ

© 2019 г. А.И. Попов, А.В. Русаков

Санкт-Петербургский государственный университет,
Институт наук о земле, кафедра почвоведения и экологии почв,
16-я Линия, д. 29, г. Санкт-Петербург,199178, Россия
paihumic@gmail.com; spp-06@mail.ru

Статья посвящена исследованию условий формирования подзолов и бурозёмов, в частности, выяснению влияния нисходящих потоков влаги, их сочетания с восходящими потоками, а также зон аэрации на распределение железа в толще искусственно-созданной песчаной массы, помещенной в колонки. Имитировались две группы факторов: условия увлажнения и наличие зон аэрации. В одной группе колонок сверху вводили водный раствор ацетата железа, избыток которого удалялся. В другой группе колонок также добавляли сверху аналогичный раствор, но избыток раствора накапливался в поддоне, а затем капиллярно поступал в колонки. После окончания эксперимента вся масса столба песка была разделена на 12 слоев. Каждый слой каждой колонки характеризовался величинами pHH2O, суммы обменных оснований и подвижными соединениями железа по Тамму. Как следовало из результатов эксперимента, бурозёмы, по всей видимости, формируются при преобладающем нисходящем потоке влаги, а подзолы — при сочетании нисходящих потоков влаги с восходящими. На элювиально-иллювиальный характер перераспределения соединений железа также оказывали влияние зоны аэрации.

Ключевые слова: педогенез, лабораторное моделирование, подзолы, бурозёмы.

Введение

Альфегумусовые почвы, в частности бурозёмы (или в соответствии с Всемирной справочной базой почвенных ресурсов (WRB) — Umbrisols) и подзолы (или Spodosols), широко распространены от тундры до южной тайги в Европейской части России [6–8, 12]. Эти почвы формируются на песках и являются типичными для хвойных или бореальных лесов.

Профиль бурозёмов состоит из подстилки (иногда со слоем гумуса типа мор) и обогащенного соединениями железа В горизонта, который постепенно переходит в почвообразующую породу. В бурозёмах, в отличие от подзолов, элювиальный горизонт отсутствует. В Al-Fe-горизонте (BM) наблюдается накопление подвижных форм полуторных оксидов и гуминовых веществ, придающих характерную оранжево-коричневую («ржавую») окраску. Полуторные оксиды и гуминовые вещества образуют аллохтонные пленки на поверхности минералов [8].

В профиле подзолов выделяют: подстилку (O(AO)), элювиальный горизонт (E) и иллювиальный горизонт (BHF). Подзолы имеют четкую элювиально-иллювиальную дифференциацию соединений полуторных оксидов. В подзолах из верхних горизонтов происходит элювиирование соединений железа, глинистых минералов, гуминовых веществ и других водорастворимых соединений. Иллювиальные горизонты обогащены соединениями железа, аморфными глиноземом и органическим веществом [8].

Хорошо известно [3, 6–8, 10, 11], что почвообразование песчаных почв, сформированных под лесной растительностью, характеризуется: бимодальным распределением всасывающих влагу корней растений (к верхней части профиля приурочены корни травянистых растений, а к срединной части — древесных растений), контрастным окислительно-восстановительным режимом, наличием водорастворимых органо-минеральных хелатных соединений железа, алюминия и других элементов и т. д. Альфегумусовые почвы, формирующиеся под лесной растительностью на песчаных почвообразующих породах, могут быть как с элювиальным горизонтом, так и без него, соответственно, подзолами или бурозёмами. При этом

подзолы формируются в пониженных («влажных») элементах рельефа, а бурозёмы — на более высоких («сухих») элементах рельефа. Причины этого явления в научной литературе не объясняются.

В связи с этим, целью публикации было с помощью лабораторного имитационного моделирования выявить влияние условий увлажнения (либо только за счет нисходящих потоков влаги, либо за счет сочетания нисходящих потоков влаги с восходящими) и наличия зон аэрации (зон потери влаги) на распределение железа в толще искусственно-созданной песчаной массы, помещенной в колонки.

Объекты и методы

Лабораторное моделирование

Лабораторное имитационное моделирование является одним из способов изучения педогенеза [3, 9, 13]. Наш эксперимент был связан с изучением генезиса подзолов и бурозёмов. В основу было положено предположение, что бурозёмы образуются за счет преобладания нисходящих потоков влаги, а подзолы — за счет сочетания нисходящих потоков влаги с обязательным последующим капиллярным подъемом этой воды. Схема лабораторного эксперимента приведена в таблице 1 и на рисунке 2. В каждую колонку в течение 35 суток раз в неделю добавлялось 250 мл 0,1 % водного раствора ацетата железа (Fe^{3+}). Имитировались две группы факторов: 1) условия увлажнения и 2) зоны аэрации (зоны потери влаги). Для этого был использован полевошпатовый средний песок. Свойства песка были следующими: pH_{H2O} ~ 8,4, сумма обменных оснований — 93 ммоль(+)•кг$^{-1}$ почвы, подвижные (кислоторастворимые формы) соединений железа (Fe_2O_3) — 1,3 мг•кг$^{-1}$ почвы. Песок помещался в полистирольные колонки, дно которых закрывалось капроновой сеткой с фильтровальной бумагой. Высота колонок составляла 310 мм, а внутренний их диаметр — 45 мм. Все колонки имели шесть радиально расположенных отверстий диаметром 3 мм на расстоянии 50 мм от верхней кромки колонок. Половина колонок имела вторую зону аэрации, представляющую собой шесть радиально расположенных отверстий диаметром 5 мм на расстоянии 140 мм вниз от первой линии отверстий (рис. 1). В отверстия вставлялись фитили — скрученная в конусы фильтровальная бумага. Так имитировались зоны аэрации, которые могут создаваться в профиле почв, сформированных под лесной растительностью за счет всасывания влаги корнями растений. Первая (верхняя) линия отверстий имитировала сосущую способность корней травянистых растений, а вторая линия отверстий — сосущую способность корней древесных пород. В соответствие с нашим мнением [10], в зонах аэрации могут накапливаться соединения железа. Эти зоны могут образовываться в местах скопления всасывающих влагу корней растений. Корни растений всасывают влагу, концентрация соединений железа в почвенном растворе увеличивается, и соединения железа выпадают в осадок.

Колонки с одной и двумя зонами аэрации были разделены на две группы. В одной группе колонок водный раствор ацетата железа вводили сверху, а его избыток удалялся. В другой группе колонок тот же раствор добавляли сверху, но избыток раствора накапливался в поддоне, а затем капиллярно вновь поступал в колонки (рис. 2).

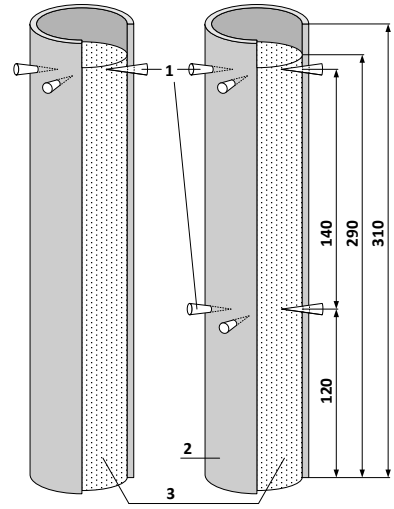


Рис. 1. Оборудование экспериментальных колонок.
1 — песчаная смесь;
2 — фитили из фильтровальной бумаги;
3 – полистирольная колонка.

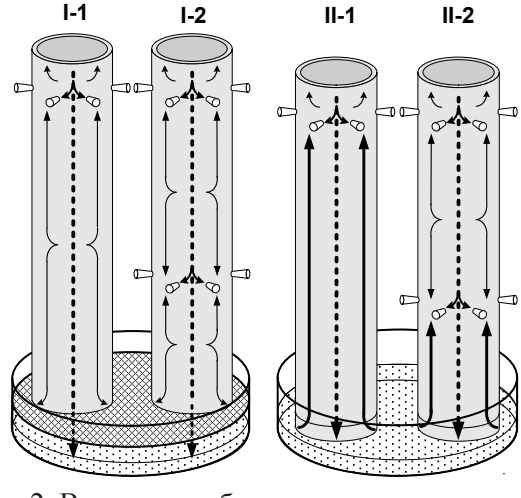


Рис. 2. Варианты лабораторного эксперимента. Пунктирные линии — движение добавляемого раствора; сплошные линии — возможное перераспределение влаги.

Таблица 1.

Схема лабораторного эксперимента.

Количество зон потери влаги	Нисходящий поток влаги	Нисходящий и последующий капиллярный подъем влаги
1	Вариант I-1	Вариант II-1
2	Вариант I-2	Вариант II-2

Характеристика песчаной массы, извлеченной из колонок

После окончания лабораторного модельного эксперимента вся песчаная масса колонок была разделена на 12 слоев. Одиннадцать слоев составляли 25 мм, а один (верхний) слой — 15 мм. В каждом слое каждой колонки были определены: величина водородного показателя водной вытяжки (pH_{H2O}) — отношение массы почвы к воде составляло 1:2,5; сумма обменных оснований — методом Каппена [1]; подвижные кислоторастворимые соединения железа с помощью 0,2 М H_2SO_4 — методом Тамма [1]. Все лабораторные анализы проводились в трех повторениях. Полученные результаты были обработаны методами вариационной статистики [2].

Результаты и обсуждение

Экспериментальные данные приведены в таблице 2 в виде скользящих средних.

Во всех вариантах характер распределения величин водородного показателя водной вытяжки (pH_{H2O}) в толще песчаной массы, помещенной в колонки, был однотипен: в верхней части реакция среды была слабокислой, а в нижней — слабощелочной (табл. 2). Высокие значения величин водородного показателя нижних частей песчаной массы свидетельствовали о гидролизе полевых шпатов. Как известно [4, 5], гидролитическое изменение полевых шпатов может сопровождаться частичным или полным выносом ионов Na^+, K^+ и Ca^{2+} из кристаллической решётки полевых шпатов, с образованием соответствующих углекислых солей.

Достоверных различий между значениями суммы обменных оснований в слоях песка в случае только нисходящего передвижения раствора (варианты I-1 и I-2) выявлено не было, при этом зоны аэрации влияния не оказали. Сочетание нисходящих потоков влаги с восходящими, а также наличие зон аэрации повлияли на распределение обменных оснований. Так в варианте II-1 (одна верхняя зона аэрации) значения суммы обменных оснований были максимальными под зоной аэрации. В случае наличия капиллярного подъема влаги и двух зон аэрации (вариант II-2), достоверное увеличение значений наблюдалось под нижней зоной аэрации. В этой зоне, очевидно, происходил «перехват» капиллярного подъема влаги.

В случае нисходящего перемещения раствора зоны аэрации (варианты I-1 и I-2) не оказали влияния на перераспределение кислоторастворимых соединений железа. Характер

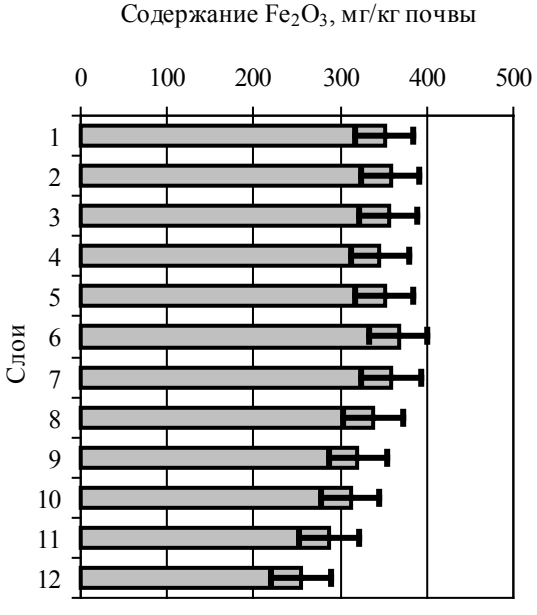


Рис. 3. Содержание Fe_2O_3, мг•кг$^{-1}$ почвы. Нисходящее передвижение влаги и одна зона аэрации.

Здесь и далее, размах — наименьшая существенная разность при 95 % уровне значимости.

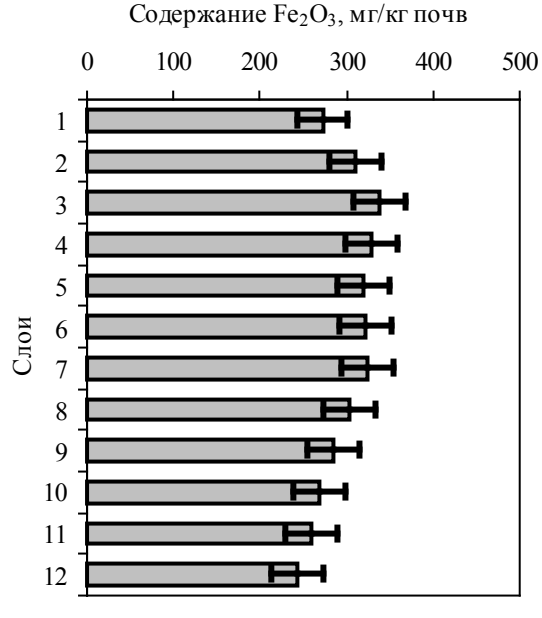


Рис. 4. Содержание Fe_2O_3, мг•кг$^{-1}$ почвы. Нисходящее передвижение влаги и две зоны аэрации.

Таблица 2.

Величины водородного показателя водной вытяжки (pH_{H2O}), значения суммы обменных оснований, содержание кислоторастворимых форм соединений железа (Fe_2O_3) в различных слоях песчаной массы модельных колонок.

Слои	pH водной вытяжки				Сумма обменных оснований, ммоль(+)•кг$^{-1}$ почвы				Содержание Fe_2O_3, мг•кг$^{-1}$ почвы			
	I-1	I-2	II-1	II-2	I-1	I-2	II-1	II-2	I-1	I-2	II-1	II-2
1	7,2	6,1	6,7	6,5	61	63	45	49	351	272	437	347
2	7,3	6,4	6,9	6,7	62	61	45	48	358	311	408	349
3	7,6	7,0	7,2	6,9	63	59	50	49	356	339	353	330
4	7,9	7,6	7,4	7,3	62	58	58	50	346	329	300	298
5	8,3	8,1	7,7	7,6	62	59	65	52	351	319	250	279
6	8,7	8,5	7,9	8,0	62	60	66	52	367	322	225	291
7	8,9	8,8	8,3	8,4	63	61	64	56	359	324	232	310
8	9,0	8,9	8,5	8,7	62	59	62	60	338	303	258	315
9	9,1	8,9	8,7	8,9	60	60	59	64	320	285	296	293
10	9,1	8,9	8,7	8,8	59	61	53	63	312	269	308	273
11	9,1	9,0	8,5	8,5	57	62	48	61	287	259	331	259
12	9,1	9,0	8,4	8,2	56	62	44	58	255	242	342	260
$F_{факт.}$	7,42	7,43	15,92	11,10	1,57	0,89	24,35	11,56	12,68	15,17	44,74	12,49
F_{05}	2,22	2,22	2,22	2,22	2,22	2,22	2,22	2,22	2,22	2,22	2,22	2,22
$НСР_{05}$	0,8	0,8	0,8	0,8	—	—	6	6	34	30	32	31
$F_{факт.}$	9,84				10,14				21,78			
F_{05}	1,50				1,50				1,50			
$НСР_{05}$	0,8				6				31			

Примечания: I-1, I-2, II-1 и II-2 — варианты, $F_{факт.}$ — критерий Фишера фактический, F_{05} — критерий Фишера теоретический (табличный) при 95 % уровне значимости, $НСР_{05}$ — наименьшая существенная разность при 95 % уровне значимости.

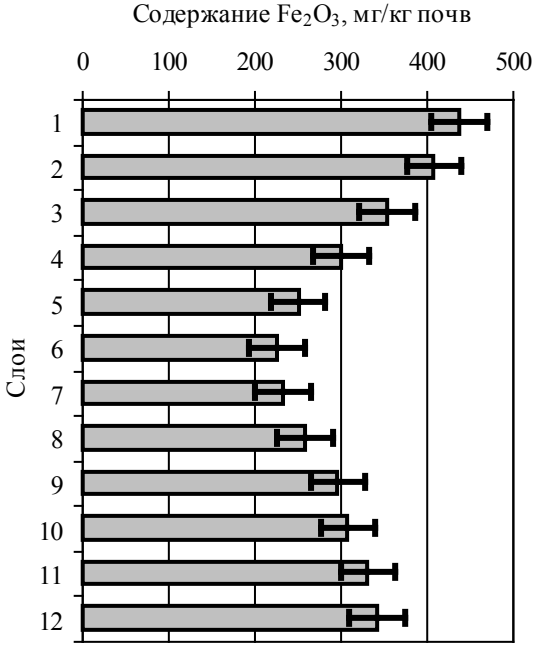


Рис. 5. Содержание Fe_2O_3, мг•кг$^{-1}$ почвы. Нисходящий и последующий капиллярный подъем влаги и одна зона аэрации.

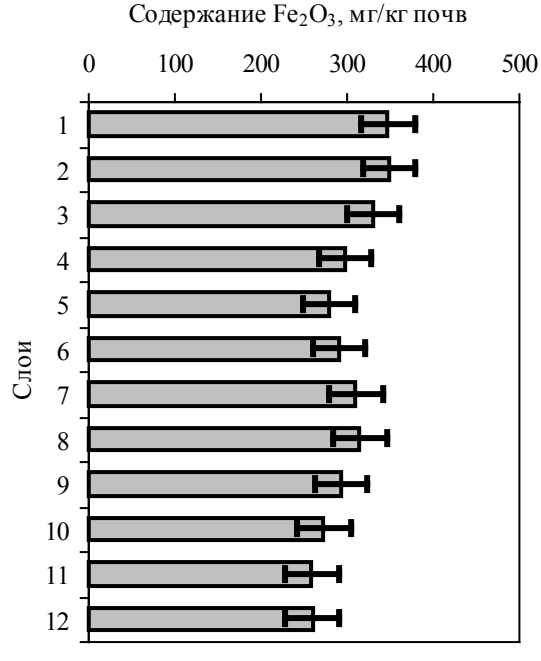


Рис. 6. Содержание Fe_2O_3, мг•кг$^{-1}$ почвы. Нисходящий и последующий капиллярный подъем влаги и две зоны аэрации.

перераспределения железа в этих вариантах был похожим (r = 0,78) — относительное накопление в верхней толще песка модельных колонок и уменьшение в нижней трети толщи (рис. 3 и 4). Выявлены существенные тесные квадратичные зависимости между содержанием соединений железа и значениями водородного показателя водной вытяжки (r = 0,71 и r = 0,83 для вариантов I-1 и I-2, соответственно). По всей видимости, нисходящий поток влаги способствует образованию буроземов.

Сочетание нисходящего передвижения влаги с восходящим капиллярным подъемом способствовали дифференциации перераспределения кислоторастворимых соединений железа песчаной толщи колонок. При этом наличие зон аэрации оказало заметное влияние. Одна (верхняя) зона аэрации привела к относительному накоплению соединений железа и в верхней, и нижней частях песчаной массы, срединная часть была относительно обеднена соединениями железа. Иными словами, образовался элювиальный «горизонт» (рис. 5). Наличие двух зон аэрации способствовало формированию элювиально-иллювиального перераспределения соединений железа (рис. 6). Элювиальный «горизонт» находился в верхней части толщи между зонами аэрации, а иллювиальный «горизонт» был приурочен к нижней зоне аэрации. Иначе говоря, профиль подзолов, очевидно, формируется при сочетании нисходящих потоков влаги с восходящими.

Заключение.

Сочетание нисходящего промачивания с последующим капиллярным подтягиванием влаги к поверхности, а также наличие двух зон аэрации, способствовали элювиально-иллювиальному перераспределению соединений железа в песчаной массе за короткий период. Очевидно, что в природе подзолы могут формироваться подобным образом. С другой стороны, отсутствие подъема влаги не приводило к перераспределению соединений железа в песчаной массе. По-видимому, нисходящий промывной водный режим песчаных почв на дренируемых территориях занятых лесной растительностью приводит к формированию буроземов.

Экспериментальные данные подтвердили, что буроземы могут образовываться только при преобладании нисходящих потоков влаги, а подзолы — при обязательном капиллярном подъеме влаги, т. е. в полугидроморфных условиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аринушкина Е. В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 487 с.

2. Дмитриев Е.А. Математическая статистика в почвоведении. Учебник. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 320 с. ISBN: 5-211-02930-5

3. Зайдельман Ф.Р. Подзоло- и глееобразование. М.: Наука, 1974. 208 с.

4. Ковда В.А. Основы учения о почвах. Общая теория почвообразовательного процесса. КН. 1. М.: Наука, 1973. 448 с.

5. Оллиер К. Выветривание / Пер. с англ. С. С. Чекина, В. С. Знаменского / Под ред. В. П. Петрова. М.: Недра, 1987. 346 с.

6. Переверзев В.Н. Лесные почвы Кольского полуострова. – М.: Наука, 2004, 232 с. ISBN: 5-02-033298-4

7. Пономарёва В.В. Теория подзолообразовательного процесса: Биохимические аспекты. М.–Л.: 1964, Наука. 380 с.

8. Тонконогов В.Д. Причины формирования таежных и тундровых почв с дифференцированным по содержанию оксидов Fe и Al профилем // Почвоведение. 2009. № 4. С. 387–390.

9. Цыплёнков В.П., Попов А.И. Моделирование условий образования иллювиальных горизонтов лесных почв// Моделирование почвообразовательных процессов гумидной зоны/ Труды Биол. НИИ ЛГУ им. А.А. Жданова. Л., 1984. № 35. С. 68-85.

10. Anderson H.A., Berrow M.L., Farmer V.C. et al. A reassessment of podzol formation processes. European Journal Soil Science. 1982. V. 33. P. 125–136. doi.org/10.1111/j.1365-2389.1982.tb01753.x

11. Andreux F., Faivre P., Bonne M. Nature et dynamique des matieres organiques impliquees dans les processus de podzolisation. In: Podzols et Podzolisation / Eds.: D. Righi, A. Chauvel. Paris: Publisher: INRA Publishing, France, 1987. P. 119–130. ISBN 2-7380-0005-3

12. Bridges E.M. World soils. 3rd ed.; Publisher: Cambridge University Press, UK, 1997. 176 p. ISBN-10: 0521497779. ISBN-13: 978-0521497770.

13. Cornu S., Quénard L., Cousin I., Samouëlian A. Experimental approach of lessivage: Quantification and mechanisms // Geoderma. 2014. V. 213. P. 357–370. http://dx.doi.org/10.1016/j.geoderma. 2013.08.012

LABORATORY MODELING OF IRON REDISTRIBUTION CONDITIONS IN FOREST SANDY SOILS

© 2019 г. A.I. Popov, A.V. Rusakov

St. Petersburg State University, Institute of Earth Sciences, Department of Soil Science and Soil Ecology, 29 Line 16th (Vasilyevsky Island), 199178, St. Petersburg, Russia
paihumic@gmail.com; spp-06@mail.ru

This paper is related to study of podzols' and brown soils' genesis, in particular, to find out the influence of descending moisture flows and combination of descending moisture flows with ascending ones, as well as aeration zones presence on distribution of iron in the thickness of an artificially created sand mass placed in columns. Two groups of factors were simulated: moistening conditions and presence of aeration zones. In one group of columns, an aqueous solution of iron acetate was added from above, the excess of which was removed. In another group of columns, a similar solution was also added on top, but the excess solution accumulated in the tray and then capillary entered the columns. After the end of the experiment, the entire mass of the sand column was divided into 12 layers. Each layer of each column was characterized by pH(H2O), the sum of exchange bases, and mobile iron compounds according to Tamm. As follows from the results of the experiment, brown soils, apparently, are formed with predominating descending moisture flows, and podzols—with combination of descending moisture flows with ascending ones. Aeration zones also influenced on the eluvial-illuvial character of iron compounds reallocation.

Key Words: pedogenesis, laboratory modeling, podzol (Spodosol), brown soil (Umbrisol)

В 2019 году исполняется 90 лет кафедре "Грунтоведения и инженерной геологии" Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета.

Создание в Ленинградском университете на геологическом факультете в 1929 г. кафедры «Грунтоведения», как она называлась на первоначальном этапе, под руководством чл.-корр. АН СССР проф. П.А. Земятченского было продиктовано необходимостью подготовки специалистов в области изучения грунтов, в том числе применительно к строительной сфере. На протяжении долгой истории кафедрой руководили такие выдающиеся ученые, как В.В. Охотин, П.О. Бойченко, А.К. Ларионов, В.М. Кнатько, занимались научной и преподавательской деятельностью крупнейшие специалисты в различных областях инженерной геологии проф. М.И. Сумгин (мерзлотоведение), проф. Н.Н. Иванов (механика грунтов), проф. Н.А. Цытович (механика грунтов), проф. М.П. Лысенко (изучение лессовых грунтов), проф. И.П. Иванов (теория естественной прочности грунтов) и др. Следует также отметить период с 1995 по 2016 гг., когда кафедрой руководил доцент В.Г. Зайончек, возглавивший новое научное направление «морская инженерная геология», включая «морское грунтоведение».

В процессе своего развития, наряду с другими дисциплинами, грунтоведение вошло в цикл наук, объединенных инженерной геологией. Вследствие этого, кафедра расширила профиль подготавливаемых специалистов, сфера деятельности которых неразрывно связана со строительной отраслью и направлена на изучение вопросов взаимодействия оснований сооружений с подстилающими их грунтами. Без знания характерных геологических особенностей грунтов, их свойств, а также процессов, происходящих в них, нереально оценить возможность и безопасность строительства любого вида сооружений. Это делает логично обоснованным и необходимым сотрудничество кафедр различных вузов, занимающихся подготовкой студентов строительного профиля и выпускающих специалистов в области грунтоведения и инженерной геологии. Примером такого взаимодействия могут служить многолетние контакты и взаимопомощь преподавателей кафедр "Геотехники" Санкт-Петербургского государственного архитектурно-строительного университета (СПбГАСУ) и "Грунтоведения и инженерной геологии" Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета

С момента основания кафедры "Грунтоведения и инженерной геологии" в числе поставленных перед нею задач была подготовка кадров в преподавательской сфере, в частности, для строительных вузов. В этом контексте, нельзя не отметить роль её выпускников и сотрудников, связанных по роду своей деятельности с кафедрой "Геотехники" СПбГАСУ.

Из относительно недавнего прошлого стоит упомянуть работу на кафедре «Геотехники» (ранее «Основания, фундаменты и механика грунтов») преподавателя (в должности ассистента, доцента, профессора) Н.И. Зеленковой, окончившей в 1961 г. кафедру «Грунтоведения» СПбГУ (ЛГУ) и успешно защитившей в 1972 г. кандидатскую диссертацию «Исследование взаимодействия алевролитов со щелочными растворами». В дальнейшем она продолжила научные исследования, результаты которых были опубликованы в серии статей. Однако основной деятельностью Н.И. Зеленковой была преподавательская работа, в процессе которой она обеспечивала подготовку высококвалифицированных специалистов, читая лекции по «Инженерной геологии», «Инженерной геологии и гидрогеологии» в рамках учебной программы для студентов, а также на курсах «Повышения квалификации руководящих работников и специалистов строительного комплекса». Важной составля-

ющей частью подготовки будущих специалистов строительного профиля на кафедре «Геотехники» является учебная практика, поэтому Н.И. Зеленкова регулярно выезжала со студентами на полевые работы в Ленинградскую область. В результате ею был подготовлен ряд методических указаний и учебных пособий, а также два видеофильма по геологической практике. Используя свой научный и практический опыт, Н.И. Зеленкова часто во многом помогала как аспирантам, так и молодым начинающим преподавателям.

Выпускницей кафедры «Грунтоведения и инженерной геологии» являлась и В.А. Челнокова, которая после окончания СПбГУ (ЛГУ) в 1979 г. работала инженером научно-исследовательского отдела СПбГАСУ (ЛИСИ), а в 1981 г. перешла на преподавательскую работу, которой занималась около 36 лет. В её учебную нагрузку входило проведение лабораторных и практических занятий по курсам «Инженерная геология», «Инженерная геология и гидрогеология» для студентов строительных специальностей, учебная геологическая практика, которые она совмещала с большой организационной и учебно-методической работой, а также научными исследованиями по оценке физико-механических свойств грунтов. В.А. Челнокова стала соавтором Н.И. Зеленковой при подготовке несколько методических указаний и учебных пособий.

Значительный вклад в подготовку специалистов строительного профиля в СПбГАСУ внесли, работая по совместительству, такие сотрудники кафедры "Грунтоведения и инженерной геологии" СПбГУ, как кандидаты геолого-минералогических наук, доцент Н.Г. Корвет и старший преподаватель А.А. Еремеева, выпускники кафедры "Инженерной геологии" СПГУ. Наряду с чтением лекций, проведением лабораторных работ, выездами со студентами на геологическую практику, они принимали участие в разработке программы «Инженерно-геологические изыскания и безопасность капитального строительства» для дистанционной системы обучения СПбГАСУ в рамках курсов повышения квалификации руководящих работников и специалистов строительного комплекса. Плодотворное сотрудничество этих преподавателей с кафедрой «Геотехники» продолжается и в настоящее время. Следует отметить, что Н.Г. Корвет являлась в 2006 – 2009 гг. членом редакционной коллегии «Межвузовского тематического сборника» СПбГАСУ, участвовала в учебно-методической работе, следствием чего стала подготовка и выпуск Учебного пособия в издательстве СПбГАСУ, а также издание в 2016 г. группой авторов, в состав которой, кроме Н.Г. Корвет, вошли преподаватели кафедры «Геотехники» разных лет М.С. Захаров, Т.Н. Николаева и др., Учебного пособия (серия «Учебники для вузов») «Почвоведение и инженерная геология» для студентов строительных специальностей.

Отдельно необходимо отметить научные труды, многочисленные учебники и монографии, написанные сотрудниками и преподавателями кафедры «Грунтоведения и инженерной геологии», которые широко используются в учебном процессе и не потеряли своей актуальности в настоящее время не только для инженеров-геологов, но и для специалистов в области строительства – геотехников. Среди их авторов такие выдающиеся ученые как профессор М.И. Сумгин – один из основоположников мерзлотоведения («Общее мерзлотоведение», 1940), профессор Н.Н. Иванов – специалист в области механики грунтов («Дорожное почвоведение и механика грунтов», 1934)). С 1934 по 1951 гг. курсы лекций «Мерзлотоведение» и «Механика грунтов» читал автор одноименного учебника, член-корреспондент АН СССР, профессор Н.А. Цытович («Механика грунтов», 1963).

Благодаря сложившемуся тесному взаимодействию, студенты кафедры «Грунтоведения и инженерной геологии» имели возможность при написании выпускных работ обращаться за консультациями и фактическими материалами по объектам строительства на кафедру «Геотехники» СПбГАСУ.

Сотрудники кафедры "Геотехники" от всего сердца поздравляют с предстоящим юбилеем кафедру "Грунтоведения и инженерной геологии" СПбГУ!

90 лет – солидный срок для любой кафедры; в случае с кафедрой "Грунтоведения и инженерной геологии" он говорит о неизменно высоком качестве образования, о наличии традиций, о великих предшественниках, на которых стоит равняться. Отдельно хочется поблагодарить преподавателей разных лет, которые дали «путевку в жизнь» не одному поколению грунтоведов. Гордимся, что именно ваши выпускники работали в том числе и на кафедре "Геотехники" СПбГАСУ. Ваш диплом всегда был знаком качества; уверены, что так будет и в будущем.

Коллектив кафедры «Геотехники»
Санкт-Петербургского государственного
архитектурно-строительного университета.

СВЕДЕНИЯ ОБ АВТОРАХ

Бабенко Виктория Анатольевна- АО "ВНИПИпромтехнологии", гл. специалист,
Россия, 115409, г. Москва, Каширское шоссе, д. 33, тел. 8 (495) 544-11-22, Babenko.V.A@vnipipt.ru

Попов Александр Иванович - доктор сельскохозяйственных наук, кафедра почвоведения и экологии почв Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, профессор,
Россия, 199178, г. Санкт-Петербург,16-я линия, д. 29, тел. 8 (812) 328-33-62
paihumic@gmail.com

Русаков Алексей Валентинович - доктор географических наук, заведующий кафедрой почвоведения и экологии почв Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, профессор,
Россия, 199178, г. Санкт-Петербург,16-я линия, д. 29, тел. 8 (812) 321-33-62
spp-06@mail.ru

Сенцова Екатерина Алексеевна - кафедра инженерной и экологической геологии геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, инженер,
Россия, 119991, г. Москва, ул. Ленинские горы, д. 1, тел. +7 (495) 939-23-70
sentsovaea@gmail.com

Усов Вячеслав Александрович - кандидат геолого-минералогических наук, кафедра грунтоведения и инженерной геологии Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета, доцент,
Россия, 199034, г. Санкт-Петербург, Университетская наб., д 7/9
Usov.va@mail.ru

Фуникова Виктория Викторовна - кандидат геолого-минералогических наук, кафедра инженерной и экологической геологии геологического факультета Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова, старший научный сотрудник,
Россия, 119234, г. Москва, ул. Ленинские горы, д. 1, тел. 8 (495) 939-16-56,
funikova@geol.msu.ru

Сдано в набор: 18.12.2019 Подписано в печать: 25.12.2019 Формат бумаги: 60x88 1/8
Цифровая печать. Тираж 100 экз.

Учредитель: Охотинское общество грунтоведов

Издатель: «Центр генетического грунтоведения»
190068, Санкт-Петербург, Лермонтовский пр., 7, лит. А

Отпечатано в типографии «СВЕН»