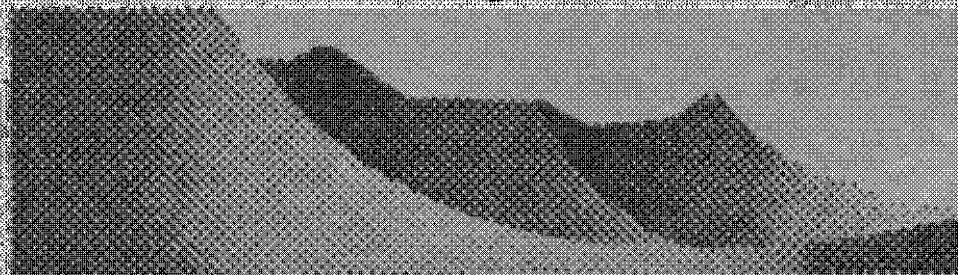


ОПОЛЗНИ

северо-западного
побережья
Черного
моря



их изучение
и прогноз

Северо-западное побережье Черного моря от устья Дуная до Днепро-Бугского лимана — один из наиболее перспективных районов с точки зрения организации массового отдыха и оздоровления трудящихся. Мягкий климат, большое количество солнечных дней дают возможность считать этот район весьма благоприятной в рекреационном отношении территорией страны. Однако естественные пляжи, представляющие собой главный рекреационный элемент и принимающие основную антропогенную нагрузку, развиты только в пределах пересыпей лиманов и кос. Из 200 км описываемого побережья на пересыпи и косы приходится 70 км, остальные берега активно размываются волноприбоем и подвержены обвалам и оползням, препятствующим народнохозяйственному освоению территории. Для правильной организации работ по борьбе с оползнями и обвалами необходимо оценить климатические условия, ветровой и гидрологический режимы, режим волнений, проанализировать сведения о ходе уровня Черного моря, вдольбереговых течениях и наносах. В связи со сложностью оползневых процессов нужно учитывать роль природных факторов оползнеобразования и механизм оползней.

Для ответа на эти вопросы нами было исследовано влияние рельефа, геологического строения, подземных вод и гидрологического режима (в том числе абразии) на устойчивость приморских склонов. Причиной оползней северо-западного побережья Черного моря, по мнению авторов, является абразия: в связи с незатухающим характером размыва побережья волноприбоем оползни происходят периодически через 20—30 лет на каждом данном участке побережья. В последние годы обстановка существенно изменилась в худшую сторону в связи с возросшим антропогенным воздействием, что привело к активному размыву берегов и обвалению природных склонов и, как следствие, интенсификации оползневых процессов.

В связи с народнохозяйственным освоением северо-западного побережья Черного моря изучение этой территории с точки зрения состояния геологической среды и ее изменения под влиянием человека имеет большое научное и практическое значение. Основными аспектами этого изучения были и остаются инженерно-геологическое районирование и типизация оползневых и оползне-обвальных склонов, которые и рассматриваются в данной монографии.

Полезен, по мнению авторов, анализ сведений об эффективности противооползневых и берегозащитных мероприятий, выполненный Одесским университетом и Одесским противооползневым управлением и дающий возможность критически подойти к исследованию проблемы устойчивости оползневых склонов, в пределах которых выполнены противооползневые работы. Оценка эффективности комплекса этих мероприятий представляет собой сложную научно-техническую задачу, решение которой может быть осуществлено только на базе длительных стационарных наблюдений за режимом подземных вод, миграцией пляжевого материала, деформацией оползневых склонов с использованием современных научных методов, в том числе лабораторного моделирования. В настоящей работе дана оценка инженерно-геологической эффективности как отдельных противооползневых сооружений (фильтрскважины, галереи, срезка и планировка склонов с учетом отсыпки пляжей, устройство контрбанкетов), так и их суммарного воздействия. Полученные данные имеют большое значение при дальнейшем проектировании, строительстве и эксплуатации противооползневых сооружений.

При изучении оползней северо-западного побережья Черного моря были применены современные методы прогнозирования и моделирования. Методика и результаты исследований могут быть использованы учебными, научными и проектными организациями при изучении оползней и проектировании противооползневых и берегозащитных сооружений.

При подготовке настоящей работы широко использованы данные многолетних наблюдений Одесского университета, института "Укрюжтипрокоммунстрой", Одесского противооползневого управления, Причерноморской поисково-съемочной экспедиции, Института геологических наук АН Украины, коллективам которых авторы приносят свою глубокую благодарность.

1. ПРИРОДНЫЕ УСЛОВИЯ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЧЕРНОГО МОРЯ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ЧАСТИ ШЕЛЬФА

Район исследований расположен в северо-западной части черноморского побережья и простирается на 330 км от устья Дуная до г. Очаков. В административном отношении он занимает практически все побережье Одесской и часть Николаевской областей Украины.

Несмотря на то что некоторые авторы [24] не находят прямой связи между активизацией оползневой активности и изменением климатических условий, последние работы [18, 33, 37, 89] показывают, что в годы с аномально высоким количеством осадков наблюдается активизация оползневых деформаций на склонах. Особенно это заметно по данным анализа деформаций дренажных штолен первой очереди противооползневых сооружений, пересекающих всю толщу оползневых отложений. Как правило, максимальные деформации штолен соответствуют (с некоторым отставанием) времени выпадения аномально высокого количества атмосферных осадков. В связи с этим вопрос о климатических условиях, в том числе ветро-волновом режиме и гидрогеологической обстановке в северо-западном заливе Черного моря, представляет большой интерес как фактор проявления оползней. Что же касается процесса абразии, то, по мнению большинства современных авторов [2, 64, 89, 97, 98], он является главной причиной незатухающей оползневой активности. Существенное влияние на очертание прибрежных склонов, их конфигурацию во вдольбереговом разрезе оказывает гидрографическая сеть (овраги, балки, реки, лиманы), усложняющая очертания береговых обрывов и существенным образом влияющая на характер напряженно-деформированного состояния слагающих их пород.

Именно как факторы оползнеобразования проанализируем данные о климате, гидрогеологическом режиме, вдольбереговых течениях и наносах, размывах берегов в процессе абразии, особенностях гидрографической сети, геоморфологического строения прибрежных склонов и механизма оползней.

Климатические условия. Территория г. Одесса и примыкающие районы суши относятся к степной зоне с умеренно континентальным климатом. По данным многолетних наблюдений, среднегодовая температура воздуха составляет $+10,2^{\circ}\text{C}$, средняя январская — $-2,6^{\circ}\text{C}$, средняя июльская — $+22,7^{\circ}\text{C}$. Одесская область относится к зоне недостаточного увлажнения с коэффициентом увлажнения $0,4 - 0,5$. За год в г. Одесса выпадает в среднем около 350 мм осадков (табл. 1). Из табл. 1

Т а б л и ц а 1. Среднемесячные и годовые суммы осадков на территории г. Одесса за многолетний период, мм

Станция	Месяц												Годовая сумма осадков
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
Маяк	22	17	20	24	29	42	29	30	24	33	26	24	319
Порт	25	16	16	27	31	43	28	33	23	31	30	28	331
Обсерватория	24	17	20	26	32	50	35	31	27	35	27	27	351

видно, что максимальное количество осадков выпадает в июне, достигая в среднем 50 мм, а в отдельные годы — более 170 мм. Попытки связать оползневую активность с максимумом выпадения осадков не дали положительных результатов (табл. 2). В среднем количество

Т а б л и ц а 2. Значения годовых сумм осадков на северо-западном побережье Черного моря, полученные за многолетний период, мм

Участок побережья	Годовая сумма осадков		
	сред- няя	мини- мальная	макси- мальная
г. Одесса	351	—	—
Жебриянская бухта — г. Одесса	376	180	548
г. Одесса — г. Очаков	353	140	643

дней с осадками в году колеблется от 80 до 118. Снежный покров неустойчив и непродолжителен: среднегодовое количество дней со снегом — 20.

Северо-западная часть Черного моря почти ежегодно замерзает. В годы с мягкой зимой льдом покрываются только лиманы и мелкие бухты. В суровые зимы замерзают даже открытые участки побережья у мысов. Период замерзания — с января до середины марта. Под влиянием юго-западных и западных ветров лед может отходить от берега. Максимальная толщина льда

68 см, максимальная ширина припая 15 км. Число дней со льдом колеблется от 0 до 95; в суровую зиму насчитывается 66–96 таких дней, в нормальную — 27–58, в мягкую — 8–51.

Ветровой и гидрологический режимы. В районе г. Одесса преобладают ветры северного и северо-западного направлений. В зависимости от времени года меняется направление ветра: весной — это южные,

летом — северо-западные, зимой — северные и юго-западные. Повторяемость ветров по румбам для г. Одесса следующая, %: С — 16; СВ — 12; В — 10; ЮВ — 10; Ю — 12; ЮЗ — 12; З — 11; СЗ — 17.

Данные о ветровом режиме для всего побережья приведены на рис. 1. Средняя годовая скорость ветра 3, 5 — 4, 5 м/с; на побережье она возрастает до 4 — 6, а на о-ве Змеином — до 6, 7 м/с. Сильные ветры (15 м/с и более) преобладают в холодное время года. Их максимальные скорости могут ежегодно достигать 20 — 24 м/с. В отдельные годы наблюдается 30 — 40 дней с суховеями и 10 — 20 дней с пыльными бурями.

Режим волнений. Северо-западная часть Черного моря и Одесский залив как его составная часть характеризуются малыми глубинами и небольшими уклонами дна. Глубина моря на расстоянии 100 м от берега редко превышает 3—4 м, а на расстоянии 100 км от берега составляет всего около 30 м. Поэтому процесс разрушения морской волны начинается на значительном расстоянии от берега.

Т а б л и ц а 3. Среднегодовые многолетние данные о повторяемости волн разной высоты на посту Малый Фонтан

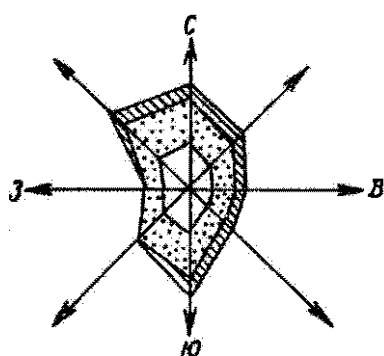
Высота волн, м	Повторяемость волн, %
0,5	51,6
0,5—1,0	19,5
1,0—1,5	6,5
1,5—2,0	2,5
Шталь	14,5
Ледяной покров	3,5

Т а б л и ц а 4. Минимальные параметры волн на разных участках северо-западного побережья Черного моря

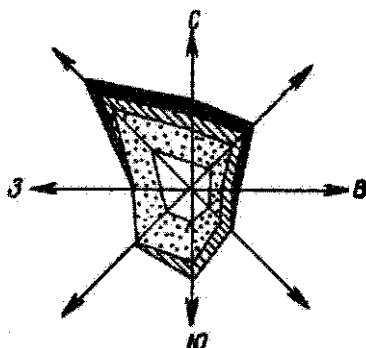
Участок побережья	Высота, м	Румб	Длина, м	Период, с
Жебриянская бухта — Днестровский лиман	3,5	В, ЮВ	50	4,0
Днестровский лиман — г. Одесса	3,0	ЮВ	80	6,0
г. Одесса — г. Очаков	3,5	Ю, ЮВ	70	5,2

Максимальные высоты волн, по данным водпоста Малый Фонтан, составляют (за период 1948—1989 гг.) 2, 6—3, 7 м. В районе мыса Большой Фонтан они не превышают 2, 2—3, 2 м. Волны наименьшей высоты наблюдаются в районе Отрады. Максимальная высота волн на Черном море составляет 7 м, длина 70—80 м. Разрушение берегового уступа наступает при волнах высотой 0, 5 м и выше.

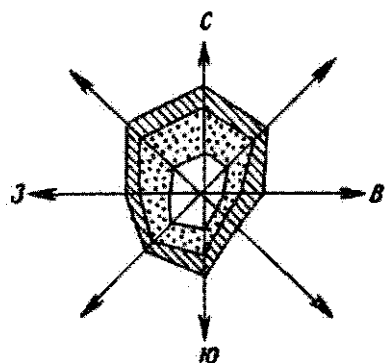
Повторяемость волн высотой 0,5 м и меньше превышает 50 %, а иногда достигает 78 % (1951 г.). В среднем, как видно из приведенных в табл. 3 данных, повторяемость разрушающих берег волн в районе Малого Фонтана составляет 30, 4 %. Максимальная для Одесского побережья высота волны 3, 7 м зарегистрирована 10 декабря 1946 г. на посту Большой Фонтан. Длина волны была 35 м, период 8, 9 с.



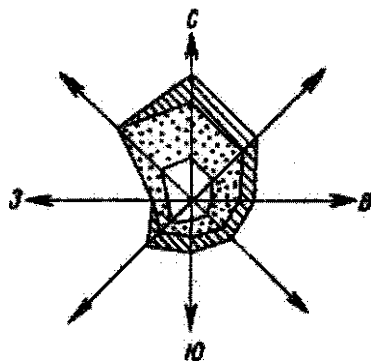
Царегородское зирло



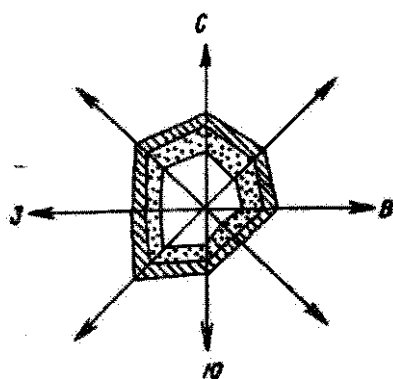
г. Шлычовск



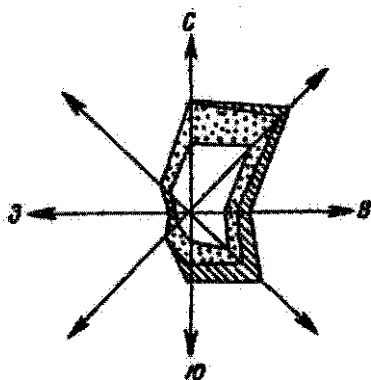
г. Одесса, порт



г. Григорьевка



г. Очаков



г. Рыбаковка

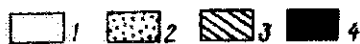


Рис. 1. Годовые розы ветров. Средняя скорость ветра, м/с: 1 — 0, 5; 2 — 5 — 10; 3 — 10 — 15; 4 — 15

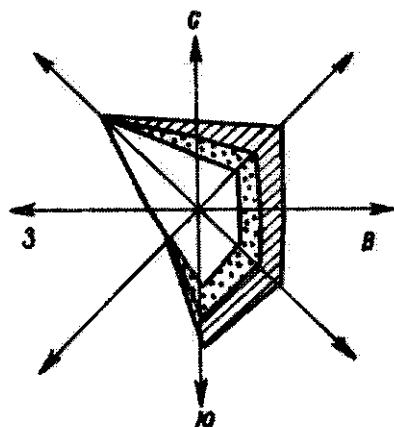
Волны высотой 1,5 м наблюдаются ежемесячно. Большими высотами волн характеризуются также участки: Жебриянская бухта, Днестровский лиман, г. Одесса — г. Очаков (табл. 4). Данные о повторяемости высот волн в виде роз волнений для разных пунктов северо-западного побережья приведены на рис. 2. Средняя многолетняя повторяемость волн по румбам на посту Малый Фонтан следующая, %: С — 13, 6; СВ — 14, 2; В — 16, 2; ЮВ — 19, 9; Ю — 17, 8; ЮЗ — 0, 1; СЗ — 0, 1. Наибольшую длину разгона имеют волны южного и юго-восточного направлений (200–800 км). При восточном направлении эта длина составляет 60 км, северо-восточном — от 10 до 40 км, а при северном — всего несколько километров.

Уровень Черного моря. Как было сказано выше, для мелководных участков северо-западной части Черного моря характерны ветровые воздействия на уровень воды. Уровень может резко колебаться в результате стогно-нагонных явлений. Так, подъем уровня моря у берега на 0,9 м произошел в марте 1952 г. и январе 1989 г. при ветрах от восточного до юго-западного направлений и высоте волны до 3 м. Уровень воды может подниматься и за счет паводковых вод рек, впадающих в эту часть моря. Значения колебаний уровня зависят от формы и ориентировки береговой линии и положения ее относительно господствующих ветров. Наименее всего подвержены стогно-нагонным явлениям открытые участки побережья. Наиболее низкий уровень отмечается в осенне-зимний период вследствие уменьшения стока рек и преобладания стогных западных и северо-западных ветров. Самый высокий уровень характерен для весеннего периода, что связано с половодьем рек и преобладанием ветров южного направления. Наибольшая обеспеченность водой (24, 3%) соответствует уровням более $-0,21$ м и менее $-0,31$ м (табл. 5).

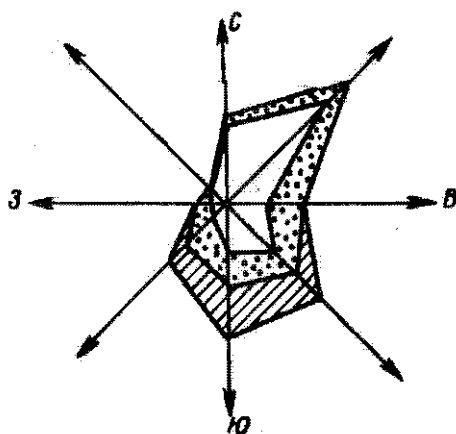
Кроме колебаний уровня моря, связанных с нагонами и стогнами, за многолетний период установлено непрерывное увеличение среднего годового уровня (наблюдения гидрометеостанции Одесса-порт). С 1880 по 1966 гг. приращение уровня составило 0,63 м, что в среднем составляет 7,3 мм в год. Для периода 1880 — 1985 гг. нами построен график хода уровня моря (рис. 3). Эти данные свидетельствуют о трансгрессии моря, которая, как будет показано ниже, вызвана преимущественно современными тектоническими движениями отрицательного знака. Анализ данных о вековом ходе уровня Черного моря в районе г. Одесса свидетельствует о том, что процессы абразии, актив-

Т а б л и ц а 5. Средние многолетние значения уровня моря

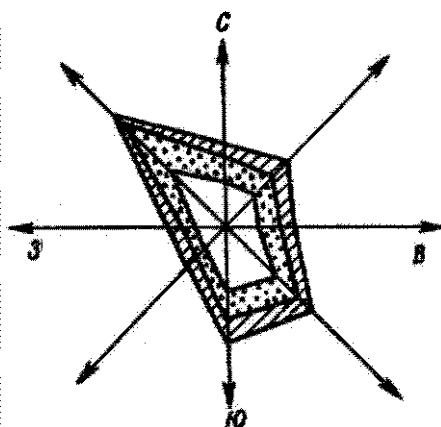
Участок побережья	Уровень в Балтийской системе, м		
	средний	максимальный	минимальный
Жебриянская бухта — Днестровский лиман	-0,30	1,0	-1,25
Днестровский лиман — г. Одесса	-0,35	0,65	-2,23
г. Одесса — г. Очаков	-0,33	0,44	-1,33



с. Шлычевск



с. Рыбаковка



г. Одесса, порт

Рис. 2. Годовые розы волнений.
Высота волн, м:
1 — 0,5; 2 — 0,5–1,0; 3 — 1,0–2,0

но протекающие в настоящее время, являются прямым следствием современной трансгрессии.

Колебания уровня Черного моря в течение всей истории его развития связаны в основном с действием двух факторов: планетарными изменениями климата, приводившими в свою очередь к изменению стока рек бассейна, а также с неотектоническими движениями, определившими размеры бассейна Черного моря и его связь с Каспийским и Средиземным морями. История развития бассейна показана на рис. 4. В интервале 18–20 тыс. лет тому назад таяние ледников обусловило превращение моря в пресноводный водоем, границы которого по мере подъема уровня перемещались за пределы Черноморской впадины в сторону современного берега. Этот отрезок истории Черного моря

в литературе получил название Новозёвксинской трансгрессии. Ее верхняя гипсометрическая граница $-23 \div -25$ м [4]. Новозёвксинская трансгрессия перешла в древнечерноморскую с непрерывным скачкообразным характером развития [62]. 5–7 тыс. лет назад возникла связь со Средиземным морем, а условия, близкие к настоящим, установились примерно 2 тыс. лет назад. Некоторые исследователи не исключают, что в этот период уровень Черного моря также совершал колебательные движения незначительной амплитуды.

Вдольбереговые течения и движение наносов. Вопрос наличия, направления и мощности вдольберегового потока наносов относится к одному из наименее изученных. В отношении его оценки высказываются противоречивые мнения. Мощность и условия движения потока наносов зависят от направления и скорости вдольбереговых течений и очагов размыва песчано-галечного материала. В свою очередь направления вдольбереговых течений зависят от суммарной величины всех волнений, действующих в пределах данного участка побережья на протяжении длительного периода времени. По данным Одесской станции, проводившей исследования в районе Малого Фонтана, средний азимут волнения составляет $281, 86^\circ$. Одесское побережье от Ланжерона до мыса Большой Фонтан имеет почти меридиональную ориентацию и становится очевидным, что здесь вдольбереговое волновое течение направлено с юга на север. Унося вместе с собой песчано-гравийный материал, находящийся на прибрежной отмели, эти течения образуют вдольбереговой поток наносов. На участке от мыса Большой Фонтан до Сухого лимана в результате изменения направления береговой линии с меридионального на юго-западное равнодействующая волнения направлена к берегу почти под прямым углом, что предполагает отсутствие в этом месте потока наносов и разобщенность вдольбереговых течений, направленных к г. Одесса и Сухому лиману [93].

Впервые схема потока наносов для всей северо-западной части Черного моря была предложена В.П. Зенковичем [42, 43]. Из этой схемы следует, что от пересыпи Будаковского лимана развиваются два самостоятельных потока — один к югу, в сторону Жебрианской бухты, второй — к северу, к мысу Большой Фонтан. Эти выводы вытекают из рекогносцировочного геоморфологического исследования характера распространения днестровского гравия из древнеаллювиальных террас, факта заполнения входного угла южной корневой части Одесского мола, преобладания южных волнений. С высказанным выше заключением В.П. Зенковича (которому близко мнение Л.Б. Розовского) расходятся утверждения Ю.Д. Шуйского. По мнению последнего, приведенные В.П. Зенковичем признаки не могли служить надежным обоснованием режима вдольбереговых наносов, вследствие чего исследования по уточнению указанной схемы не были выполнены.

Установлено, что в северо-западной части Черного моря развивается фактически один поток наносов — от мыса Большой Фонтан на юго-

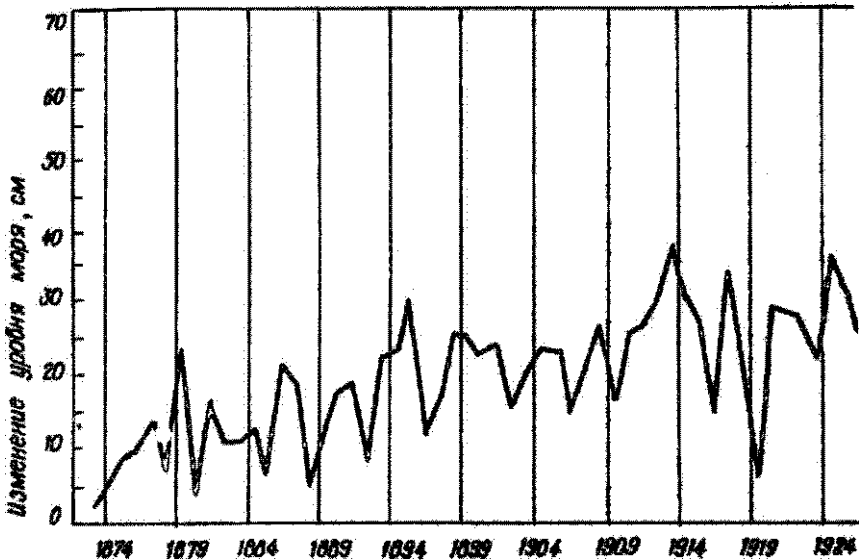
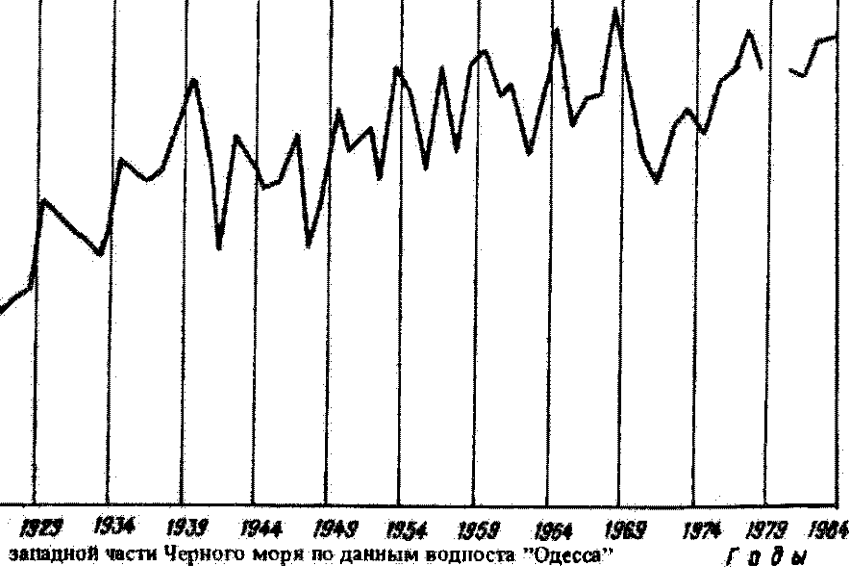


Рис. 3. График векового хода уровня воды в северо-

запад в сторону Жебрианской бухты. В дальнейшем этот вывод был обоснован комплексом признаков, среди которых — гидрометеорологический режим, распределение состава наносов, характер рельефа дна и зависимость от него прохода Ильичевского судоходного канала, данные о заполнении входящих углов у внешних молов Ильичевского порта [93]. Заполнение последних с северной стороны достигло такого объема, что поток наносов стал огигать оградительные сооружения. Мощность этого вдольберегового потока, по данным Ю.Д.Шуйского, в районе зарождения составляет 15–20 тыс. м³/год, у Днестровской пересыпи — до 30–35, а на участке разгрузки в Жебрианской бухте — до 100 тыс. м³/год.

Как известно, морские волны и сопровождающие их течения — основной фактор перемещения наносов в береговой зоне. В связи с этим гидрометеорологическое обоснование является самым надежным при определении направления потоков наносов.

Наиболее часты и продолжительны для г. Одесса северо-восточные и восточные штормы. В конце осени и зимой они практически полностью преобладают, в летний период решающее значение принадлежит более слабым и менее продолжительным волнениям южных румбов (табл. 6). Поскольку береговая линия в районе, для которого составлена табл. 6, имеет направление 103:235°, рассчитанные векторы образуют с берегом острые углы, а сами векторы свидетельствуют о результирующем перемещении наносов на юго-запад от мыса Большой Фонтан [7].



Волновой режим определяет и особенности рельефа береговой зоны. На участке мыс Большой Фонтан — Сухой лиман ширина пляжей минимальна, распределены они эпизодически, только в абразионных бухтах. Основные аккумулятивные формы находятся на юго-западе района, там, где вдольбереговой поток наносов становится достаточно насыщенным. Если бы поток наносов двигался на северо-восток, то именно в районе мыса Большой Фонтан образовались бы широкие и мощные пляжи, а у юго-западного основания этого мыса — примыкающая аккумулятивная форма. Отсутствие таких образований свидетельствует о преобладающем движении потока наносов от мыса Большой Фонтан в сторону Днестровской пересыпи и далее к Жебриянской бухте. Это нашло подтверждение в результатах анализа заносимости подходного канала Ильичевского порта, которой свойственны четко выраженные сезонные ритмы. Результаты анализа заносимости по месяцам следующие, %: I — 13,6; II — 14,0; III — 10,0; IV — 5,0; V — 2,1; VI — 1,9; VII — 2,0; VIII — 3,0; IX — 6,0; X — 10,0; XI — 16,0; XII — 16,4.

По данным Ю.Д.Шуйского, наибольшая заносимость приурочена к осенне-зимнему сезону, когда доминируют волнения восточных и северо-восточных направлений, а минимальная действует в течение трех месяцев при преобладании южных волнений. Такие процессы, как считает Ю.Д.Шуйский, прямо указывают на преимущественное движение наносов в юго-западном направлении от мыса Большой Фонтан [96].

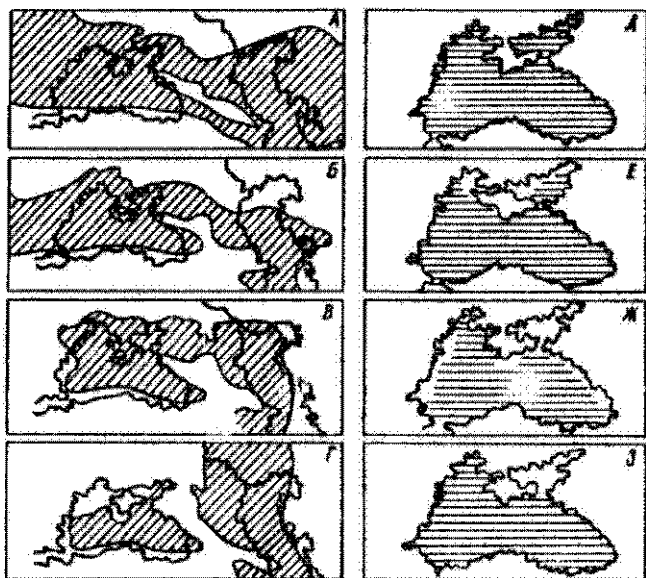


Рис. 4. Геологическая летопись Черного моря:

А — сарматское море; Б — мизотическое море; В — понтийское море-озеро; Г — шудинское озеро-море; Д — древнеэвксинский бассейн; Е — карантатское море; Ж — новоэвксинское море; З — современное Черное море (по Ю. И. Зайцеву)

Исследования, выполненные Л. И. Пазюком и Н. И. Рычковой [66], показали, что минеральный состав пляжевого материала закономерно изменяется с юго-запада на северо-восток. Количество обломочного кварца уменьшается с 83 до 4,3 %. В то же время содержание кальцита увеличивается от 1,2 до 95,7 % за счет дробления известняка, раковин и детрита моллюсков. В районе Малого Фонтана пляжевый песок и галька содержат, %: кальцит — 94,65, кварц — 3,91 и песчаные частицы иного состава — 1,44. Поскольку содержание кварцевого песка, яшмы, рутила и других минералов в районе Малого Фонтана все еще велико (около 4 %), можно считать, что перемещение наносов происходит через мыс Большой Фонтан к северу. Об этом же свидетельствуют опыты с меченой галькой, осуществленные Г. А. Аксентьевым [1]. Галька, заброшенная в районе Черноморки, была обнаружена на расстоянии до 2,5 км к югу и северу от первоначального положения.

Многочисленные наблюдения Одесской оползневой станции показывают, что от мыса Большой Фонтан на север уносится около 250 м³ песка в год. Пляжевый материал пополняется в основном за счет размыва и дробления понтийских известняков, выходящих в виде глыб и отдельных массивов в береговом обрыве. Расчеты показывают, что в результате такого размыва образуется около 12 тыс. м³ песка

в год. Этот песок идет на восполнение потерь пляжевого материала в результате истирания надводных и подводных пляжей. Истираемость наносов, участвующих во вдольбереговом перемещении, различна, она зависит от прочности известняка и составляет в среднем около 14 % в год. Еще 5—6 % песка уносятся льдом. Следовательно, общие потери песка составляют около 20 % в год (9,5 тыс. м³/год). Вдольбереговой поток, направленный от мыса Большой Фонтан к Одесскому заливу, впервые был выделен В.И.Зенковичем и затем подтвержден всеми последующими исследователями. По данным И.П.Зелинского [29], мощность этого потока наносов составляет 9,5 тыс. м³/год. Теперь в результате строительства противоползневых сооружений источник пополнения этого потока закрыт. Для предотвращения размывов подводной отмели необходимо создать искусственный поток наносов такой же мощности, т.е. до 12,5 тыс. м³/год.

Еще один вдольбереговой поток наносов, который направлен к Одесскому заливу, движется от мыса Аджииск. По скорости заполнения восточных входящих углов бун и рыбацких причалов определена мощность потока, достигающая 6 тыс. м³/год [94]. Источником питания служат абразионные берега на этом участке, где скорость размыва в некоторых случаях достигает 2,4 м/год. От мыса Аджииск вдольбереговой поток наносов направлен к Березанскому лиману, что подтверждается появлением пляжей в восточном направлении от с. Рыбаковка [14].

К Березанскому лиману направлен также вдольбереговой поток со стороны г. Очаков. Западное направление потока вызвано в первую очередь сильным течением из Днепро-Бугского лимана, ориентированного с востока на запад. Мощность потока составляет 2,5—3 тыс. м³/год.

Таким образом, следует констатировать, что вопрос о вдольбереговых перемещениях наносов на участке от мыса Большой Фонтан до Жебринской бухты до конца не выяснен, причем существуют явно противоречивые суждения.

Т а б л и ц а 6. Результирующие векторы ветро-волнового режима южного фланга мыса Большой Фонтан, построенные по разным методам

Автор метода	Азимут результирующих векторов
А.М.Жданов	ЮЗ:263°
Р.Я.Кнапс	СЗ:277°
Н.Д.Шкшов	СЗ:280°
Г.Н.Аксентьев	ЮЗ:261°
В.В.Лонгинов	ЮЗ:262°
И.А.Правоторов	СЗ:277°
Д.Я.Бертман	ЮЗ:260°
Оползневая станция	СЗ:282°

Оползни северо-западного побережья Черного моря развиваются в условиях сложной в геологическом отношении и подвижной во времени природной системы. Существенное влияние на интенсивность оползневых процессов оказывают особенности геологического строения, литологии, тектоники и неотектоники, геоморфологии, физико-механических свойств пород, в связи с чем приведем их краткое описание.

Стратиграфия. Разрез кайнозоя рассматриваемой территории представлен всеми тремя системами, причем они имеют региональное распространение. Однако, в строении приморских склонов и шельфа принимают участие породы, начиная с неогена.

Неогеновые отложения распространены повсеместно в пределах северо-западного Причерноморья. Разрез отложений неогена представлен миоценом и плиоценом. В районе Приднестровья миоцен представлен сарматским и мзотическим ярусами. Сарматский ярус, по мнению А.В.Чекунова и др.[88], подразделяется на три подъяруса: нижний, средний и верхний.

Нижний сармат (N_1s_1) сложен в основании разреза песчаниками с прослоями глин, которые затем сменяются светло-серыми известняками и глинистыми песчаниками с прослоями мелоподобных известняков и известковых глин. Выше по разрезу преобладают известняки детритусовые с многочисленными обломками фауны раннесарматского возраста. Мощность отложений нижнего сармата колеблется в пределах 34–100 м.

Средний сармат представлен пачкой переслаивающихся раковинно-обломочных, оолитовых, реже пелитоморфных известняков. Мощность отложений 55–113 м.

Верхний сармат распространен повсеместно. Перекрывает отложения этого яруса, как правило, глинами мзотиса, а в эрозионных врезках лиманов и рек — верхнеплиоценовыми и четвертичными аллювиальными образованиями. Общее понижение кровли верхнесарматских пород происходит в юго-восточном и юго-западном направлениях. Отложения верхнего сармата представлены породами мелководного бассейна с остатками пресноводной и морской фауны. Литологический состав пород в плане не выдержан. В юго-западной и северной частях описываемой территории преобладают глины светло- и зеленовато-серые плотной комковатой структуры и тонкослоистой текстуры с мелкими карбонатными включениями. Общая мощность отложений верхнего сармата изменяется в широких пределах и, по мнению А.В.Чекунова [88], колеблется от 65 до 120 м.

Геологическое строение и условия залегания пород от верхнего сармата и выше на участке от мыса Бурнас до г. Очаков показаны на разрезе (рис. 5), составленном И.П.Зелинским (участок мыс Ланжерон — Черноморка) и Е.А.Черкезом по данным Причерноморской

комплексной геолого-разведочной экспедиции, Одесского противопожарного управления, Института "Укрюжгипрокоммунстрой", проблемной лаборатории инженерной геологии Одесского университета.

Отложения мзотического яруса (N_{1m}) развиты повсеместно, представлены "немыми" глинами, местами песчанистыми, известковистыми с прослоями полимиктового песка. Обнажения мзотиса часто встречаются на склонах долин рек и лиманов, а также в морских береговых обрывах. Эти отложения залегают трансгрессивно на поверхности сармата и перекрываются морскими осадками понтического яруса (см. рис. 5). На отдельных участках перекрывающими породами являются озерно-аллювиальные образования верхнего и среднего плиоцена. Абсолютные отметки кровли пород мзотиса составляют от +15 до -20 м. Общий наклон поверхности мзотических отложений (менее 1 м на 1 км) имеет преимущественно юго-восточное направление [50]. Поверхность этих отложений неровная, носит волнистый характер, причем максимальные поднятия кровли глин приурочены к днищам балок и лиманов, тогда как минимальные — к наиболее высоким участкам плато.

Мзотические образования представлены морскими и озерно-речными фациями, причем в прибрежной полосе преобладает морская фация, для которой более характерны отложения мелководного бассейна. Наиболее распространены глины, пески, алевроиты, песчаники (до 90 %) и значительно реже карбонатные породы — известняки и мергели (10 %)[50].

На юго-западе мзотис сложен песчано-глинистыми образованиями древних озер и дельт: глины голубовато- и зеленовато-серые, пылеватые, комковатой структуры, карбонатизированные. Среди минералов преобладают монтмориллонит и гидрослюда, реже каолинит и гидрослюда [78]. В глинах встречаются прослой и линзы кварцевого, иногда известковистого мелко- и среднезернистого песка мощностью до 8 м. Между Куяльницким и Хаджибейским лиманами развита озерно-речная фация осадков — пески кварцевые мелкозернистые, глинистые, горизонтально слоистые мощностью 16—18 м.

В г. Одесса мзотические отложения представлены мелководными прибрежно-морскими осадками — глинами с прослоями мелкозернистого глинистого песка. Эти отложения залегают на глубинах 43,0—17,0 м и в оползневых склонах, долинах лиманов и балок выходят на земную поверхность. В чередовании прослоев песка и глины не наблюдается какой-либо выдержанной последовательности. В отдельных местах (пансионат "Зеленая горка", Фонтанка) в разрезе преобладают глины, в других (штольня 2, 13-я станция Большого Фонтана) существенную роль играют песчаные отложения.

Отложения плиоцена представлены понтическим, киммерийским и куяльницким ярусами, причем два последних стратиграфически подразделяются с большим трудом.

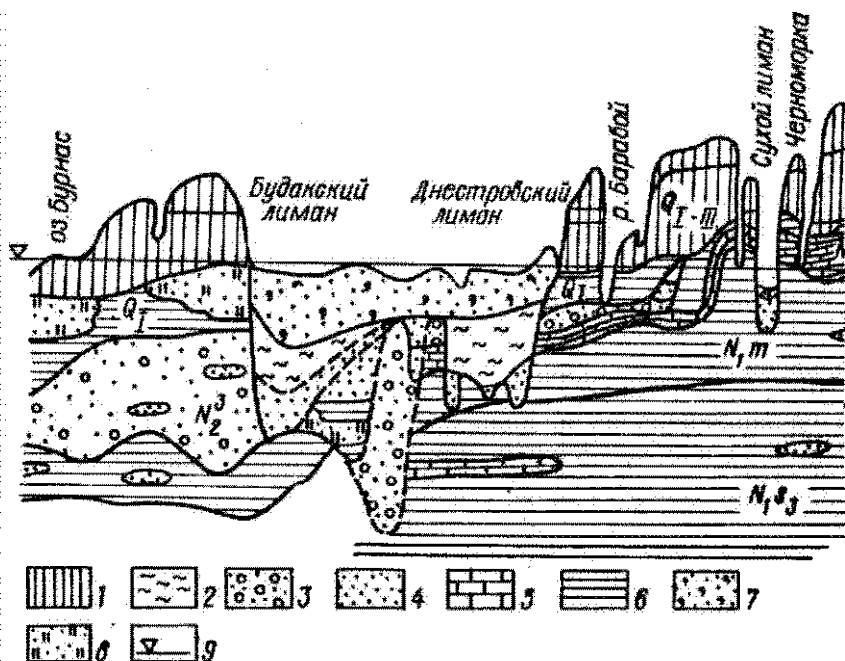
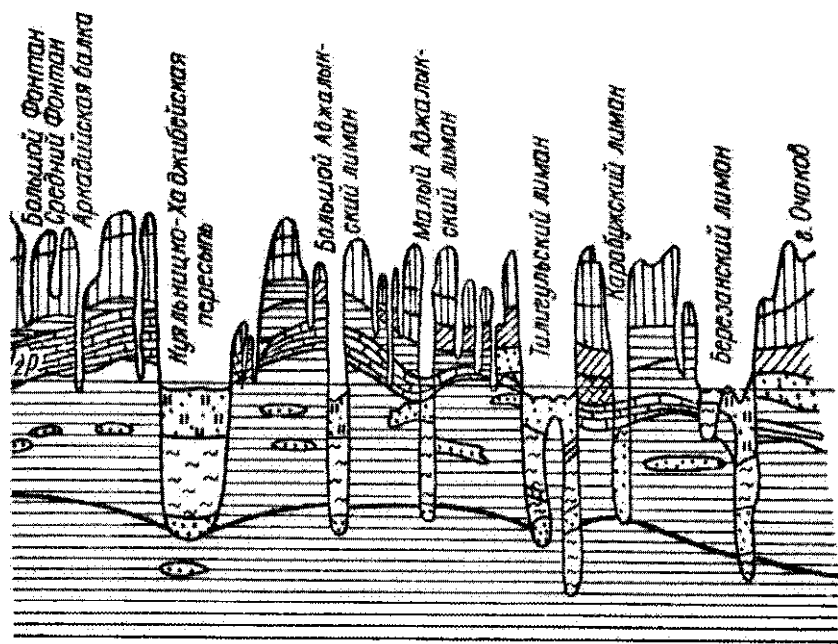


Рис. 5. Схематический вдоль

1— суглинки лессовидные; 2 — илы; 3, 4 — пески крупно- и мелкозернистые соо-
нетзернистые пес

Понтический ярус (N_p) залегает на размытой поверхности мзотиса и имеет широкое распространение (за исключением долин рек, лиманов и крупных балок, где он размыт). В высотном отношении положение понтических отложений непостоянно. На участке побережья от Сухого до Тилигульского лимана они залегают выше уровня моря (5–30 м). Западнее Сухого лимана их кровля плавно погружается на юго-запад. То же происходит и в юго-восточном направлении (разрезы в районах мыса Будаковский маяк, сел Лебедевка и Санжейка).

На участке северо-западного побережья Черного моря в толще понтических отложений отмечены пликативные и дизъюнктивные нарушения, причем амплитуда последних достигает 10 м. Так, при рассмотрении положения кровли понтических отложений на участке от Куяльницкого до Березанского лимана установлено, что на западных склонах (в устьевой части) лиманов она залегает выше, чем на восточных (разрез северо-восточнее Григорьевского лимана). С запада на восток мощность понтических известняков изменяется от 17 до 5–6 м. Для данного участка побережья характерно



береговой геологический разрез:

ответственно; 5 — известняки; 6 — глины; 7 — пески с ракушей; 8 — илы, средки; 9 — уровень моря

падение слоя известняка в юго-западном и южном направлениях (данные Причерноморской комплексной геолого-разведочной экспедиции, института "Укрюжгипрокоммунстрой", проблемной лаборатории инженерной геологии Одесского университета) с образованием ряда незначительных и нечетко выраженных антиклинальных складок, часто приуроченных к крупным балкам и долинам лиманов [29]. В юго-западном направлении мощность известняков изменяется от 14 до 4–6 м, а в южном — незначительно. Часто, выходя в обрывах моря и лиманов на земную поверхность, известняки бронируют рельеф склонов, препятствуют размыву и значительно замедляют процесс абразии.

Г.И.Молявко [61] (в разрезе понтических известняков выделил две фации — мелководно-морскую и прибрежную. Морская представлена известняками, глинами и алевроитами, а прибрежная — песками. Известняки не однородны по простиранию и мощности: верхняя и нижняя их части обычно перекристаллизованы, средняя сложена известняком-ракушечником ("пыльный" камень), пористым, трещиноватым,

местами с прослоями глины и песков. Глины зеленовато-серые, плотные, с тонкими прослоями кварцевых песков.

Известняки разбиты системой трещин субмеридионального и субширотного направлений. Особенно заметны эти трещины в известняках, залегающих в непосредственной близости от балок и рассекающих пласт на отдельные слои. Направление трещин ЮВ 160°. Между балками количество трещин уменьшается, они становятся малозаметными. На участке дренажной галереи от 8-й станции Большого Фонтана (штольня 6) до Аркадии [29] на протяжении первых 660 м трещины встречаются редко (примерно через 100 м), ширина их не превышает 1 мм и они закрытые. По мере приближения к Аркадийской балке количество трещин увеличивается и меняется их характер: на участке протяженностью 200 м встречено 15 трещин, ширина которых составляет 5–50 мм. Направление этих трещин совпадает с направлением берега.

Средний и верхний плиоцен представлены отложениями куяльницкого и киммерийского ярусов.

(Куяльницкий ярус (N_2 k) выделен И.Ф.Синцовым в 1875 г. в районе г. Одесса. На крайнем юго-западе района куяльницкие отложения сложены голубовато-серыми глинами мощностью 10–20 м, залегающими на глубине 50 м ниже уровня моря. К северо-востоку, вплоть до долины Хаджибейского лимана, эти отложения не установлены. Развита они по берегам Куяльницкого, Хаджибейского и Сычавского лиманов, а также на берегу моря между Тилигульским и Березанским лиманами (разрезы в районах сел Фонтанка и Рыбаковка). В районе Куяльницкого лимана отложения этого яруса, залегающие на размытой поверхности мезотических и нередко понтических пород, перекрываются четвертичными суглинками и красно-бурыми глинами. Мощность отложений составляет 10–12 м. Толща куяльницких пород литологически неоднородна. В пределах Тилигульского лимана преобладают пески средне- и мелкозернистые, глинистые с тонкими прослоями глины. На участке от Карабушского до Березанского лимана встречаются преимущественно глины серо-зеленые и серые, плотные, с прослоями песка, конгломерата и песчаника. В районе г. Очаков — это глины и пески. Мощность куяльницких отложений составляет 7–15 м.

Нерасчлененные отложения среднего и верхнего плиоцена (N_2^{2-3}) встречаются в Придунайской зоне и на участке от Малого Аджалыкского до Днепровско-Бугского лимана (см. рис. 5). Они представлены двумя фациями — аллювиальной и континентальной. Аллювиальные отложения среднего плиоцена на участке с. Фонтанка — Днепровско-Бугский лиман сложены песками и песчано-глинистыми образованиями. Залегают они на размытой поверхности понта и мезотиса и перекрываются верхнеплиоценовыми красно-бурыми глинами. Мощность этих отложений составляет 3,5–15 м.

Континентальная фация распространена только на водораздельных участках на значительном удалении от берега моря и представлена пестрыми песками и глинами.

Верхний плиоцен (N_1^3) сложен аллювиальными и водораздельными отложениями, размытыми на северном и северо-западном участках побережья. Аллювиальные отложения VII–X надпойменных террас р. Днестр залегают по обоим берегам Днестровского лимана, а также тянутся полосой 10–12 км вдоль берега Черного моря на юго-запад от оз. Алибей и на северо-восток до Сухого лимана. Залегают они на размытой поверхности отложений понтического и мхотического ярусов. Абсолютные отметки кровли аллювиальных отложений верхнего плиоцена составляют от –2 до –32 м. Представлены эти отложения песками, гравийно-галечными слоями, алевроитами, глинами мощностью до 40 м (см. рис. 5).

Водораздельные верхнеплиоценовые отложения (красно-бурые глины) развиты на всей территории от р. Дунай до р. Днепр, за исключением склонов долины и крупных балок, где они размыты. Они представляют собой глинистые осадки различного механического состава и цвета – от красно-бурых до желтовато-бурых. Глины плотные, вязкие, пластичные, чаще всего карбонатизированные, комковатой текстуры, с друзами и кристаллами гипса. Красно-бурые глины залегают на отложениях понтического или куяльницкого яруса. Как и понтические, эти отложения имеют общее падение на юго-запад и восток. Наибольшие абсолютные отметки залегания (+27 м) имеют глины на водоразделе между лиманами Большим Аджалыкским и Куяльницким (разрез в районе с. Фонтанка). При общем падении на восток между этими лиманами наблюдается юго-западное падение слоев глин (так называемое чешуйчатое падение). (Кроме того, на вдольбереговом разрезе (см. рис. 5) отмечается и общее падение красно-бурых глин на юг. Мощность глин колеблется от 2 до 18 м, причем она возрастает по направлению к водоразделам.

Отложения четвертичной системы представлены преимущественно континентальными покровными образованиями водоразделов, склонов долин рек и балок, аллювиальными, лиманными, морскими и лагунно-морскими осадками от раннечетвертичного до современного возраста. Эти отложения покрывают водораздельные пространства, склоны долин, заполняют древние эрозионные впадины, слагают пляжи, широко представлены на шельфе. Залегают они на разных по возрасту отложениях – от верхнего сармата до верхнего плиоцена. Мощность четвертичных отложений на суше достигает 36 м, а на пересыпях – до 55 м. Среди континентальных по генезису можно выделить золово-делювиальные, элювиальные, делювиальные, аллювиальные и золовые отложения.

Ранне-позднечетвертичные отложения (Q_{I-III}) представляют собой мощную толщу лессовидных пород плейстоцена. На исследованной тер-

ритории эти породы представлены в большинстве случаев четырьмя ярусами лессов и тремя горизонтами ископаемых почв. Распространены они на большей части описываемой территории, покрывают водораздельные пространства, пологие склоны долин рек и балок, слагают верхние части надпойменных террас. По содержанию глинистых частиц среди суглинков выделяются легкие, средние и тяжелые разности. Легкие и средние чаще встречаются в верхней, а тяжелые — нижней части толщи. В центральной части исследуемого района толщина лессовидных пород залегает значительно выше уреза моря. В южной части в результате общего погружения пород к югу подошва этих отложений постепенно уходит под уровень моря и в районе с. Лебедевка она залегает на 7 м ниже уровня моря. На участке с. Лебедевка — р. Барабой лессовидные породы целиком слагают береговой обрыв высотой до 30 м. Заглубление подошвы лессовидных пород отмечается и на востоке района, вблизи Березанского лимана. Мощность лессовидных пород 25—28 м.

К современным отложениям (Q_{IV}) относятся почвенный слой, аллювиально-делювиальные образования, отложения пойм рек и балок, морские и лиманно-морские осадки. Породы аллювиально-делювиальных образований (adQ_{IV}) имеют сложный литологический состав: суглинки бурые и серые, слоистые, с прослоями песка, гальки и гравия; супеси темно-серые, с включением гальки; глины серые; пески разнозернистые. Мощность отложений достигает 10 м. Аллювиальные образования (Q_{IV}) пойм рек и крупных балок сложены песками, супесями, суглинками, глинами и илами. В толще морских и лиманно-морских осадков выделяют три основных горизонта: новозвксинский, древне-черноморский и новочерноморский. Представлены они песчано-ракушечными отложениями, суглинками, глинами, илами.

Оползневые отложения прибрежных склонов (dpQ_{IV}) распространены повсеместно от с. Санжейка до г. Очаков, исключая пересыпи лиманов. Геологическое строение оползневой склона имеет ряд особенностей. В основании каждой оползневой ступени обычно залегает пачка известняка. В верхней ступени сохраняется последовательность залегания пород, только слои несколько запрокинуты в сторону плато. Ниже, по направлению к морю, порядок залегания этих пород нарушается, они все более перемешиваются, разрыхляются и увлажняются. Мощность оползневых накоплений составляет 10—40 м, в состав их входят мзотические глины, понтические известняки, красно-бурые глины и лессовидные суглинки. Глубина залегания деформированных мзотических отложений, как показывают данные бурения, составляет 10—15 м ниже уровня моря, захватывая глины этого возраста вплоть до ослабленного слоя, представленного прослоями и линзами песков и лигнитизированных глин. Последние слагают ослабленную зону в породах оползневой склона, имеющую мощность 0,5—1,0 м. Кровля мзотических глин в пределах склона неровная: при проходке дренажных штолен встречен целый ряд бугров и понижений этих глин

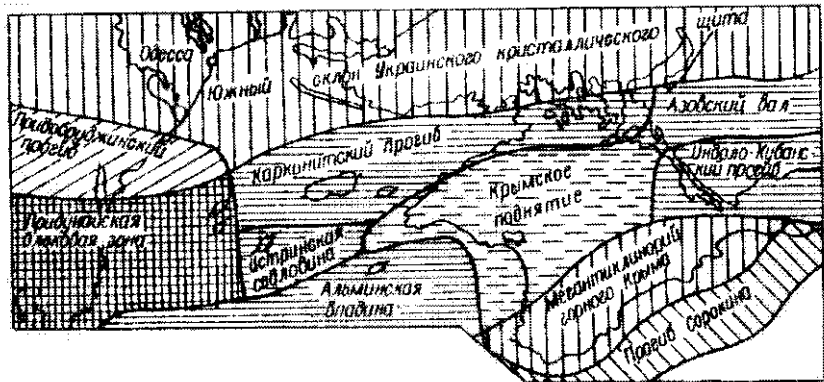


Рис. 6. Тектоническая схема побережья Черного моря

(штольня 2) [30]. По-видимому, это результат пластических деформаций мзотических глин в процессе оползневых подвижек. В отдельных случаях поверхность этих глин в оползневом склоне оказалась на 1–1,5 м выше, чем в коренном залегании. Такие валы на поверхности мзотических глин обнаружены в основании каждой оползневой ступени, где существуют (или существовали ранее) перепады высот. Между этими валами кровля глин, как правило, погружается на 3–4 м и более ниже их положения под бровкой склона. Все указанные валы и углубления вызваны пластическими деформациями мзотических глин [30]. Из этих валов наиболее ярко выражен вал выдавливания в основании оползневого склона, формирующийся в море на расстоянии 40–70 м от берегового обрыва.

Анализ данных о геологическом строении и литологии пород позволяет выделить в пределах оползневых склонов в основном четыре разновидности пород: лессовидные суглинки, понтические известняки, мзотические глины и оползневые накопления. На отдельных разрезах выделяется до шести слоев: к выделенным выше дополняются лигнитизированные породы слабых прослоев в мзотических глинах и пески.

Тектоника. В тектоническом отношении район исследований захватывает две крупные структуры — Украинский щит (УЩ) и Причерноморскую впадину, причем последняя осложнена структурами Придунайской блоковой зоны и Придубруджинского прогиба. В связи с тем что северное крыло Причерноморской впадины непосредственно наложено на структуру южного склона УЩ, рассмотрим УЩ, Причерноморскую впадину, Придубруджинский прогиб и Придунайскую блоковую зону; хотя непосредственно при выделении регионов учтены только последние три (рис. 6). Выделение этих структур в качестве исходных связано с тем, что характер прибрежных склонов и развитых на них процессов существенно различны в этих структурах. На побережье моря в пределах Придунайской блоковой зоны в основном развиты при-

брежные аккумулятивные формы, Придобруджинского прогиба — абразионные обвальные и обвално-оползневые берега, сложенные лессовидными суглинками, Причерноморской впадины — оползневые склоны, сложенные толщей неоген-четвертичных пород.

Украинский щит. Этот регион является крупнейшей положительной морфоструктурой в юго-западной части Восточно-Европейской платформы, в которой (как и в геологическом строении) можно выделить три геоморфологические области, отвечающие главным геоблокам УЩ. Северная область (Житомирское Полесье) соответствует Вольно-Подольскому геоблоку, центральная (Приднепровская возвышенность) — Центрально-украинскому геоблоку и юго-восточная (Приазовская возвышенность) — Приазовскому геоблоку. Опишем южную часть УЩ, непосредственно соприкасающуюся с Причерноморской впадиной и принадлежащую частично Вольно-Подольскому геоблоку, частично — Голованевской шовной зоне.

Вольно-Подольский геоблок расположен в западной части УЩ. Границы его носят тектонический характер, на севере и юге проходят по системе краевых сбросов, представляющих собой крупные разломы первого ранга. На севере это Южно-Припятский разлом, на западе — Ровенский, на юге и юго-западе — Приднестровский сброс. В составе Вольно-Подольского геоблока выделяются четыре блока первого порядка: Вольнский, Подольский, Сокирянский и Белоцерковский. Из них к южной окраине УЩ относится только Сокирянский, сложенный в основном гранитоидами бердичевского и немировского комплексов. Сокирянский блок отделен от Голованевской шовной зоны Тальновским глубинным разломом первого порядка, имеющим субмеридиональное простирание. Этот разлом прослеживается и за пределами УЩ. В литературе он еще называется Одесский разлом или Одесско-Брусилевская зона. Геофизические исследования показали его существование в пределах Причерноморской впадины и на дне Черного моря.

Голованевская шовная зона сложена в основном архей-протерозойскими породами бугской серии при подчиненной роли более древних пород днестровско-бугской серии. Она прослеживается в субмеридиональном направлении через весь УЩ с юга на север. Западная ее граница описана выше. На востоке шовная зона ограничена Первомайским разломом северо-западного простирания. Этот разлом фиксируется в структуре Причерноморской впадины по направлению г. Вознесенск — г. Николаев. На севере, в районе городов Голованевск и Умань, Первомайский и Тальновский разломы смыкаются в Ядлово-Трактемировскую зону субмеридионального простирания. Южная граница Голованевской шовной зоны представлена серией ступенчатых сбросов субширотного простирания, по которым кристаллические породы погружаются под осадочный чехол Причерноморской впадины. Внутреннее строение зоны очень сложное. Системой диагональных разломов (северо-западных и северо-восточных) она разделена на

многочисленные мелкие глыбы ромбовидной и параллелепипедной форм. Эти глыбы сложены в основном мигматит-энтербитовой и мигматит-чарнокитовой формациями. Распространены гранитоиды кировоградско-житомирского комплекса.

Анализ внутренней структуры Голованевской шовной зоны показывает, что формирование ее проходило длительно и связано с интенсивными подвижками надвигового и сдвигового типов. Вдоль нее Кировоградский блок надвинут на Водыно-Подольский геоблок, который в свою очередь в целом испытал правостороннее движение вдоль самой зоны.

Очевидно, что аналогичные взаимоотношения структурных элементов сложились и в ныне погребенном под осадочным чехлом Причерноморской впадины кристаллическом фундаменте. Унаследованность развития выразилась, в частности, в особенностях районирования современного оползневой рельефа прибрежной части Черного моря.

Оползни отмечаются на правом берегу р. Днепр, где поверхности смещения оползневых масс приурочены к кровле красно-бурых и пестроцветных глин, а также в долинах рек Южный Буг (Первомайский район), Кодыма и др., где оползни связаны с глинистыми породами неогена. Морфологически оползни выражены единичными цирками длиной от 20 до 700 м с амплитудой вертикального смещения 5–15 м (реже более), а также оползнями-потоками (склоны долины р. Кодыма и др.). Оползневые подвижки часто сочетаются с овражными врезками. Просадочные явления связаны с породами лессового комплекса.

4 *Причерноморская впадина.* Почти всю территорию впадины занимает Причерноморская низменность. На северо-западе междуречья Днестр–Дунай к ней примыкает южная окраина Бессарабской возвышенности, а в Крыму — структурно-денудационные возвышенности п-вов Тарханкутский и Керченский. Отметки поверхности Причерноморской низменности уменьшаются от 150–160 м на севере до 10–50 м на юге. Густота эрозионного расчленения невелика. Долины крупных рек (Днепр, Дунай) широкие, террасированные. Выделяется пойма и до шести надпойменных террас: две плиоценовые и четыре плейстоценовые. Оврагами расчленены главным образом высокие склоны речных долин. К востоку от р. Южный Буг на междуречьях встречаются поды — обширные замкнутые понижения глубиной 6–8 м, изредка до 15 м. Особенно многочисленны они на левобережье р. Днепр, где занимают более 20 % площади. Абсолютные высоты Бессарабской возвышенности достигают 220 м. Поверхность ее расчленена сетью глубоко врезанных (до 120–140 м) речных долин, балок и оврагов.

Причерноморская впадина в современном тектоническом плане представляет собой гетерогенный по возрасту фундамента субширотный прогиб блокового строения, выполненный мощной толщей мезозойско-кайнозойских отложений, начиная с мела. На севере впадина ограничена Улц, на западе — палеозойским складчатым сооружением

Добруджи и внешним бортом Предкарпатского прогиба, на юге, в акватории Черного моря, — погребенными структурами альпийской складчатости и на востоке — Индоло-Кубанским прогибом.

Под осадочным чехлом северного борта впадины залегают архейско-протерозойские образования, кровли которых погружаются в южном направлении, залегая в районе г. Одесса на глубине 1630 м. В центральной, наиболее прогнутой части, и на южном крыле впадины эпигерцинский фундамент представлен складчатыми структурами байкалид, каледонид, герцинид и ранних киммерид.

Платформенный чехол на докембрийском фундаменте северного борта Причерноморской впадины в нижней части сложен карбонатно-глинисто-терригенными породами раннего палеозоя, а в верхней — триаса и юры. Впадину выполняют мезозойские и кайнозойские отложения, трансгрессивно и несогласно залегающие на фундаменте.

Причерн морская впадина — сравнительно молодая крупная наложенная структура. Выполняющие ее осадки ложатся на разнородные и разновозрастные структурные элементы: докембрийский и эпигерцинский блоки Восточно-Европейской платформы, разделенные полосой грабенообразных депрессий, где складчатый фундамент опущен на глубину до 10 км.

В геологическом строении Причерноморской низменности принимают участие следующие структурные элементы: киммерийско-альпийский структурный этаж (среди слагающих его пород наибольший интерес представляют отложения неогенового возраста, так как более древние образования залегают на значительной глубине (свыше 100 м) и в инженерно-геологическом отношении не изучены); верхнеальпийский структурный этаж, образованный преимущественно континентальными отложениями позднего плиоцена, плейстоцена и голоцена. В киммерийское и куяльницкое время сформировались морские осадки. Обширные междуречья сложены красноцветными глинистыми отложениями позднего плиоцена — раннего плейстоцена, перекрытыми лессовыми породами. Речные долины выполнены аллювиальными и лиманно-морскими отложениями. Черноморские трансгрессии четвертичного периода в большинстве случаев не распространялись значительно дальше современной береговой линии, поэтому морские отложения на побережье развиты ограниченно.

Разнообразие физико-геологических условий, значительная фациально-литологическая изменчивость неогеновых и четвертичных пород определяют многообразный комплекс процессов, с неодинаковой интенсивностью проявляющихся в различных частях региона.

Оползневые процессы наиболее интенсивно развиты в береговой полосе Черного моря (Одесско-Черноморский район), где к западу и востоку от г. Одесса зона морского берега протяженностью около 200 км и шириной 2—6 км охвачена оползневыми деформациями, в процессе которых обычно происходит вертикальное оседание отко-

повышился от коренного склона массивных блоков пород с одновре-
менным их горизонтальным смещением в сторону моря. Преобладают
здесь ступенчатые оползни выдавливания по понтическим и мзотиче-
ским глинам. С последними связаны наиболее крупные по объему пере-
мещения оползневых масс с образованием запрокинутых в сторону ко-
ренного склона ступеней и гряд выдавливания в прилегающей к суше
акватории моря. В сферу захвата оползневых масс, распространенную
на глубину 30—45 м, вовлечены лессовые породы, красно-бурые глины
и понт-мзотическая глинисто-карбонатная толща. Максимальная шири-
на отдельных оползней достигает 2000 м, длина колеблется от 1,5 до
300 м, а амплитуда вертикального смещения 0,25—17 м. Возникновение
и развитие оползней данного района обусловлено совместным и одно-
временным влиянием структурно-литологического, климатического,
геоморфологического, гидрогеологического факторов и абразии.

Эрозионные процессы (линейный, струйчатый и плоскостной раз-
мывы) имеют повсеместное развитие, наиболее интенсивно проявляясь в
северо-западной части Северного Причерноморья, где глубина вреза
гидрографической сети достигает 120—140 м, горизонтальное расчле-
нение составляет 1,2—1,5 км/км² и углы наклона склонов превышают 3°,
а также на правобережных крутосклонных участках долин рек Днестр,
Южный Буг, Днепр и др. На северо-западе Причерноморья интенсивно-
му эрозионному размыву подвержено около 30 % территории. В зоне
морских берегов абразионного типа, сложенных лессовыми породами,
обычно развиты короткие овражные врезы. Небольшая их протяжен-
ность объясняется равнинностью прилегающей к морю территории и
незначительным ее превышением над его уровнем.

Процессам карстообразования подвержена толща неогеновых ка-
верно-слоистых известняков Северного Причерноморья (районы
Каховского водохранилища, Побужья, г. Одесса и др.) и Равнинного
Крыма (южная часть и п-ов Тарханкутский), залегающих ниже базиса
эрозии. Преимущественное развитие имеет глубинный карст — много-
численные каверны и трещинные полости, через которые идет пог-
лощение атмосферных осадков, особенно значительное на п-ове Тар-
ханкутский.

Абразионные процессы значительно разрушают морские берега.
На северном побережье Черного и Азовского морей преобладают
абрадируемые берега с активным клифом, сложенным преимущественно
лессовыми породами, а в основании многих участков — красно-
бурыми глинами (р. Дунай — р. Днестр), терригенно-карбонатными
(Одесский район и др.) и песчано-глинистыми породами (Азовское
побережье). В Ильичевско-Одесском районе и на некоторых других
участках морского побережья абразия взаимосвязана с развивающимися
в этой полосе оползневыми процессами. Берега абрадируются при
нагонных явлениях морских вод, вызываемых ветрами северо-восточ-
ных (Днестровский лиман), юго-восточных (г. Одесса) и южных

(г. Очаков) румбов [43]. Особенно интенсивно этот процесс проявляется во время штормов. Абразия берега в Днестровско-Дунайском районе достигает 1–2 м, в Ильичевско-Одесском — 0,93 м в год.

На всей территории Причерноморской низменности выполнена комплексная геолого-гидрогеологическая, инженерно-геологическая и гидрологическая съемки и составлены соответствующие карты. В последние 20 лет появились публикации, в которых освещено геологическое строение морского дна [26,62,73].

В современной структуре Причерноморской впадины, по геофизическим данным [13,59], важное место занимает ортогональная система длительно развивающихся глубинных разломов субмеридионального и субширотного простирания, обусловивших образование крупных блоковых структур типа горстов и грабенов, в пределах которых выделяется ряд блоков низшего порядка. Наиболее крупные тектонические элементы — Придобруджинский прогиб и Придунайская блоковая зона.

Придунайская блоковая зона. Расположена в Придунайской шельфовой зоне Черного моря между прибрежным субмеридиональным разломом на западе и Одесским глубинным разломом на востоке. Этот мегаблок пространственно частично соответствует выделенному А.И.Самсоновым и др. [74] Кагульско-Бакальскому выступу докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы. По мнению указанных выше авторов, этот выступ разбит системой разрывных нарушений на серии блоков, включая Кагульский, Болградский, Вилковский, Змеиный, Сельский и Бакальский. Основанием для их выделения явились данные сейсморазведки и гравиметрии. Вещественный состав выступа изучался на о-ве Змеиный. Существует несколько направлений во взглядах на геологическое строение этого острова. Согласно первому из них [12,79,87], грубообломочную толщу о-ва Змеиный сопоставляют с платформенным чехлом Русской плиты и относят ее либо к силуру, либо к ордовика, а В.Е.Бураковский и Б.Д.Гуревич [9] — к образованиям байкалитид.

Согласно второму направлению [22,75], толща конгломерато-брекчий, которая обнажается в береговых обрывах, сопоставляется с разрезом пермских и частично триасовых складчатых образований Северной Добруджи. В соответствии с третьей точкой зрения, высказанной в последнее время И.Н.Сулимовым и др. [77], толща конгломерато-брекчий из серицитовых пород с прослоями песчаников, кварцитов и включениями пирокластического материала по остаткам остракод и панцирных рыб имеет раннекембрийский возраст. По ряду признаков эта толща характерна для орогенных формаций, возникающих на заключительной стадии развития геосинклиналей. Поэтому структура о-ва Змеиный, по аналогии с Северной Добруджей, относится к складчатым структурам палеозоя, где проявились не только герцинская складчатость, но и одна из поздних фаз каледонского тектогенеза.

По данным сейсморазведки и гравиметрии [12], к северу от

она Змеиный до ширины юго-восточного берега оз. Сасык в Приднестровье выделяются два горстовых поднятия, ассоциирующихся с блоками фундамента, — северное (Вилковское) и южное (Змеиное).

По мнению И.Н.Сулимова [77], Змеиное и Вилковское поднятия являются аналогами блоковой структуры палеозоя (перекрытых меловыми породами), расположенной на прилегающем западном берегу Черного моря в пределах дельты р. Дунай. В восточном направлении эти поднятия ступенчато погружаются по зонам разрывов и прослеживаются до Одесского глубинного разлома.

Придобруджинский прогиб. Северная граница прогиба намечается по линии разлома Белгород-Днестровский — Сарата — Чадыр-Лунга — Баймаклия, а южная — вдоль краевого шва Восточно-Европейской платформы. Наиболее опущенная часть этого прогиба расположена на участке с. Каменское — г. Татарбунары, где кровля докембрийского фундамента, по данным сейсморазведки [76], залегает на глубине 7 км. Скважинами здесь вскрыта толща глинисто-сульфатно-карбонатных пород от силура до триаса включительно суммарной мощностью до 4,5 км. В среднем мощность осадочного чехла в пределах Придобруджинского прогиба, по геофизическим данным [59], составляет 35–42 км. Важная роль в строении прогиба принадлежит разрывным нарушениям, обусловившим глыбовое строение региона. В юго-восточной части, в пределах акватории Черного моря, выделяется Крыловская впадина, северный борт которой пологий, а южный — крутой. В строении этой впадины участвует мощная (5–6 км) толща пород палеозоя и триаса, трансгрессивно и несогласно перекрытая юрскими и меловыми отложениями мощностью до 1,5 км. А.И.Самсонов и А.Я.Краснощек [74] называют этот прогиб Западно-Черноморской краевой синеклизой Восточно-Европейской платформы.

В мезозойско-кайнозойской толще Придобруджинского прогиба [76] фиксируется предъюрская, предмеловая и предмиоценовая стадии перестройки структурного плана, которым соответствуют перерывы в осадконакоплении. Наиболее крупный тектонический элемент — Молдавская юрская впадина типа грабен-синклинали, наложенная на структуру палеозойского перикратонного прогиба. Простираение этой впадины северо-западное, согласное с ориентировкой складчатых сооружений Северной Добруджи. Толща юрских отложений (начиная с байоса) мощностью до 3 км с базальными конгломератами в подошве залегает на разных горизонтах палеозоя, представленных в Придунайской зоне геосинклинальными (силур, девон), а на остальной территории — платформенными фациями. В восточном направлении мощность юрских отложений уменьшается до 300 м. В пределах Молдавской впадины, сложенной юрскими отложениями, по геолого-геофизическим данным, выделяется ряд поднятий (Готештское, Баймаклийское, Баурчинское и др.) от 1,5х3 до 6х15 км амплитудой до 100–200 м, осложненных разрывными нарушениями.

На востоке, в районе Приднестровья, на структуру Придобруджинского прогиба наложена субширотная впадина мелового возраста, которая является составной частью Причерноморской впадины. Мощность меловых отложений колеблется от 250 до 700 м [88]. С западной стороны на юрский предгорный прогиб наложены структуры внешнего борта Предкарпатского краевого прогиба.

Неотектоника и современные движения земной коры. Неотектонические движения играют основную роль в формировании современного рельефа северо-западного Причерноморья. По данным А.Д.Архангельского и Н.М.Страхова [5], образование глубоководной впадины Черного моря произошло в олигоцене, около 40 млн лет назад.

Ю.Г.Ермаков [27] по суммарной амплитуде неоген-четвертичных вертикальных движений на территории Причерноморской впадины выделяет три главные неотектонические фазы: 1) олигоцен-среднесарматскую; 2) позднесарматскую; 3) среднеплиоцен-четвертичную.

В первой фазе западная часть впадины испытывала региональное воздымание и осадконакопления не происходило. Примыкающий к северу склон Восточно-Европейской платформы в период от позднего сармата до понта ступенчато опускался по разломам, при этом относительно глубоководные песчано-глинистые и карбонатные осадки верхнего сармата (Каркинитский залив) постепенно сменялись прибрежно-морскими терригенными отложениями (Балтский район Одесской области).

В неогене произошло разделение складчатых сооружений Крыма и Донбасса. Последующие движения от среднего плиоцена до четвертичного периода привели к образованию современных контуров Причерноморской впадины — эрозионно-аккумулятивной синеклизы, в которой сохранились мел-неогеновые зоны прогибания.

Первые наблюдения за неотектоникой района проводились в конце прошлого века Н.А.Соколовым, высказавшим мнение о дислоцированности известняков понтического яруса. И.Я.Яцко отмечал наличие в известняках понта антиклинальных складок, флексур и сбросов. Он обнаружил, что лиманы и большие балки Северного Причерноморья, по крайней мере в устьевых частях, приурочены к тектоническим нарушениям. Долины Хаджибейского, Куяльницкого, Малого Аджалыкского лиманов размещены в сводовых частях антиклинальных складок, а Большого Аджалыкского и Тилигульского приурочены к трассам разрывных нарушений. Более поздние исследования П.Ф.Гожики, О.П.Андрияша [15] подтвердили наличие нарушений и помогли установить их амплитуду, которая оказалась равной 20—30 м. Направление осей дислокации приближается к 312° и совпадает, как показал И.Я.Яцко, с направлением долин рек и лиманов. Позднее мнение о приуроченности гидросети Причерноморья к тектоническим нарушениям высказывали и другие авторы [3, 4, 29].

Геофизическими исследованиями в северо-западной части Черного моря обнаружено несколько глубинных субмеридиональных и субширотных разломов [12,13], играющих существенную роль в истории геологического развития Причерноморья. Причем особое место отводится Одесскому субмеридиональному разлому, контролирующему сочленения двух блоков фундамента. Возможно, по этому разлому прошли основные горизонтальные сдвиги, захватившие всю кору вплоть до верхней мантии. Колебательные движения земной коры без каких-либо заметных признаков дислокаций и связанные с ними колебания уровня воды наблюдаются в течение всей истории Черного моря.

В период мзотис — поздний понт в описываемом районе сохраняются условия морского режима. Накапливаются песчано-глинистые отложения и известняки, трансгрессивно перекрывающие эту толщу. В позднем понте море отступает, и начинается формирование берегового склона. Однако в среднем плиоцене (киммерийское время) море вновь наступает (см. рис. 4), но в районе г. Одесса сохраняется суша. В этот период происходит отложение континентальных осадков — красно-бурых глин. В позднем плиоцене (куяльницкое время) наступает регрессия, достигшая максимума в гурийское время. Вся западная часть Черного моря — это новая трансгрессия, однако границы моря были меньше современных. Начиная с шлейстоцена море достигает своих современных границ и в дальнейшем претерпевает незначительные изменения. В четвертичное время происходит отложение лессовидных суглинков, в новозвксинское — новая трансгрессия, соответствующая древнечерноморской в истории развития Черного моря и в результате которой уровень моря повысился на 3 м. Дальнейшее поступление под Средиземного моря вызвало новочерноморскую трансгрессию (5 тыс. лет назад), причем уровень моря в это время превышал современный на 2 м. Далее (на рубеже I и II тысячелетий до н.э.) следует фанаторийская регрессия, при которой уровень моря был на 3 м ниже современного. В начале новой эры наступает нимфейская трансгрессия, продолжающаяся до настоящего времени.

По сведениям А.Д.Архангельского и Н.М.Страхова [5], прилегающая часть шельфа и морское дно в пределах описываемого района в новейшее время опустились под влиянием неотектонических движений более чем на 50 м. Отрицательные движения земной коры с неравномерной по фронту исследуемого района скоростью продолжают и в настоящее время. Кроме того, в прибрежной полосе отмечается нарастание градиентов скоростей погружения по направлению к береговой линии [6]. По этим данным, плато в районе г. Одесса погружается со скоростью 1–2 мм в год, а то время как участок порта — 5–6 мм. Скорость погружения побережья в районе первой очереди строительства противооползневых сооружений в г. Одесса [29] составляет 6,5–7,3 мм/год.

Об опускании Одесского побережья можно судить по отступлению береговой линии. По сведениям И.Я.Яцко [99], северо-западное побе-

режье отступает со скоростью 1 м/год. Данные для участка мыс Ланжерон — мыс Большой Фонтан дают среднюю величину — 0,66 м/год [29].

В итоге можно сказать, что в геоструктурном отношении рассматриваемый район расположен на южной окраине Восточно-Европейской платформы и эпипалеозойской Скифской плиты, которые разобщены серией грабенов. В этом районе развита система субширотных и субмеридиональных тектонических нарушений, обусловивших блоковое строение фундамента. В течение нового и современного этапов вдоль периодически обновляющихся древних разломов продолжались унаследованные движения, проявившиеся в виде пликативных и дизъюнктивных нарушений незначительной амплитуды в толще осадочных пород.

Современные движения земной коры характеризуются в основном отрицательным знаком и носят дифференцированный характер, при этом в распределении скоростей подвижек отмечается определенная закономерность: их нарастание идет по направлению от берега к морю, а изменение — от участка к участку вдоль побережья. Эта закономерность имеет важное инженерно-геологическое значение, так как дифференциация скоростей обуславливает возникновение в береговых склонах зон растяжения и сжатия, разуплотнения, а в отдельных случаях разрывных нарушений. Таким образом, создается предпосылка образования ослабленных зон и снижения устойчивости склонов, что проявляется в виде незатухающих размывов берега и оползневых процессов на фоне общего погружения северо-западного побережья Черного моря.

1.3. РЕЛЬЕФ, ГИДРОГРАФИЧЕСКАЯ СЕТЬ И ГЕОМОРФОЛОГИЯ ОПОЛЗНЕВОГО СКЛОНА

Прибрежная территория северо-западного побережья Черного моря на северо-востоке ограничена Дн.про-Бугским лиманом и р. Южный Буг, на западе — р. Дунай и на юге — берегом Черного моря, включая шельф до глубины 20–30 м.

В неотектоническом отношении территория почти целиком расположена на юге обширного докембрийского складчатого пояса, образующего фундамент Восточно-Европейской платформы [74]. в непосредственной близости от зоны соприкосновения последней с горами Добруджи. Южнее линии г. Белгород-Днестровский — л.-ов Тендра расположена Причерноморская впадина. Восточно-Европейская платформа разбита дислокациями на ряд блоков, испытывающих в течение геологической истории контрастные вертикальные движения (поднятия и опускания), неравномерные во времени и дифференцированные в пространстве.

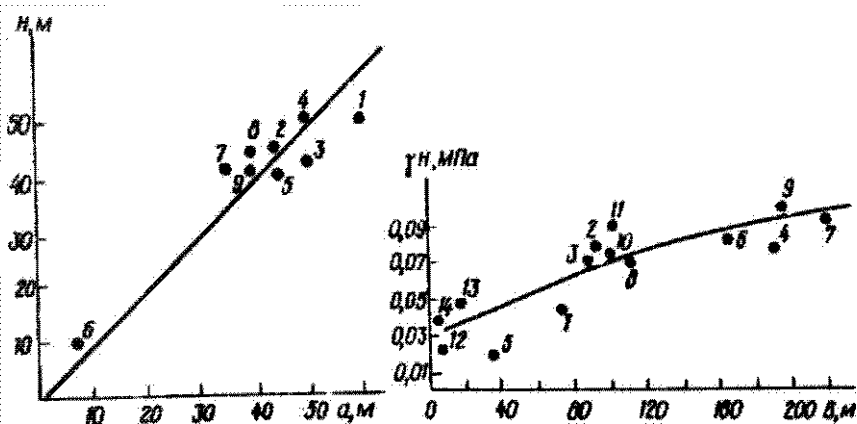


Рис. 7. График зависимости $a = f(H)$ для оползневых склонов Одесского побережья: H — высота склона; a — расстояние от уреза моря до центра вала выдавливания. Точки 1–9 соответствуют номерам по порядку в табл. 7

Рис. 8. Зависимость между шириной оползневой террасы B и нагрузкой γH . Точки 1–14 соответствуют номерам по порядку в табл. 8

В результате этих движений выделился крупный приподнятый блок УЩ, занимающий северную и северо-восточную части изучаемой территории. В направлении на юг его поверхность постепенно снижается, образуя так называемые подземные склоны УЩ. Самая южная часть носит название Причерноморской платформенной впадины. В ее пределах фундамент вскрыт на глубине 1567 м (с. Мирное). Она является северным крылом Причерноморской впадины, развивающейся в пределах Скифской плиты.

В рельефе района преобладающее место занимает Причерноморская низменность, включающая Днестровско-Тилигульскую акк. мулятивную плосковолнистую лессовую равнину на понтическом основании, Дунайско-Днестровскую аккумулятивную плосковолнистую лессовую равнину на понтическом основании, низменную прибрежную равнину нерасчлененных верхнеплиоценовых террас и Килийскую дельту р. Дунай, осложненных участками долиново-террасового рельефа, поймами рек, днищами балок и лиманов, надпойменными террасами, абразионными уступами берегов моря и лиманов, косами, барами, пересыпями, обвалами и оползнями.

Главные речные долины — Днестр, Южный Буг, Большой и Малый Куяльник, Тилигул и др. — являются консеквентными и следуют на юго-восток согласно общему наклону поверхности и простиранию

Т а б л и ц а 7. Зависимость оползневых склонов Одесского побережья от высоты склона H и расстояния от уреза до центра вала выдавливания a , м

№п/п	Участок, время наблюдения	H	a	Расстояние от центра ва- ла выдавли- вания до конца вала в море
1	Отрада, 1953 г.	50,1	60,0	60,0
2	Санаторий им. Чкалова, 1963 г.	45,2	45,0	45,0
3	Дом творчества писа- телей, 1965 г.	41,8	50,0	50,0
4	Штольня 2, 1965 г.	49,8	50,0	50,0
5	13-я станция Большого Фонтана, 1958 г.	41,0	45,0	45,0
6	Участок № 90, 1965 г.	10,0	8,0	8,0
7	Участок № 89, 1964 г.	41,0	35,0	35,0
8	То же	44,1	40,0	40,0
9	Участок № 85, 1965 г.	41,0	40,0	40,0

тектонических структур. Сеть их притоков параллельна между собой, причем левобережные притоки р. Днестр имеют меридиональное направление.

Речные долины асимметричны, на их склонах развита серия эрозионно-аккумулятивных террас, возникших в результате ряда циклов донной эрозии. В целом эрозионная сеть характеризуется большим разветвлением (до 5—6 порядков). Главный водораздел между бассейнами р. Днестр, с одной стороны, и бассейнами рек Южный Буг и Куяльник — с другой, простирается с севера-запада на юго-восток по линии г. Котовск — ст. Раздельная по максимальным отметкам Днестровско-Тилигульской аккумулятивной равнины. И главный, и второстепенный водоразделы имеют вид извилистых плоских или куполообразных полос, то сужающихся до 0,5 км, то расширяющихся до нескольких километров в зависимости от степени расчленения поверхности эрозионной сетью. Выходя к берегу Черного моря, долины рек, лиманов и оврагов способствуют высокой расчлененности прибрежных склонов. Причем в прибрежной части Причерноморской низменности густота расчленения составляет около 0,5 км/км². Прибрежные склоны Черного моря вследствие эрозионного расчленения представляют собой сложную волнистую линию с максимальными высотами в пределах г. Одесса (до 54 м над уровнем моря) и минимальными — в устьях рек и лиманов. Амплитуда расчленения прибрежного рельефа составляет в среднем около 30 м при максимальных значениях до 60 м. Эрозионные ложбины и возвышенные участки чередуются нерегулярно, в результате чего можно выделить целый ряд морфологических типов прибрежных склонов, характеризующихся сложными условиями

Т а б л и ц а 8. Зависимость между шириной оползневой террасы B и нагрузкой γH

№п/п	Участок	Индекс участка	$B, м$	$\gamma H, МПа$
1	с. Григорьевка	III-A-k-2	70,75	0,050
2	г. Одесса, Приморский бульвар	III-A-k-3	93,4	0,076
3	г. Одесса, 10-я станция Большого Фонтана	III-A-l-3	88,0	0,070
4	г. Одесса, 13-я станция Большого Фонтана	III-A-l-4	190,0	0,080
5	г. Одесса, 16-я станция Большого Фонтана	III-A-m-2	37,3	0,020
6	Пансионат "Зеленая горка"	III-A-m-3	165,0	0,080
7	г. Одесса, Отрада	III-A-m-4	220,0	0,094
8	с. Бугово, с. Сычавка	III-B-l-3	110,0	0,070
9	с. Фонтанка	III-B-l-4	196,0	0,096
10	с. Рыбаковка	III-B-m-3	102,0	0,074
11	Северо-восток Малого Аджалыкского лимана	III-B-m-4	112,5	0,086
12	с. Лебедевка	III-B-n-1	6,0	0,024
13	с. Будаки, Будаковский маяк	III-B-n-2,3	14,0	0,046
14	с. Санжейка	III-B-m-2	6,0	0,036

формирования напряженно-деформированного состояния и устойчивости слагающих их массивов горных пород.

В разрезе оползневого склона в геоморфологическом отношении выделяются: поверхность плато, бровка склона, оползневой уступ (стенка отрыва), оползневой склон, состоящий из трех—шести оползневых ступеней и одного-двух оползневых ярусов, береговой обрыв (кляиф), прибрежная отмель (аккумулятивная, абразионная или смешанного типа). Основной геодинамической характеристикой склона является его высота. Зона оползневых деформаций тянется от трещины закола на плато (30—40 м от бровки в глубь склона, т.е. соизмеримо с его высотой) до вала выдавливания в море. Как показывают данные исследований, приведенные на рис. 7 и в табл. 7, расстояние от уреза моря до центра вала выдавливания находится в близком соответствии с высотой склона. Последнее заключение чрезвычайно важно в тех случаях, когда расположение вала выдавливания неизвестно, а трещина оползневого закола может быть всегда обнаружена. Это позволяет во всех необходимых случаях достаточно достоверно опреде-

лять размеры зоны оползневых деформаций. Следует отметить, что точность сделанных нами выводов характерна в основном для склонов высотой до 50 м, т.е. практически для всех типов оползневых склонов северо-западного побережья Черного моря. Обнаруженные закономерности также важны для задания граничных условий при моделировании оползней. Зависимость между шириной оползневой террасы и нагрузкой γH показана на рис. 8 и в табл.8. Сочетание высокой степени геолого-литологической неоднородности и изменчивости свойств пород территории порождает большое число типов инженерно-геологических условий прибрежных склонов, определяющих наряду с фактором абразии механизм и интенсивность проявления оползневых и оползне-обвальных процессов. В связи с этим вопросы оценки морфологии (морфоструктура и морфоскульптура) и морфометрии (степень расчлененности) изучаемой территории следует отнести к важнейшим классификационным критериям инженерно-геологического районирования.

1.4. ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Подземные воды побережья Черного моря в районе г. Одесса содержатся в четвертичных, понтических, мезотических, сарматских и более древних отложениях [16]. В гидрогеологическом отношении вся указанная территория расположена в пределах северного крыла Причерноморского артезианского бассейна первого порядка. Для него характерно частое чередование водосодержащих и водонепроницаемых пород, что обусловило большое количество изолированных водоносных горизонтов. В оползневом процессе участвуют отложения от четвертичного до мезотического возраста, водоносные горизонты которых описаны ниже. Вместе с тем, вероятно, сарматский водоносный горизонт, несмотря на то что отложения этого возраста непосредственно в оползневых процессах не участвуют, оказывает определенное влияние на развитие оползней. Это обусловлено многолетней интенсивной эксплуатацией сарматского горизонта, особенно в г. Одесса, что привело к снижению напора и уровня подземных вод. С такими явлениями связаны значительные оседания поверхности земли, известные на территории Японии, Мексики и Англии и которые не исключены в северо-западном Причерноморье. Такое воздействие, безусловно, сказалось бы на ускорении процесса абразии и развитии оползней, присоединившись к процессу общего погружения территории. Однако в настоящее время сведений о роли сарматского водоносного горизонта в образовании оползней в г. Одесса и прилегающих территорий нет, поэтому его описание не приводится.

Подземные воды в лессовидных отложениях плейстоцена распространены на территории водораздельного плато Дунай-Днепр и образуют от одного до трех водоносных горизонтов, различающихся по условиям

залегания и режиму. На первом от поверхности региональном водоупоре (красно-бурые глины плиоцена) спорадически распространен горизонт грунтовых вод. Эти воды безнапорные, содержатся в различных лессовидных суглинках — от легких до тяжелых. Область питания этого горизонта совпадает с областью распространения; область разгрузки — склоны оврагов, балок, лиманов, берегов моря. Кроме того, при отсутствии водоупора эти воды перетекают в нижележащие водоносные горизонты, в основном в понтический.

Для определения фильтрационных свойств красно-бурых глин и суглинков и лессовидных пород И.П.Зелинским была исследована водонепроницаемость грунтов ненарушенной структуры (табл. 9). Из анализа данных, приведенных в табл. 9, следует, что коэффициенты фильтрации красно-бурых глин и суглинков отличаются друг от друга всего в 3 раза, тогда как лессов и лессовидных суглинков — на 2—3 порядка. Поэтому за водоупор можно принимать не только красно-бурые глины, но и красно-бурые суглинки.

Распространение четвертичного водоносного горизонта зависит от наличия водоупорных пород, подстилающих лессовидные суглинки. В местах отсутствия красно-бурых суглинков и глин (см. рис. 5), чаще всего на участках, примыкающих к балкам и оврагам, происходит перетекание воды в слой залегающих ниже понтических известняков. Наиболее обводненными оказываются участки между балками и оврагами (ул. Черноморская, Лейтенантский переулок, стадион "Динамо"), где до сооружения дренажей периодически возникали подтопления лессовидных грунтов по поверхности красно-бурых глин.

Химический состав подземных вод четвертичного горизонта довольно разнообразный. Обычно это хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциевые воды.

Водоносный горизонт понтических отложений развит повсеместно. Водосодержащими породами служат преимущественно известняки, реже прослойки мелкозернистых песков. Водоупором являются маотические глины. Для этого водоносного горизонта характерны резкие колебания водообильности, связанные с разной степенью пористости, трещиноватости и закарстованности известняков. Дебит скважин составляет 0,13—49,2 л/с, а удельный дебит — 0,5—4 л/с. В основном воды понтического горизонта безнапорные, однако по мере погружения отложений этого яруса появляется напор и в некоторых случаях фонтанирование из скважин.

Направление потока вод понтического горизонта на участке ст. Выгода — ст. Дачное юго-восточное, уклон поверхности составляет в среднем около 0,01, мощность водосодержащих пород — от 0,3 до 1,5 м. Далее к югу от ст. Дачное до Водяной балки направление потока юг-юго-восточное, уклоны колеблются от 0,01 до 0,02, мощность равна 0,2—1,5 м. На территории, примыкающей к г. Одесса, понтические отложения полностью прорезаются Дальницкой, Донцевой, Палие-

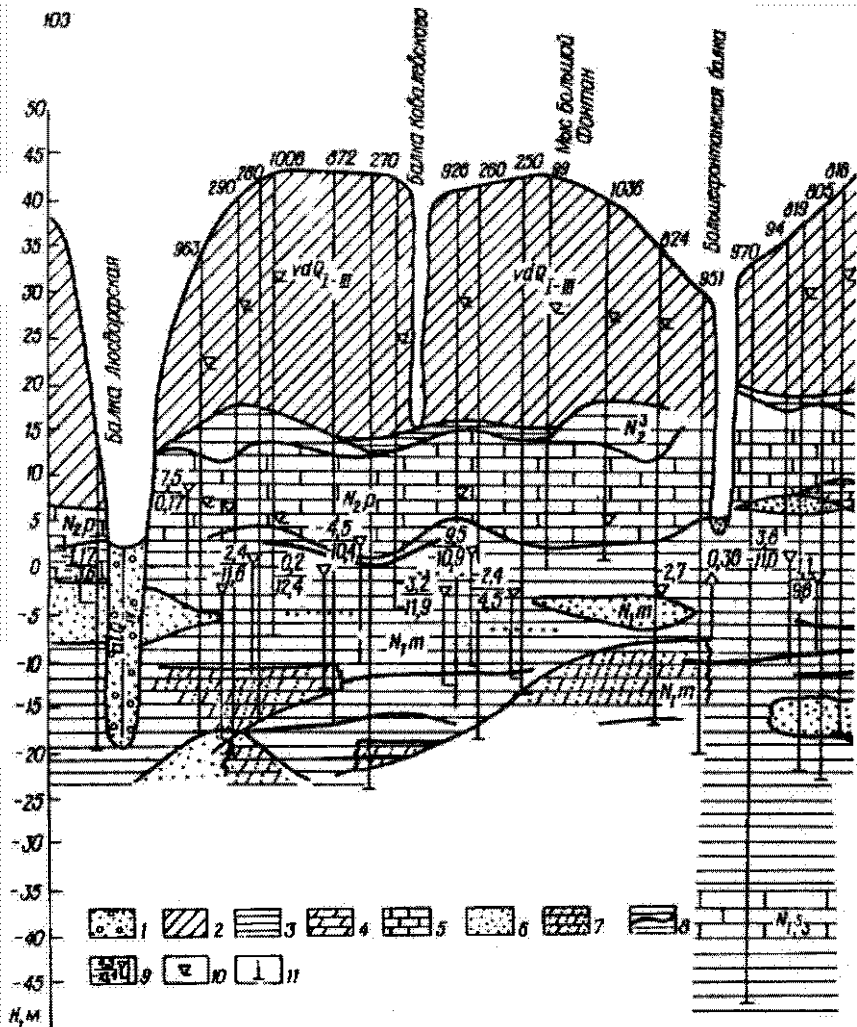
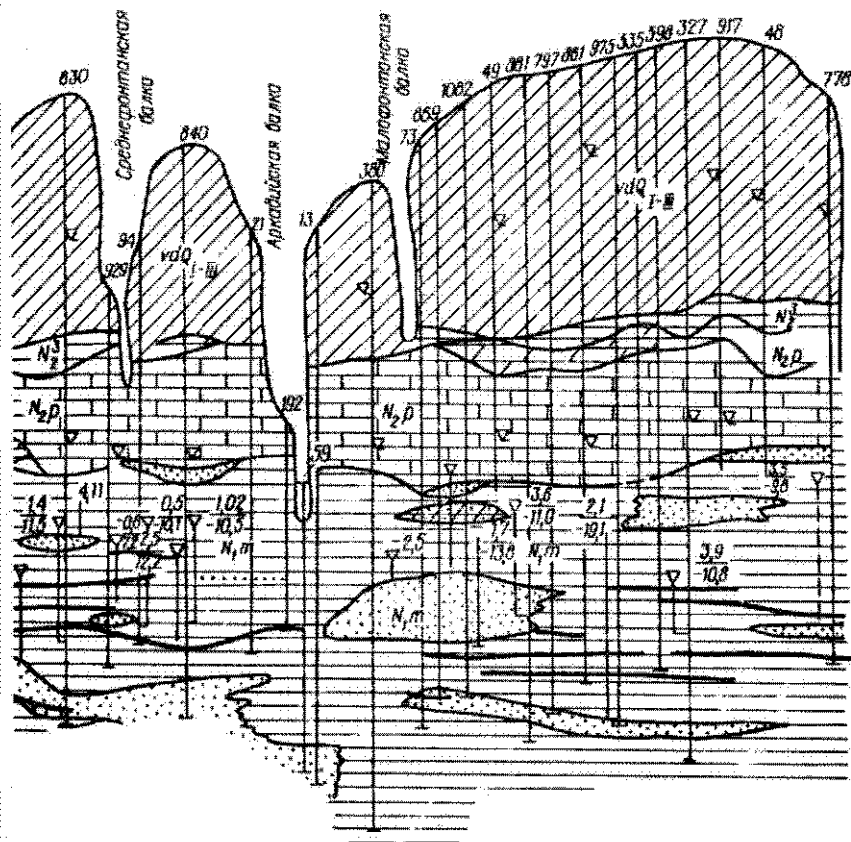


Рис. 9. Вдольбереговой гидрогеологический
1 — пески средние, крупные, местами гравелистые; 2 — суглинки лессовидные; 3 —
ванные; 6 — пески пылеватые, мелкие; 7 — супеси с прослоями глин, песков; 8 —
го горизонта (установившийся); 10 — уровни четвертич
появившийся

вой, Гнилой, Фоминой и Нерубайской балками. Вследствие этого потоки понтических вод перекрываются и к югу от мест дренирования каждый раз формируется новый поток.

Понтический водоносный горизонт, сформировавшийся севернее ст. Выгода, сужается глубокими балками до ширины 4 км, и его расход при уклоне 0,001, мощности горизонта 1–1,4 м и коэффициенте фильтрации 60,4–138,2 м/сут составляет 350–750 м³/сут. Южнее, в районе



разрез участка побережья г. Одесса:

— глины; 4 — мергели светло-серые; 5 — известняки местами перекристаллизованные прослой в толще глины; 9 — уровень мезотического водоносного и понтического водоносных горизонтов; 11 — скважина

сел Дальник и Нерубайское, ширина потока увеличивается до 7 км и при тех же уклонах и мощности расход этого горизонта увеличивается примерно в два раза. Далее на юго-восток поток подземных вод шириной 7 км, с уклоном 0,001–0,002 и мощностью 1,0–1,5 м поступает на территорию г. Одесса. Если принять прежнее значение коэффициентов фильтрации (60,4–138,2 м/сут), то расход потока на участке от верховьев Водяной балки до Сухой балки (там, где понт не прорезан

Т а б л и ц а 9. Коэффициенты фильтрации водоупорных горизонтов

Порода	Количество образцов	Коэффициент фильтрации, м/сут		
		минимальный	максимальный	средний
Глина красно-бурая	6	0,00018	0,00081	0,00050
Суглинок красно-бурый	7	0,00070	0,00200	0,00150
Суглинок бурый, между II и III лессами	3	0,69000	0,92000	0,80000
Лесс	7	0,23100	0,68000	0,37000

естественными дренами) составляет 2–4 тыс. м³/сут или 0,01–0,02 м³/сут на 1 м. Таким образом, на территорию г. Одесса со стороны междуречья поступает сравнительно небольшое количество воды (0,01–0,04 м³/ч), а расходуется в приполезной зоне 1–1,2 м³/ч на 1 м, т.е. в 20–30 раз больше. Это свидетельствует о том, что основная масса воды понтического горизонта формируется на месте (на территории города), причем значительная ее часть образуется за счет искусственного питания этого горизонта, т.е. утечек из городских водных коммуникаций и перетекания воды из верхнего водоносного горизонта в местах, где водосодержащие лессовидные суглинки залегают непосредственно на известняках (рис. 9).

Химический состав вод понта изменяется в широких пределах. Чаще всего это сульфатно-хлоридные кальциевые воды с общей минерализацией от 3 до 8 г/л. В связи с тем, что в местах разгрузки склон прикрыт мощными глинистыми оползневыми накоплениями, естественная разгрузка понтических вод затруднена и до создания системы дренажных сооружений в этих местах возникал подпор и связанный с ним подъем уровня воды на 3–5 м.

Мэотический водоносный горизонт приурочен к прослоям и линзам тонкозернистых песков, реже известняков, залегающих в толще плотных зеленовато-серых глин. Эти прослои встречаются повсеместно, часто по простиранию сменяются глинами, из-за чего мэотический водоносный горизонт не имеет единой пьезометрической поверхности (рис. 9). Соотношение содержания песков и глин изменяется от 1:1 до 1:20. По данным А.М. Дранникова и Д.Н. Нестеровой, это соотношение составляет 1:10, по данным И.П. Зелинского [29,35] – 1:3 и 1:4 (рис. 9). В пределах северо-западного Причерноморья мощность водоносных отложений колеблется от 0,2 до 18 м, а глубина залегания – от 0,4 до 24 и даже 63 м. Воды имеют незначительный напор – до 3–10 м (г. Одесса) и редко до 30 м (г. Очаков). Напор снижается по направлению к морю и долинам лиманов, где происходит разгрузка водоносного горизонта. Удельный дебит достигает 2,2 л/с, минерализация изменяется от 0,5 до 4,5 г/л. По характеру минерализации эти воды относятся к сульфатно-гидрокарбонатным смешанного катионного состава с преобладанием солей магния. Среди солоноватых разновидностей чаще встречаются гидрокарбонатно-хлоридные и сульфатно-хлоридные, магниевые и кальциево-натриевые.

2.1 ОПОЛЗНЕОБРАЗУЮЩИЕ ФАКТОРЫ

Оползни Одесского побережья представляют собой сложный многофакторный процесс и по интенсивности разрушительного воздействия относятся к крупнейшим процессам подобного рода, происходящим на территории городов.

На Одесском побережье с 1797 по 1968 гг. (к началу строительства противооползневых сооружений) зафиксировано, по геологическим и историческим данным, 237 оползней и обвалов. Только в течение 1963–1969 гг. произошло шесть крупнейших оползней: в 1963 г. — на территории санатория им. Чкалова (объем около 6 млн м^3), в 1964 г. — на территории санатория "Жемчужина" (1,5 млн м^3); в 1965 г. — в районе Дома творчества писателей; в 1967 г. — в южной части Аркадийской бухты; в 1968 г. — в районе 8-й станции Большого Фонтана и в 1969 г. — к югу от мыса Большой Фонтан.

На участке Ланжерон — Аркадия развито два типа оползней выдавливания: с глубокой (до 15–20 м ниже уровня моря) и неглубокой (до 5 м) деформацией мезотических отложений в основании склона. Типы оползней выдавливания зависят от высоты берега: первый встречается на участке Ланжерон — мыс Большой Фонтан (высота берега более 40 м), второй — мыс Большой Фонтан — Аркадия, где высота берега постепенно уменьшается в сторону Аркадийской балки.

Противооползневые работы, выбор сооружений, входящих в комплекс по борьбе с оползнями, не могут осуществляться без всестороннего учета роли природных факторов и выяснения причин, приводящих к нарушению условий равновесия прибрежных склонов. Основными оползнеобразующими факторами можно считать следующие: 1) постоянное увеличение крутизны склона в результате абразии и связанное с этим перераспределение напряжений в массиве пород; 2) подземные воды (наличие в толще пород трех водоносных горизонтов); 3) строительная и хозяйственная деятельность человека.

Особенности геологического строения. Северо-западное побережье Черного моря сложено осадочными породами невысокой прочности (за исключением слоя понтического известняка), что способствует интенсивному формированию оползней. Однако распределение напряже-

ний в склоне, механизм оползневых смещения, положение поверхности скольжения и морфология оползней в значительной степени определяются особенностями геологического строения: абсолютной величиной и соотношением прочностных и деформационных характеристик слагающих склон горных пород, их положением и ориентировкой относительно склона.

В разрезе пород склонов можно выделить четыре (иногда три) основных разновидности грунтов, которые близки по показателям прочностных и деформационных характеристик: 1) лессовидные суглинки, красно-бурые глины и суглинки, мзотические глины; 2) понтические известняки (прочный, или жесткий, слой); 3) песчаные прослои и линзы с напорными водами и лигнитизированные глины (так называемый слабый слой, потенциальная зона смещения); 4) оползневые глинистые накопления, в которых утоплены раздробленные глыбы известняка. Наиболее значительную неоднородность свойств грунтов имеют слой понтического известняка, отличающийся по прочностным и деформационным характеристикам от вмещающих глинистых пород на один-два порядка (жесткий слой), и слой лигнитизированных глин и мелкозернистых песков с напорными водами, прочностные характеристики которого почти на порядок ниже показателей вмещающих мзотических глин (слабый слой).

Прочность слоя известняка и его высотное положение (см. рис. 5) определяют тип оползня. Наиболее распространены оползневые склоны с известняком в средней части разреза. В этом случае преимущественно развиты глубокие оползни выдавливания. На участках побережья, характеризующихся высокой прочностью известняка (10-я станция Большого Фонтана, с. Фонтанка и др.), формируются склоны повышенной крутизны. В районе Ланжерона и Отрады крутизна склонов существенно меньше (ширина оползневой террасы около 300 м), поскольку прочность известняков на раздавливание не превышает 1,0 МПа. Оползневые склоны с расположением известняка в верхней части разреза встречаются в основном в долинах лиманов, и оползневые заколы на плато наследуют рещины тектонические, бортового отпора, выветривания и др. Нарушение устойчивости склона зависит от прочности глин, и в связи с небольшой высотой склона (до 25 м) образуются оползни с неглубокой деформацией отложений. В случае залегания слоя известняка в нижней части разреза оползни происходят в вышележащих породах. Размыв слоя известняка, выходящего на урезе моря, замедлен, склон имеет повышенную прочность в основании и максимальную предельную крутизну.

Зона формирования поверхности смещения оползней выдавливания чаще всего приурочена к линзам водонасыщенных глинистых песков и лигнитизированным прослоям. Количество прослоев не превышает 3—4, распределены они по глубине неравномерно и расположены в основном в интервале от -8 до -18 м. В результате оползневых смеще-

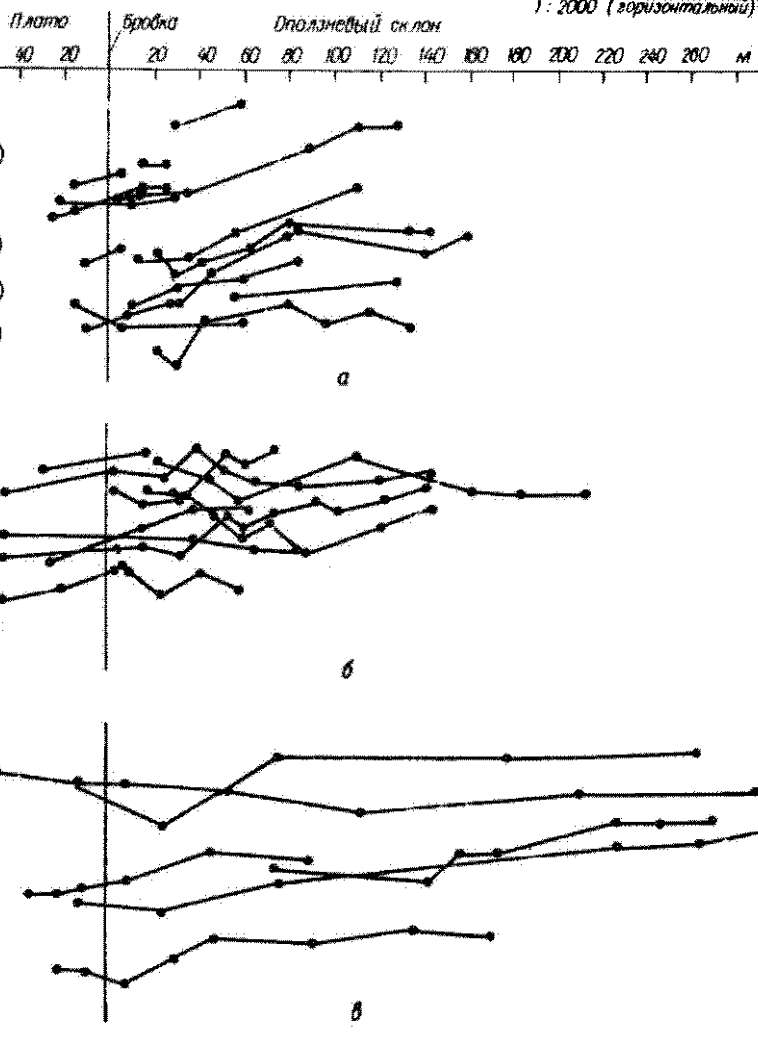


Рис. 10. Абсолютные отметки лигнитизированных прослоев на участках Одесского побережья:

а — Черноморка — мыс Большой Фонтан; б — мыс Большой Фонтан — Аркадия; в — Аркадия — Ланжерон. Цифры в кружочках соответствуют количеству оползней.

ний их абсолютные отметки увеличиваются в направлении к урезу на 2–4 м (рис. 10). Большинство поверхностей смещения расположено на глубинах $-8 \div -14$ м, что свидетельствует об их приуроченности к ослабленным зонам.

Т а б л и ц а 10. Средние скорости размыва побережья на участке Ланжерон — Черноморка, м/год

№ п/п	Район побережья	Средняя скорость размыва побережья по годам										Сред- ние для уча- стка
		1947	1948	1949	1950	1951	1952	1953	1954	1955	1956	
1	Ланжерон — сана- торий им. Чкалова	0,51	0,51	0,60	0,84	1,91	1,21	—	—	—	2,10	1,10
2	Ботанический сад — 8-я станция Боль- шого Фонтана	0,15	0,24	0,00	0,07	0,07	1,43	0,70	—	—	—	0,38
3	8-я станция Боль- шого Фонтана — 13-я станция Боль- шого Фонтана	0,49	0,25	1,04	0,54	1,08	1,41	0,86	0,08	0,09	0,86	0,67
4	13-я станция Боль- шого Фонтана — мыс Большой Фонтан	0,27	0,29	0,02	0,10	0,73	0,07	1,30	0,13	1,23	0,86	0,50
5	Мыс Большой Фон- тан — Черноморка	0,61	0,88	0,35	0,26	0,14	0,67	0,95	0,47	1,14	1,49	0,70
	Сумма	2,03	2,17	2,01	1,81	3,93	4,79	3,89	0,68	2,46	5,31	29,00
	Среднее для побережья	0,406	0,434	0,402	0,362	0,786	0,958	0,762	0,230	0,82	1,33	0,68

Таким образом, особенности геологического строения побережья (наличие прочных и слабых слоев и их пространственное расположение) определяют условия образования и развития оползней. Прочные слои (известняк) препятствуют возникновению оползней, слои пониженной прочности, наоборот, способствуют им, играя роль подготовленных поверхностей смещения.

Абразия, ее причины и скорость. Для Одесского побережья типично опускание территории и связанное с ним проявление процессов абразии, что приводит к увеличению крутизны склонов и оползням. Особенно ошутимо этот процесс проявляется на частке от Днестровского до Днepro-Бутского лимана, несколько замедляясь на берегах, сложенных пересыпями и косами или прикрытых с морской стороны аккумулятивными телами-банками. Подвижки прибрежных склонов не могут прекратиться сами по себе, поскольку в условиях постоянного подъема уровня Черного моря (средняя скорость для г. Одесса 7,3 мм/год) постепенно размывается береговой уступ и подводная отмель, истираются пляжевые накопления. Абразия, по мнению многих авторов [10, 11, 29, 31, 73], — это прямое следствие современной трансгрессии, а последняя — проявление неотектонических движений в пределах северо-восточного крыла Причерноморской впадины.

Интенсивность процессов абразии различна для разных участков побережья и зависит от литологического состава оползневых накоплений, выходящих в береговом обрыве; уровня моря, направления и интенсивности волнения; состава, направления и мощности потока наносов; хозяйственной деятельности.

Скорость размыва побережья составляет, м/год: в районе пересыпи оз. Сасык — 1,5; к юго-западу от Днестровского лимана — 1,0; на пересыпи этого лимана — 0; на участке мыс Большой Фонтан — пересыпь Сухого лимана — 0,75; в районе с. Чабанка — 1,0; с. Рыбаковка — 2,4. Скорость размыва побережья на участке Ланжерон — Черноморка неравномерна и в значительной степени зависит от литологического состава и состояния пород отмели и уступа. Средние ее значения, полученные по перемещению линии уреза моря, даны в табл. 10, которая составлена по данным Одесской оползневой станции за период 1947—1956 гг. и нашим данным о литологическом строении берегового уступа и отмели.

Как видно из табл. 10, средняя скорость размыва побережья за период 1947—1956 гг. (перед началом строительства противооползневых сооружений) составляет 0,66 м/год, изменяясь в отдельных районах от 0,38 до 1,10 м/год. На участке Ланжерон — санаторий им. Чкалова (протяженность около 4 км) в береговом уступе преобладают глинистые грунты, и размывы максимальны, составляя в среднем за 10 лет 1,10 м/год. Данные многолетних наблюдений, полученные путем сравнения положения бровки обрыва в районе ул. Черноморской в 1912 и 1964 гг., дают среднее значение отступления обрыва в глубь плато — 63 м за 52 года, что составляет $\approx 1,21$ м/год. В пределах второго района

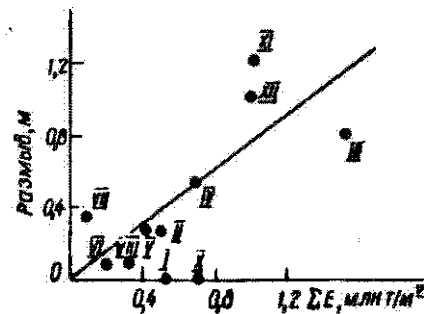


Рис. 11. Зависимость размыва берега от энергии волнения E (см. табл. 11)

нах побережья зависимость скорости размыва берега от литологического строения Берегового обрыва носит линейный характер, во втором — более сложный.

Анализ приведенных выше данных свидетельствует, что скорость размыва берега зависит от литологии пород, слагающих береговой уступ, и может колебаться в значительных интервалах. Скорость размыва линейно зависит от энергии волнения (рис. 11, табл. 11).

Для построения рис. 11 использованы данные наблюдений за энергией волнения водпоста Малый Фонтан. Кроме того, для VI—VII и X—XI месяцев взяты суммарные размывы.

Таким образом, скорость размыва побережья зависит от интенсивности волнового воздействия (энергии волнения) и литологических особенностей пород, слагающих береговой уступ.

Подземные воды. В процессе инженерно-геологических изысканий и строительства противооползневых сооружений подземные воды были обнаружены в четвертичных и неогеновых отложениях понта и мзотиса, в толще лесовидных грунтов, в понтических известняках, в линзах песков, заключенных в мзотические глины. Первый от поверхности водоносный горизонт, приуроченный к лесовидным отложениям, распространен почти повсеместно и имеет мощность до 5—20 м. Водоупором этого горизонта являются красно-бурые глины и залегающие выше красно-бурые суглинки.

До начала строительства Одесского водопровода (конец XIX ст.) вод в лесовой толще практически не было, за исключением верховий балок на глубинах 15 м и более. К 1968 г. вследствие утечек из водопровода и канализации и перераспределения поверхностного стока в результате застройки территории подземные воды в четвертичных отложениях появились почти на всей площади в старой части города.

Т а б л и ц а 12. Изменение уровня подземных вод четвертичного горизонта с 1946 по 1963 гг. в г. Одесса и с. Санжейка (данные режимных наблюдений), м

Но- мер сква- жины	Местонахождение скважины	Период наблюдений, гг.	Уровень в начале наблю- дений	Уровень в конце наблю- дений	Измене- ние уров- ня за пе- риод на- блודה- ний	Среднее измене- ние уров- ня за год в период наблודה- ний
247	Лермонтовский курорт	1946—1963	45,33	47,76	+2,43	+0,15
198	То же	1946—1963	43,36	46,90	+3,54	+0,22
199	" "	1946—1963	43,10	46,74	+3,64	+0,22
244	" "	1946—1963	42,76	45,82	+3,96	+0,25
378	Французский бульвар	1953—1963	37,30	39,08	+1,78	+0,18
580	То же	1954—1963	37,53	40,41	+2,88	+0,32
572	Ул. Белинского	1954—1963	46,16	47,18	+1,02	+0,11
479	2-я станция Боль- шого Фонтана	1954—1963	31,36	35,60	+4,24	+0,47
578	Французский бульвар	1955—1963	38,85	40,68	+1,83	+0,24
571	Пер. Глинки	1955—1963	42,58	43,26	+0,68	+0,08
569	Ул. Морская	1955—1963	42,62	43,79	+0,17	+0,02
560	Французский бульвар	1955—1963	42,68	43,68	+1,00	+0,13
586	То же	1955—1963	32,72	35,06	+2,24	+0,28
779	Ул. Черноморская	1957—1963	39,22	40,53	+1,31	+0,22
756	Пер. Тельмана	1957—1963	43,74	43,99	+0,25	+0,04
375	Французский бульвар	1953—1963	44,22	43,76	-0,52	-0,05
567	То же	1953—1963	46,89	45,10	-1,79	-0,30
214	Черноморка	1950—1963	23,86	25,21	+1,35	+0,10
931	с. Санжейка	1959—1963	0,33	0,64	-0,97	-0,20

Их уровень за последние 60—70 лет поднялся на 12—15 м. Лодоносный горизонт формировался путем соединения отдельных куполов, возникающих в местах утечек воды из подземных коммуникаций. На большей части города подземные воды поднялись до глубины 5 м. В районе порта Ильичевск, на Шкодовой горе, в районе улиц Б. Хмельницкого, Белинского и других они обнаружены на глубинах 0,5—3 м. Для доказательства утечек воды из коммуникаций и нарушения условий поверхностного стока в черте городской застройки проанализированы данные Одесской оползневой станции и других организаций города об изменении уровня первого от поверхности водоносного горизонта за период 1946—1963 гг. (табл. 12). С 1964 г. начала функционировать дренажная завеса, которая изменила режим и условия формирования грунтовых вод, имевших место до этого периода.

Из табл. 12 видно, что в 15 скважинах из 17 уровень грунтовых вод поднимался. Средняя скорость подъема составила 0,2 м/год. Если

Т а б л и ц а 13. Водопроницаемость четвертичных отложений

Но- мер ана- лиза	Порода	Номер моно- лита	Номер обна- жения	Коэффициент фильтрации, м/сут
1	Глина красно- бурая	6	3	0,000805
2	То же	6	3	0,000805
3	" "	12	5	0,000250
4	" "	12	5	0,000250
5	" "	12	5	0,000179
6	" "	12	5	0,000179
7	Суглинок красно- бурый	9	4	0,000164
8	То же	9	4	0,000164
9	" "	11	5	0,000740
10	" "	11	5	0,000740
11	" "	11	5	0,002000
12	" "	11	5	0,002000
13	" "	11	5	0,002000
14	Суглинок бурый между II и III лессами	3	1	0,920000
15	То же	3	1	0,690000
16	" "	3	1	0,800000
17	Лесс	2	1	0,287000
18	"	2	1	0,231000
19	"	8	4	0,287000
20	"	8	4	0,287000
21	"	7	4	0,370000
22	"	7	4	0,680000
23	"	7	4	0,402000

учесть понижение уровня в скв. 375 и 567, то среднее изменение поверхности грунтового потока за 1946—1963 гг. составило 0,17 м/год. В течение 1953—1963 гг. в Черноморке уровень вод в четвертичных отложениях поднимался со скоростью 0,1 м/год. За городской чертой (скв. 931) в этот период происходило снижение уровня со скоростью 0,2 м/год. Приведенные данные свидетельствуют о том, что средняя скорость подъема горизонта грунтовых вод (0,17 м/год) наблюдалась в старой части города (участок побережья Ланжерон — Аркадия), несколько меньшая — в старом, интенсивно реконструируемом районе (Черноморка, до 0,10 м/год), а за городской чертой (с. Санжейка) уровень снижался со скоростью 0,2 м/год. Следовательно, подъем уровня четвертичного водоносного горизонта в г. Одесса объясняется не региональными причинами, а влиянием местных факторов. Средняя скорость подъема уровней водоносного горизонта определена и для прибрежной части города в районе ул. Белинского путем сравнения

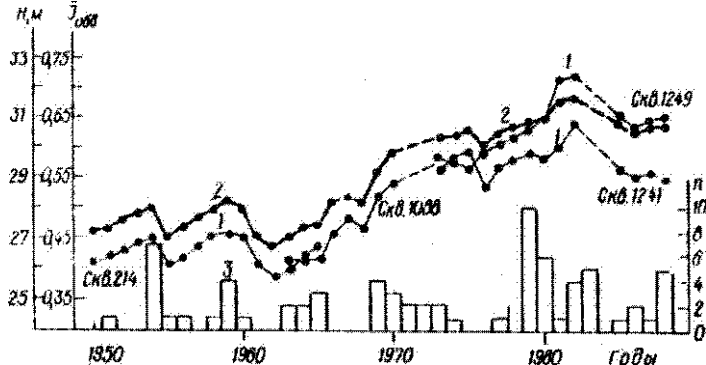


Рис. 12. Графики изменения среднегодового уровня H четвертичного водоносного горизонта, степени обводненности $I_{обв}$ прирвовочной части павта и количества ополз. в песовидных суглинках в районе XII оползневого амфитеатра:

1 — уровень грунтовых вод, м; 2 — среднее значение индекса обводненности; 3 — количество оползней

глубин залегания подземных вод в 1940 и 1967 гг. Анализ приведенных данных позволяет определить скорость подъема уровня грунтовых вод непосредственно в зоне разгрузки — 0,10 м/год.

Для определения фильтрационных свойств красно-бурых глин и суглинков исследована водопроницаемость монолитов из основных слоев четвертичных грунтов: по двум монолитам красно-бурых глин (6 определений), двум монолитам красно-бурых суглинков (1 определение), одному монолиту бурых суглинков (3 определения) и трем монолитам лессов (7 определений). В итоге было опробовано восемь монолитов, по которым сделано 23 определения водопроницаемости (табл. 13). Из анализа данных, приведенных в табл. 13, следует, что коэффициенты фильтрации красно-бурых суглинков и глин отличаются друг от друга меньше, чем на один порядок, красно-бурых суглинков и лессовидных грунтов — на два порядка. Поэтому при определении эффективности вертикального дренажа за водоупор приняты красно-бурые суглинки.

Распространение четвертичного водоносного горизонта зависит от наличия подстилающих лессовые грунты красно-бурых лессовидных суглинков и глин. При их отсутствии (участки, прилегающие к балкам и оврагам) подземные воды в толще лессовидных суглинков не наблюдаются. В таких местах воды этого горизонта перетекают в слой залегающих ниже понтических известняков. Наиболее обводнены участки ул. Черноморской, Лейтенантского спуска, стадиона "Динамо" и др. Химический состав подземных вод четвертичных отложений характеризуется большой пестротой. Обычно это хлоридно-магнєвые, хлоридно-натриевые и хлоридно-кальциевые воды с плотным остатком от 1,1 до 12 г/л. Содержание хлора колеблется от 71 до 3720 мг/л; сульфатов —

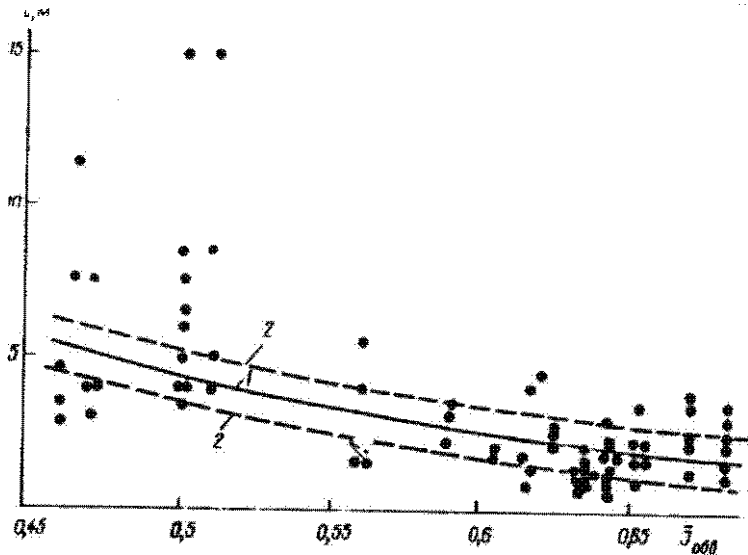


Рис. 13. Зависимость длины оползневой блока от степени обводненности прибрежной части плато в районе XII оползневого амфитеатра Одесского побережья:

1 — линия регрессии; 2 — границы для 95%-ной доверительной области

от 240 до 2340; гидрокарбонатов — от 164,7 до 585 мг/л. Содержание аммиака (0,3–0,6 мг/л), нитратов (до 367 мг/л) и нитритов (0,01–0,2 мг/л) свидетельствует о его загрязнении.

По литолого-геодинамическим признакам на северо-западном побережье Черного моря выделяется четыре типа оползней, два из которых — оползни-потоки и блоковые смещения лессовидных пород по глинам неогенового возраста. Интенсивность оползневых смещений в лессовидных породах прогрессивно возрастает вместе с освоением территорий, главным образом вследствие подъема уровня четвертичного водоносного горизонта, вызванного техногенным обводнением прибрежной части плато, которая наиболее быстро реагирует на изменения природной обстановки [90].

На одном из участков Одесского побережья в районе XII оползневого амфитеатра наблюдения за уровнями четвертичного водоносного горизонта проводятся с 1950 г. Наблюдательные скважины расположены на плато на расстоянии 20–30 м от бровки оползневого склона. Многолетние изменения уровня можно разделить на два периода: с 1950 г. до середины 1960-х годов — ненарушенный (квазистационарный) режим, в пределах которого амплитуда многолетних колебаний уровня не превышала 1 м и не было направленного тренда с существенными темпами роста уровня; с середины 1960-х годов — нарушенный (нестационарный) режим, при котором наибольшее превышение уровня в 1982 г. по сравнению с квазистационарным периодом составило

4–5 м (рис. 12). В течение первого и второго периодов зафиксировано соответственно 20 и 55 оползней в лессовидных суглинках. Увеличение количества оползней с ростом уровня грунтовых вод обусловлено возрастанием мощности ослабленной зоны, формирующейся в результате изменения напряженного состояния и снижения прочности лессовидных суглинков. В качестве характеристик, отражающих влияние изменения уровня, использованы морфометрические параметры (длина и ширина оползневого блока). Сопоставление их средних значений по соответствующим периодам свидетельствует об уменьшении в несколько раз характерных размеров оползневых блоков с увеличением мощности ослабленной зоны (табл. 14).

Для выявления взаимосвязи между морфометрическими параметрами оползней и изменением гидрогеологических условий в качестве характеристики относительной мощности ослабленной зоны использовали индекс обводненности [26], представляющий собой отношение мощности четвертичного водоносного горизонта к мощности лессовидных суглинков. Выполненный корреляционный анализ показал наличие прямой тесной взаимосвязи морфометрических характеристик (коэффициент корреляции $K = 0,87 \div 0,90$) и обратной слабой связи этих характеристик с индексом обводненности прибрежной части плато ($K = -0,52 \div -0,69$).

Взаимосвязь между морфометрическими параметрами (длина и ширина блока, его площадь) хорошо отображается прямолинейными функциями, а между морфометрическими параметрами и их изменением во времени или степенью обводненности прибрежной части плато — экспоненциальными функциями (рис. 13).

Следовательно, изменение гидрогеологических условий приводит к активизации оползневых процессов в прибрежной части плато, а также к изменению типов оползней (блоковые смещения могут переходить в оползнь-потоки) и их морфометрических параметров. Последние могут быть использованы для диагностической оценки природно-техногенных условий развития оползней и в качестве классификационного признака.

За последние два десятилетия на северо-западном побережье Черного моря произошло более 200 оползней рассматриваемого типа. Выде-

Т а б л и ц а 14. Морфометрические параметры оползней в лессовидных суглинках в районе XII оползневого амфитеатра

Статистическая характеристика	Период наблюдений	
	1950–1964 гг.	1965–1988 гг.
Количество оползней	20	55
Среднее значение параметров, м	6,47 64,95	2,36 28,59
Среднее квадратическое отклонение, м	3,51 36,0	1,22 20,61
Коэффициент вариации	54 55	52 72

П р и м е ч а н и е. Над чертой — длина отколовшегося блока (в направлении смещения), под чертой — ширина отколовшегося блока.

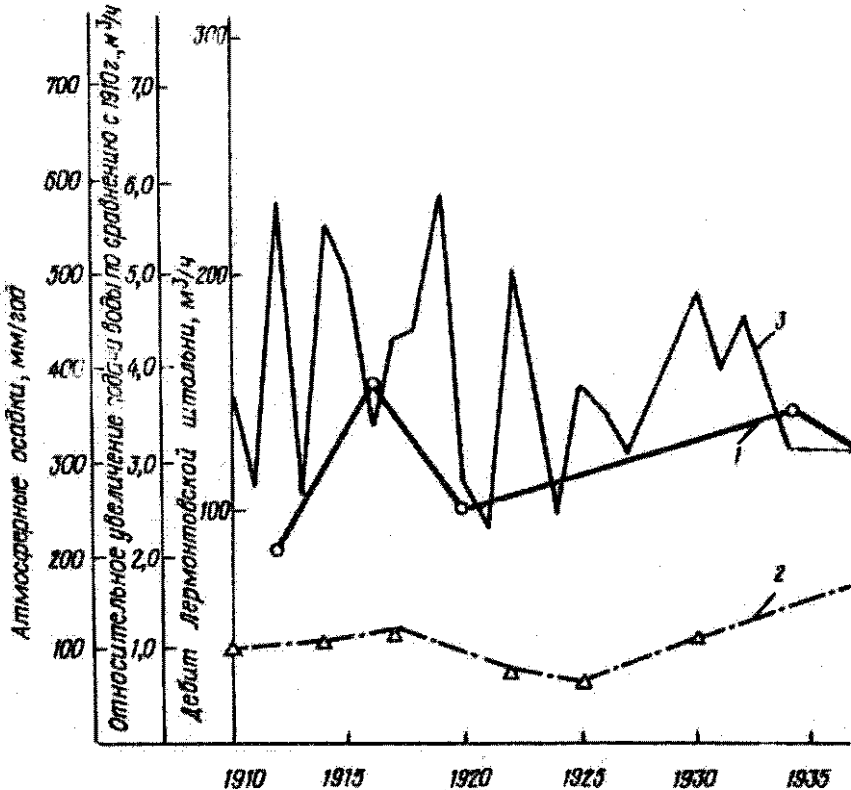
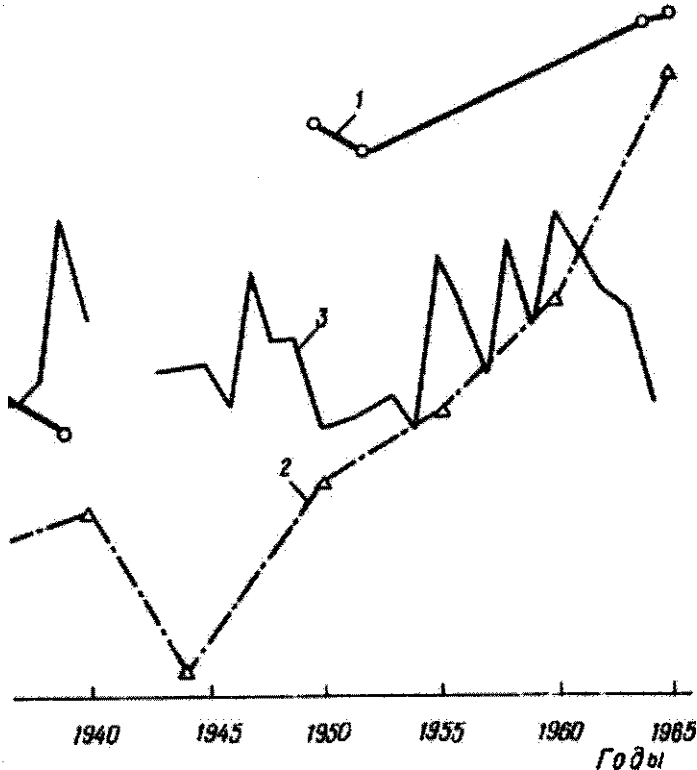


Рис. 14. Совмещенный график расхода понтического водоносного горизонта в рай
1. Одесса (2) и количества

ляемые при инженерно-геологическом районировании однотипные в геолого-структурном отношении участки побережья по размерам оползневых блоков практически не различаются.

Второй водоносный горизонт приурочен к понтическим известнякам, и его водупором являются мезотические глины. Этот горизонт имеет безнапорный характер и распространен почти повсеместно. В связи с описанными выше особенностями геологического строения (наличие поднятий в местах выхода к берегу балок и оврагов) максимальная обводненность известняков отмечена между балками, так как в этих местах кровля водупора испытывает наибольшие погружения. Мощность понтического водоносного горизонта до 5 м. Восполняется он в основном за счет утечек из городских водных коммуникаций и перетекания воды из лессовидных грунтов в местах, где они залегают непосредственно на известняках.

Сравнение данных о притоке подземных вод в г. Одесса со стороны степи с дебитом дренажной галереи на участке Ланжерон — Аркадия



ние Лермонтовской штольни (1), роста водопотребления и атмосферных осадков (3)

(протяженность 6 км) показало, что последний в 1965 г. был в 9 раз больше, в 1966 г. — в 8 раз и в 1967 г. — в 7,5 раза. Анализ данных, приведенных на рис. 14, свидетельствует о тесной связи между увеличением дебита Лермонтовской дренажной штольни и ростом водопотребления в г. Одесса за период 1912–1967 гг. В то же время количество выпадавших ежегодно осадков такого влияния не оказывало. Поэтому правомерен вывод о том, что одной из главных причин увеличения дебита понтического водоносного горизонта являются потери из водопроводной и особенно канализационной сетей.

В связи с неровностями кровли водоупора обводненность понтических известняков, а следовательно, и оползневых накоплений крайне неодинакова. Наиболее обводнены районы Лермонтовского санатория и санатория им. Чкалова. На этих участках приток воды на 1 м галереи составляет от 0,7 до 1,0 м³/ч, а средний удельный приток для всего участка дренажной галереи в 1967 г. не превышал 0,15 м³/ч. Это в 5–6 раз меньше средних значений притока. Как правило, в местах

максимальной обводненности понтического водоносного горизонта отмечается наибольшая ширина оползневого склона и подвижность оползней. Происходит "растекание" грунтов оползневой террасы из-за избыточного увлажнения. Это приводит к нежелательным последствиям, а именно: к постоянному выдвиганию в море оползневых накоплений и, как результат, активному размыву берегового уступа волноприбоем; увеличению крутизны склона в районе бровки обрыва и появлению трещины закола из-за возрастания растягивающих напряжений в прибрежной части плато. В связи с тем, что в местах разгрузки понтического водоносного горизонта склон прикрыт мощными глинистыми оползневыми накоплениями, затруднена естественная разгрузка подземных вод.

Воды понтического водоносного горизонта по химическому составу относятся к сульфатно-хлоридным с минерализацией от 3 до 8 г/л.

Водоносный горизонт в линзах мелкозернистых глинистых мезотических песков обнаружен при бурении разведочных скважин на глубинах от 1 до 27 м ниже уровня моря. Подземные воды этого горизонта обладают напором до 20 м и их пьезометрические уровни превышают уровень моря на 2–10 м. Наибольшее распространение этот горизонт имеет на участке 10-я станция Большого Фонтана — мыс Большой Фонтан, где в разрезе мезотиса преобладают песчаные отложения (см. рис. 9). Его влияние на устойчивость склонов определяется величиной эквивалентных взвешивающему давлению контурных сил, действующих на подошву водоупора, и снижением характеристик прочности на контакте песков и глин.

Подземные воды в оползневых накоплениях встречены повсеместно, но их обводненность различна. Наиболее обводнены смещенные пачки известняков, и при проходке штольнями было отмечено резкое возрастание притоков воды до $74 \text{ м}^3/\text{ч}$ (штольня 4) и $250\text{--}350 \text{ м}^3/\text{ч}$ (штольня 3). Пачки известняков в оползневом склоне играют роль коллекторов воды, причем грунты вокруг этих глыб наиболее обводнены. Такая неравномерная обводненность оползневых накоплений отрицательно сказывается на устойчивости склона.

Строительная и хозяйственная деятельность. На Одесском побережье в течение 1950–1980-х годов выполнены работы, которые существенным образом повлияли на нарушение условий равновесия природных склонов. К таким мероприятиям следует отнести выборку песка с подводной отмели с глубины 5–7 м в районе Черноморки. В результате многолетней разработки (вплоть до 1964 г.) в непосредственной близости от берега было изъято около 5 млн м^3 песка. Вдоль берега образовался котлован внушительных размеров, началась переработка подводной части склона. Рост крутизны прибрежной отмели (глубина увеличилась на 4–5 м) вызвал резкое усиление абразии на участке мыс Большой Фонтан — Сухой лиман. Поток песчаных наносов, ранее существовавших в этом районе, уменьшился, так как его путь преградил котлован. В результате за период 1964–1969 гг. на этом участке про-

изощро три крупных оползня, появились заколы на плато. До конца не выяснено влияние ограждающих сооружений порта Ильичевск в Сухом лимане на миграцию наносов вдоль побережья. Ежегодно из подходного канала выбирается и сбрасывается на большую глубину более 20 тыс. м³ донных наносов, что в 2 раза превышает годовую производительность потока наносов на участке мыс Большой Фонтан — Ланжерон.

В результате утечек воды из городских водопроводных и канализационных сетей и нарушения условий естественного стока поверхностных вод в процессе застройки города в четвертичных лессовидных суглинках сформировался постоянный водоносный горизонт. Разгрузка подземных вод происходит в районе берегового обрыва через толщу оползневых накоплений, что приводит к значительному увлажнению смешанных пород и потере устойчивости. В настоящее время важно создать такую схему защиты северо-западного побережья Черного моря, которая бы обеспечивала улучшение экологической ситуации и позволила защитить берега от угрозы разрушения абразией и оползнями.

2.2. ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРУНТОВ

Одним из условий активного проявления оползней является незначительная механическая прочность грунтов, слагающих прибрежные склоны. Поэтому мы подробно рассмотрим вопрос о составе и физико-механических свойствах пород. Кроме того, для составления геомеханических схем моделирования оползней необходимо проанализировать факторы, способствующие развитию этих процессов, и составить представление о механизме оползней Одесского побережья. Ниже приведем характеристику состава и физико-механических свойств глин, известняков, красно-бурых глин, лессовидных суглинков и других грунтов, менее часто встречающихся в разрезе.

Мэотические отложения характеризуются значительной неоднородностью состава и физико-механических свойств. Чаще всего выделяют три их разновидности: глины с массивной и комковатой текстурами и песчанистые. Наряду с этим многочисленны данные исследований позволяющие сделать вывод о том, что характеристики прочности мэотических глин (сопротивление сдвигу и одноосному сжатию, сцепление) в большей степени зависят от наличия в их толще подготовленных поверхностей ослабления, чем от литологических особенностей.

Гранулометрический состав глин следующий: содержание песчаных частиц колеблется от 3 до 49 % и составляет в среднем 9,6 %; пылеватых частиц — от 10,2 до 74,5 % при среднем значении 47,21 %; глинистых от 21,0 до 84,1 % при среднем значении 43,19 %.

Глины мэотического яруса, по данным микроскопических исследований, состоят из пелигоморфного глинистого и карбонатно-глинистого вещества зеленовато-серой, желто-серой и серой окраски, в котором в большинстве случаев равномерно рассеян шевритовый и реже

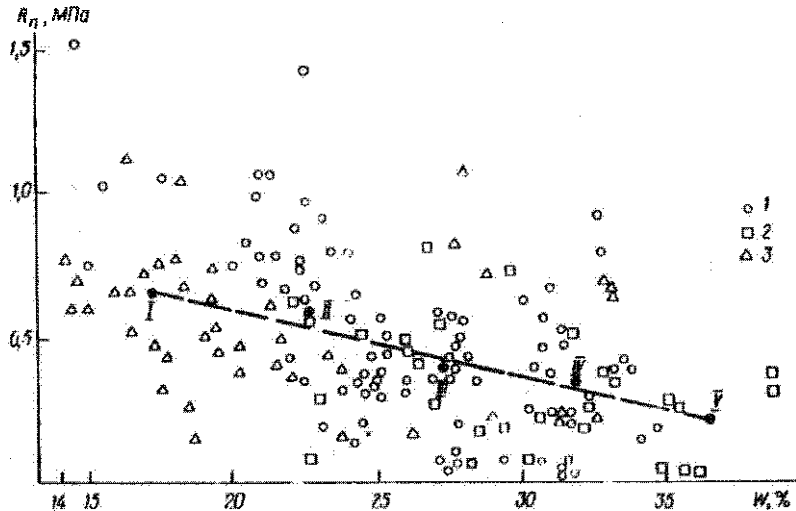


Рис. 15. График зависимости пиковой прочности R_n от влажности W для мзотических глин комковатой (1), массивной (2) и тонкопесчаной (3) текстуры. Точки I-V — средние арифметические значения R_n и W для пяти интервалов (см. табл. 15)

песчано-алевритовый материал. Последний содержит зерна кварца, полевых шпатов, мусковита, глауконита и других минералов при общем преобладании кварца. Глинистая фракция представлена гидрослюдами, монтмориillonитом, каолинитом и дисперсным кварцем. Главным химическим компонентом является оксид кремния (50–73 %), далее следует оксид алюминия (7,8–20,3 %). Содержание гумуса не превышает 0,7 %. Среди водорастворимых солей преобладают гидрокарбонаты кальция и магния. В составе средне- и труднорастворимых — гипс и карбонаты кальция и магния.

Зависимость пиковой прочности мзотических глин от влажности показана на рис. 15, из которого следует, что прочность снижается с увеличением влажности (см. табл. 15).

Номер точки на графике	Интервал влажности, %	R_n , МПа	W , %
I	15–20	0,664	17,2
II	20–25	0,574	22,8
III	25–30	0,400	27,3
IV	30–35	0,349	31,9
V	35–40	0,211	36,5

Глинистая фракция была исследована с помощью электронного микроскопа. По нашим данным, эта фракция состоит в основном из гидрослюдов в виде чешуек и изометрических пластинок с четкими гранями. Агgregаты монтмориillonита содержатся в незначительном количестве.

Результаты термического анализа фракции 0,001 мм характеризуются наличием двух-трех эндотермических реакций и одной экзотермической.

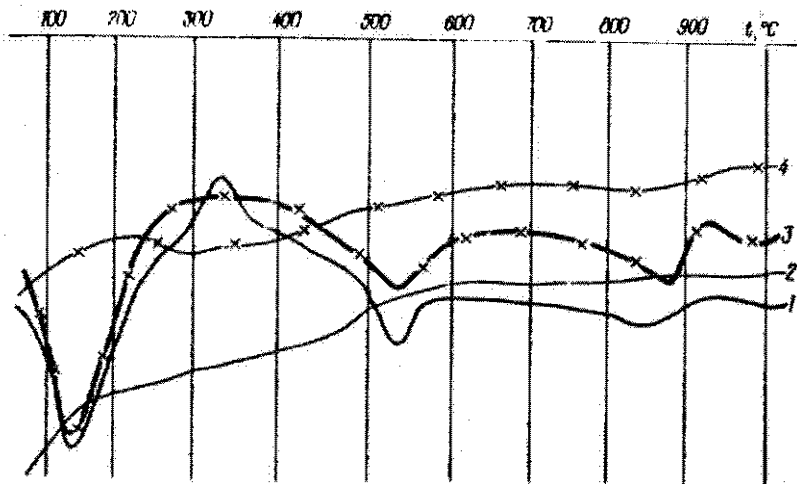


Рис. 16. Результаты термических испытаний глинистой фракции мэотической глины (1,2 — образец №9; 3,4 — образец №11):

1—3 — эндотермические реакции при температурах соответственно до 150 °С, 542—550 °С и 890 °С; 4 — экзотермическая реакция при температуре до 918 — 933 °С

ческой. Первая эндотермическая реакция имеет максимум при 150 °С и наибольшую интенсивность. Максимум второй отмечен при 542—550 °С, третьей — при 890 °С. Последняя эндотермическая реакция переходит непосредственно в незначительную экзотермическую с максимумом при 918—933 °С. Дополнительная экзотермическая реакция у образца №11 (рис. 16) указывает на присутствие органических примесей. Потери массы составляют 10,2 % (образец №9) и 15,4 % (образец №11). Анализ приведенных данных свидетельствует о том, что в составе глинистой фракции преобладает гидрослюда с незначительной примесью монтмориллонита и иногда каолинита. Этот вывод хорошо коррелирует с данными электронно-микроскопических исследований.

Содержание гумуса в мэотических глинах, определенное по методу И.В.Тюрина, следующее, %: скв. 99 (глубина 42,2 м) — 0,25; скв. 99 (42,0 м) — 0,20; штольня 1 (44,1 м) — 0,50. Эти данные позволяют сделать вывод о незначительном содержании органических примесей в этих грунтах.

Испытание образцов мэотических глин в срезных приборах показывает ярко выраженную зависимость всех прочностных характеристик (сопротивление сдвигу, раздавливание, угол внутреннего трения и сцепление) от изменения влажности. На рис. 17 видна четко выраженная зависимость $\tau_{сдв} = f(P, W)$. Опыты по определению $\tau_{сдв}$ осуществлялись на приборах института "Гидропроект" при нагрузках 0,1; 0,3 и 0,6 МПа. Увеличение влажности во всех случаях вызывало снижение сопротивления сдвигу примерно в 4—5 раз (табл. 16).

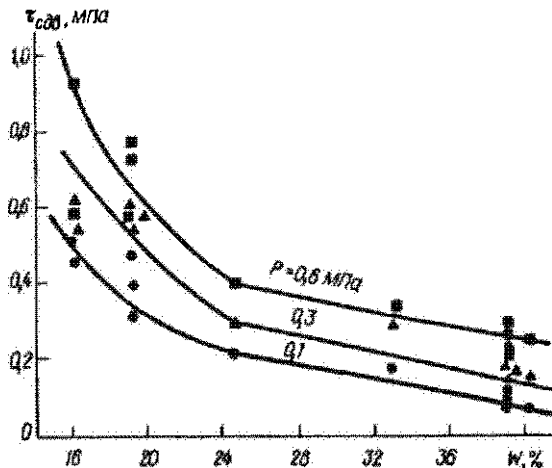


Рис. 17. График зависимости сопротивления сдвигу $\tau_{сдв}$ от естественной влажности W мзотических глин при нагрузках P , равных 0,1; 0,3 и 0,6 МПа

Аналогичная зависимость отмечена между сопротивлением раздавливанию и влажностью (см. рис. 15). При изменении последней с 17,2 до 36,5 % сопротивление раздавливанию снизилось с 0,664 до 0,211 МПа. При увеличении влажности с 20 до 40 % сцепление уменьшилось вдвое, а угол внутреннего трения — в 1,5 раза (рис. 18). Резкое уменьшение прочности глин при незначительном увеличении их влажности и слабом набухании может свидетельствовать о том, что этот процесс происходит в результате изменения плотности (влажности) в зонах ослабления, на поверхности скольжения и напластования. В связи с тем что в мзотических глинах имеется большое количество зеркал и поверхностей скольжения, прослоев с низкими показателями сопротивления сдвигу и других потенциальных поверхностей ослабления, влияние воды на потерю прочности оказывается существенным.

Плотность мзотических глин колеблется в пределах 1,81–2,18 г/см³ (в среднем $1,99 \pm 0,02$ г/см³). Коэффициент пористости изменяется от 0,47 до 1,11 при среднем значении $0,78 \pm 0,04$. Прочностные характеристики варьируют в следующих пределах: пиковое сопротивление раздавливанию — 0,04–1,16 МПа (в среднем 0,44); установившееся сопротивление раздавливанию — 0,01–0,086 МПа (в среднем 0,04). Угол внутреннего трения колеблется от 4° 40' до 38° 40' (в среднем 14°), сцепление — от 0,02 до 0,522 МПа (в среднем 0,1 МПа).

Глины в оползневых накоплениях характеризуются более высокой влажностью и, как следствие, меньшей прочностью. При увеличении влажности с 25,0 (у ненарушенных) до 30,3 % (у смещенных) угол внутреннего трения уменьшается до 11° 20', а сцепление — до 0,01 МПа.

Такое изменение прочности мы получили в лабораторных условиях при срезе по предварительно подготовленной смоченной поверхности. Вероятно, по этой причине (из-за возникновения массовых поверхностностей ослабления и дополнительного увлажнения) прочность оползших глин более низкая, чем у глин в ненарушенном залегании.

Толща мезотических глин, особенно на глубине 9—10 м ниже уровня моря, крайне неоднородна и имеет разнообразный литологический состав: многочисленны линзы мелкозернистого песка мощностью от нескольких сантиметров до 1,0 м с напорными водами, прослой лигнитизированных грунтов мощностью 0,2—0,6 м и детритуса раковин моллюсков. Общая мощность ослабленной зоны составляет 0,2—1,0 м. Немногочисленные образцы грунтов из этой толщи (всего 14) позволили установить, что пиковая прочность здесь колеблется в пределах 0,208—0,304 МПа (в среднем 0,26 МПа). Установившаяся прочность составляет всего 0,01 МПа. Угол внутреннего трения не превышает 8° , а сцепление — 0,007 МПа. Из приведенных данных видно, что в толще мезотических отложений существует ослабленная зона, для которой прочностные характеристики грунтов почти на порядок ниже, чем у вмещающих глин. Поэтому при моделировании, особенно методом эквивалентных материалов, мы будем выделять этот слабый слой, так как его положение в склоне определяет положение поверхности скольжения (см. рис. 10).

Рассмотрим физико-механические свойства понтических известняков. При среднем значении 4,0 МПа сопротивление раздавливанию колеблется от 0,8 до 180 МПа. Низкую прочность, редко превышающую 1,0 МПа, известняки имеют в местах наиболее глубокого залегания пласта. На отдельных участках (например, 10-я станция Большого Фонтана) она составляет в среднем 15,0 МПа. Прочность известняка зависит от степени его перекристаллизации и влажности. Его плотность изменяется от 1,85 до 1,98 г/см³ (в среднем 1,90 г/см³). Показатели влажности колеблются от 25,0 до 35,0 %. Коэффициент пористости варьирует от 0,50 до 0,98 (в среднем 0,78). Угол внутреннего трения установлен на основании данных о сопротивлении сжатию и скалыванию и составляет 30° .

Слой понтического известняка трещиноват, однако трещины, по данным наблюдений при строительстве подземных сооружений,

Т а б л и ц а 16. Зависимость сопротивления сдвигу $\tau_{сдв}$ от естественной влажности мезотических глин W при разных нагрузках P

$W, \%$	$\tau_{сдв}, \text{МПа}$		
	$P = 0,1 \text{ МПа}$	$P = 0,3 \text{ МПа}$	$P = 0,6 \text{ МПа}$
16,0	0,46	0,62	0,93
16,0	0,53	0,52	0,58
19,0	0,32	0,60	0,73
19,0	0,53	0,56	0,59
19,0	0,40	0,59	0,78
24,6	0,22	0,30	0,40
35,0	0,17	0,31	0,34
39,0	0,11	0,15	0,22
39,0	0,09	0,17	0,24
39,0	0,10	0,17	0,26
39,0	0,11	0,16	0,27
40,0	0,08	0,18	0,26

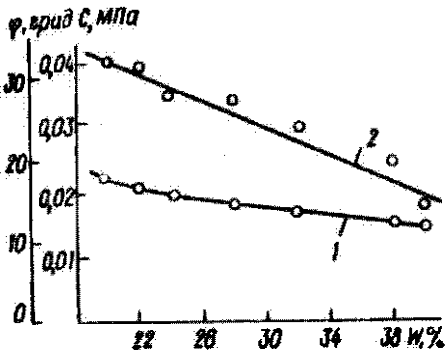


Рис. 18. Зависимость угла внутреннего трения ϕ (1) и сцепления C (2) от влажности W мезотических глин

момента, пока не будет нарушена сплошность этого слоя, оползневая подвижка произойти не может, что подтверждается натурными наблюдениями и многочисленными испытаниями на моделях из эквивалентных материалов.

Над известняком залегают красно-бурые глины, имеющие следующий гранулометрический состав, %: песчаные частицы — 3,57 — 18,4 (в среднем 12,5); пылеватые частицы — 30,2—65,8 (в среднем 47,71); глинистые частицы — 25,25—56,60 (в среднем 39,38). Плотность несмещенных глин составляет 1,98 г/см³, смещенных — 1,95 г/см³, влажность — соответственно 24 и 27 %, коэффициент пористости — 0,70 и 0,78. Пиковое сопротивление раздавливанию несмещенных глин колеблется от 0,05 до 0,874 МПа (в среднем 0,44 МПа), установившееся сопротивление раздавливанию — от 0,01 до 0,1 МПа (в среднем 0,04 МПа). Средний угол внутреннего трения несмещенных глин равен 18°, смещенных — 13°, сцепление — соответственно 0,06 и 0,04 МПа.

Лессовидные суглинки содержат в среднем 11,23 % песчаных частиц, 65,12% пылеватых и 23,65 % глинистых. Плотность несмещенных грунтов составляет 1,90 г/см³; смещенных — 2,00 г/см³. Несколько выше и средняя влажность смещенных лессовидных суглинков (22 % против 20 % у несмещенных). Коэффициенты пористости этих грунтов в несмещенном и смещенном залегании оказались примерно одинаковыми.

Для обоснования схемы лабораторного моделирования были выполнены полевые прессиометрические испытания (18 опытов), при которых определялись деформационные характеристики грунтов (модули деформации E_0). Опыты проводились И.П.Зелинским, А.А.Шариным, А.В.Гуленко и Е.А.Черкезом в районе с. Григорьевка почти по всему комплексу пород, участвующих в оползневых процессах на северо-западном побережье Черного моря. Данные о модулях деформации

расположены достаточно редко, особенно на водораздельных участках, т.е. там, где обычно происходят оползни. Известняк из оползневого склона имеет прочность на порядок, а модуль упругости на два порядка выше, чем вмещающие глинистые породы. Слой известняка вводит большой диссонанс в распределение всех видов напряжений и существенным образом влияет на устойчивость оползневых склонов. До того

следующие, МПа: лессовидные суглинки ($vd Q_{I-III}$) — 20,0–35,0; суглинки и красно-бурые (N_2^3) — 30,0; глины красно-бурые (N_2^3) — 35,0; известняки-ракушечники светлые, слабые (N_2p) — 52,5; глины (N_1m) — 15,0–30,0; суглинки (N_1m) — 12,0–20,0; пески (N_1m) — 6,0–14,0.

Для оценки инженерно-геологических свойств грунтов и их изменения по глубине и направлению смещения проанализированы физико-механические показатели с учетом колебаний естественной влажности пористости и прочности (сопротивление одноосному сжатию, сопротивление сдвигу, сцепление). Все перечисленные свойства грунтов характеризуются большой изменчивостью. В общей толще глинистых грунтов мзотиса большой изменчивостью, влажностью и низкими показателями прочности выделяется зона, где встречаются линзы песка с напорными водами и лигнитизированные прослои ($W = 30,0\%$; $\epsilon = 0,90$; $\rho = 1,90 \text{ г/см}^3$; $R_{сж} = 0,26 \text{ МПа}$; $R_{раст} = 0,01 \text{ МПа}$; $\varphi = 8^\circ$; $C = 0,007 \text{ МПа}$). Эта зона имеет мощность от 0,5 до 1,0 м, залегает на глубине около 10 м ниже уровня моря и представляет собою слабый слой — природную поверхность смещения. Низкая прочность отмечается также на других участках зоны оползневого смещения (там, где она выходит из слабого слоя) и в зоне трещин отрыва оползневого блока.

Как показали данные исследований мзотических глин в лабораторных условиях, при незначительном дополнительном увлажнении прочность глин на сдвиг уменьшается и становится близкой значению сопротивления сдвигу по подготовленной смоченной поверхности. По всей видимости, это связано с наличием в глинах большого количества зон ослабления (зеркал скольжения, поверхностей напластования, слабых прослоев, трещин и др.), при смачивании которых даже при незначительном набухании и увлажнении глинистого грунта возрастает роль уже подготовленных природой потенциальных поверхностей смещения. Повышение влажности мзотических глин и снижение их прочности, как правило, отмечаются в местах развития песчаных линз с напорными водами и лигнитизированных прослоев. Эти участки совпадают по глубине с наиболее вероятной зоной оползневого смещения.

2.3. ОБЩИЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ, ФАКТОРОВ И ПРИЧИН НАРУШЕНИЯ РАВНОВЕСИЯ СКЛОНОВ. МЕХАНИЗМ ОДЕССКИХ ОПОЛЗНЕЙ

Одна из наиболее трудных задач — количественная оценка роли факторов, влияющих на устойчивость склонов. Оползни могут возникать в результате уменьшения прочности грунтов при неизменной форме склона (например, вследствие влияния подземных вод), увеличения крутизны склона при неизменной прочности грунтов и комбинации этих причин. Поэтому борьбу с оползнями можно осуществлять как путем

Т а б л и ц а 17. Расчет гидростатического давления P_c в основании склона

Водосодержащая порода	Мощность водоносного горизонта, м		Водоотдача	Гидростатическое давление P_c , МПа		Вертикальное напряжение σ_z , МПа	$\frac{P_c \cdot 100}{\sigma_z}$, %	
	min	max		min	max		min	max
Лессовидный суглинок	5,0	18,4	0,08	0,004	0,015	0,7	0,57	2,14
Понтический известняк	2,0	5,0	0,30	0,006	0,015	0,7	0,86	2,14
Всего				0,010	0,030	0,7	1,43	4,28

искусственного повышения прочности грунтов, так и уменьшения крутизны склонов и снижения тем самым скалывающих напряжений. К сожалению, пока не существует достаточно экономичного метода искусственного повышения прочности больших массивов глинистых грунтов. Поэтому противооползневые мероприятия направлены в основном на уменьшение скалывающих напряжений путем срезки и планировки, устройства контрбанкетов и устранения причин, вызывающих постоянное увеличение крутизны склонов. Главной причиной нарушения устойчивости, как видно из приведенного анализа факторов, является морская абразия. Однако немаловажную роль в увеличении вертикальной нагрузки в пределах оползневого склона выполняют подземные воды. О их влиянии можно судить по суммарной величине гидростатического и гидродинамического давлений, сопоставленной с величиной вертикальных напряжений (бытового давления) в основании оползневого склона, полученных в результате лабораторного моделирования напряженного состояния (табл. 17).

Т а б л и ц а 18. Расчет гидродинамического давления P_d в основании склона

Водосодержащая порода	Мощность включенного горизонта, м		Гидравлический градиент I	Гидродинамическое давление P_d , МПа		Вертикальное напряжение σ_z , МПа	$\frac{P_d \cdot 100}{\sigma_z}$, %	
	min	max		min	max		min	max
Лессовидный суглинок	5,0	18,4	0,02	0,0010	0,0037	0,7	0,140	0,53
Понтический известняк	2,0	5,0	0,008	0,0002	0,0004	0,7	0,028	0,06
Всего				0,0012	0,0041	0,7	0,168	0,59

Полученные в результате расчета значения гидростатического давления изменяются от 0,010 до 0,030 МПа, что составляет 1,43–4,28 % вертикального напряжения. В табл. 18 приведен расчет гидродинамического давления, которое составляет от 0,17 до 0,59 % вертикального напряжения.

Из табл. 17, 18 видно, что суммарное влияние гидростатического и гидродинамического давлений на устойчивость склона для разных участков побережья в зависимости от мощности водоносных горизонтов

и их уклонов составляет от 2 до 5 %. Эти значения близко совпадают с данными аналогичных расчетов, выполненных Е.П.Емельяновой.

В дальнейшем для оценки роли подземных вод в нарушении устойчивости склонов мы будем учитывать максимальное значение, т.е. 5 %. По мнению Е.П.Емельяновой, это влияние можно ликвидировать дополнительным уменьшением крутизны склона на 1° . Но это мероприятие повсеместно почти не выполнимо в связи с существующей капитальной застройкой прибрежных склонов. Уменьшение их крутизны на 1° (при общей крутизне на участке Ланжерон — санаторий им. Чакова 8— 10°) требует дополнительной срезки прибрежной части склона шириной 25—30 м. В условиях густой застройки по экономическим соображениям это нецелесообразно, поскольку вызовет неоправданный снос существующих зданий, сооружений, коммуникаций, которые нужно защитить от разрушения оползнями. Попытка уменьшения крутизны склона за счет создания контрбанкета в море потребует выдвижения пляжеудерживающих подводных сооружений на большие глубины, их утяжеления и повышения устойчивости. Поэтому в условиях Одесского побережья экономически целесообразно дренирование подземных вод. Эти мероприятия, кроме уменьшения крутизны склона на 1° , необходимы для осушения участка склона и плато, не затронутых оползневыми подвижками (между бровкой обрыва и дренажными сооружениями), и оползневого склона для его дальнейшего хозяйственного освоения.

Увеличение общей крутизны склона в результате абразии — это основная причина нарушения равновесия склонов. Однако ликвидация абразии путем устройства противоабразионных сооружений (искусственных пляжей, волноломов, волноотбойных сооружений) не может привести к стабилизации склонов. Для этого необходимо придать склону такую крутизну, при которой скалывающие напряжения в зоне оползневого смещения окажутся ниже сопротивлений грунтов сдвигу (с учетом нормальных напряжений). Механизм одесских оползней — один из наиболее разработанных в научном отношении вопросов. Знание закономерностей зарождения и развития оползней дает возможность наметить комплекс необходимых противооползневых мероприятий, правильно разместить сооружения. Наши представления о механизме одесских оползней и глубоких оползней выдавливания основаны на наблюдениях за деформациями склонов и оползневых накоплений в процессе строительства противооползневых сооружений, а также данных лабораторного моделирования напряженного состояния и устойчивости склонов и сводятся к следующему.

Основной причиной постоянного нарушения устойчивости склонов является морская абразия, скорость которой в среднем составляет около 1,0 м/год. Обрушенные к основанию берегового уступа массы грунта размываются волнами и уносятся на большие глубины возникающими течениями. В результате постоянного отмыва нарушается устойчивость нижнего блока, он приходит в движение, отделяясь от оста-

льной части оползневого склона. Эта подвижка вызывает нарушение устойчивости вышележащих блоков, в движение приходит весь оползневый склон. Одновременно под влиянием абразии увеличивается крутизна и возрастают касательные напряжения под бровкой оползневого обрыва. В результате пластического выдавливания в движение приходят мезотические глины, залегающие в основании склона. Однако в начальный период формирования оползневой подвижки вал выдавливания не может сформироваться, так как скорость донной абразии значительно выше скорости выдавливания глин. В это же время за бровкой обрыва, в 20—40 м от нее в сторону плато, в массиве грунтов формируется зона растягивающих горизонтальных напряжений. При достижении склоном критической крутизны в этой зоне образуется трещина закола, с момента возникновения которой начинается быстрое развитие оползневого процесса с захватом части коренного массива, оползневого склона, толщи мезо-мелких отложений (на глубину 10—15 м ниже уровня моря) и морского дна. Моделирование напряженного состояния методами тензометрической сетки и электрогидродинамических аналогий, а также устойчивости методом эквивалентных материалов позволило выделить следующие зоны деформаций оползневого склона.

1. Зона деформаций растяжения, возникающая в 30—40 м от бровки обрыва в глубь склона; в момент, предшествующий оползневой подвижке (склон предельной крутизны), в этой зоне образуется трещина оползневого закола.

2. Зона пластических деформаций мезотических глин, залегающих в основании склона. В этой зоне в момент длительной подготовки оползневой подвижки (несколько лет) наблюдаются медленные деформации глин пластического характера с выдавливанием их из-под подошвы склона с образованием вала выпирания в море. После образования трещины закола на плато и резкого возрастания касательных напряжений под бровкой склона происходит быстрый срыв (катастрофическая подвижка) с образованием поверхности смещения, приуроченной к ослабленной зоне в толще мезотических образований. Вероятнее всего, эта поверхность проходит на глубине 10—15 м ниже уровня моря и приурочена к линзам плавунцов и лигнитизированных глин, имеющих угол внутреннего трения около 8° и сцепление 0,07 МПа.

3. Зона выдавливания с образованием вала выпирания в море на расстоянии 40—70 м от уреза и разгрузочных валов в основании каждой оползневой ступени.

4. Зона смещения оползневых накоплений, в которой преобладают деформации растяжений, с образованием целой серии трещин, параллельных линии отрыва; смещение под действием абразии в этой зоне постоянно.

5. Зона затухания оползневых деформаций, расположенная ниже поверхности смещения, на глубине более 15 м ниже уровня моря.

Время от момента нарушения устойчивости оползневых накоплений до появления трещины закола на плато зависит, кроме всех прочих

причин, от механической прочности и степени трещиноватости известняка и прочности подстилающих его мезотических отложений. Как показывают результаты моделирования, пласт известняка концентрирует вертикальные и скалывающие напряжения и работает по принципу консоли. Чем выше прочность известняка и меньше его трещиноватость, тем большее время необходимо для формирования оползневой подвижки. По-видимому, этим объясняется длительная устойчивость склонов севернее 10-й станции Большого Фонтана, где прочность известняков составляет 15,0–18,0 МПа. И в то же время, несмотря на наличие широкой оползневой террасы в районе Ланжерона и Отрады (около 300 м), оползни здесь происходили через каждые 20–30 лет. Прочность понтических известняков на этом участке не превышает 1,0 МПа. Подземные воды приводят к увлажнению и разуплотнению глинистых грунтов (снижение прочности) и увеличению вертикальных напряжений в результате гидродинамического и гидростатического давлений. Увлажнение оползневых накоплений вызывает постоянное их "течение", в результате чего повышается крутизна склона в районе бровки обрыва. Это в свою очередь приводит к возрастанию растягивающих напряжений за бровкой и способствует возникновению трещины закола. Чаще оползни происходят на участках побережья, имеющих большую высоту над уровнем моря и крутизну. На одном и том же участке побережья оползни повторяются в среднем через 25 лет. При скорости размыва 1 м/год и высоте берегового обрыва 7 м за это время отмывается 175 м^3 грунта с 1 м берега. Поэтому для обеспечения условий равновесия необходимо в основании склона в процессе осуществления противооползневых мероприятий создавать контрбанкет путем засыпки грунта в объеме не менее 200 м^3 на 1 м побережья.

Анализ приведенных данных позволяет сделать следующие выводы.

1. Влияние гидростатического и гидродинамического давлений подземных вод на нарушение устойчивости склонов составляет до 5 % суммарной роли всех действующих факторов. Это влияние можно ликвидировать только устройством дренажных сооружений, так как уменьшение крутизны склона дополнительно на 1° чаще всего оказывается невыполнимым в условиях плотной городской застройки. На незастроенных территориях возможно уменьшить крутизну склонов дополнительно к расчетной на 1° .

2. Причиной постоянного нарушения устойчивости склонов на Одесском побережье является абразия. В момент, когда устойчивость склона становится больше сопротивления грунта сдвигу, наступает нарушение равновесия склона. Для устранения последствий абразии в настоящее время применяются различные комплексы противоабразийных мероприятий — от свободных пляжей до бетонных набережных.

3. МОДЕЛИРОВАНИЕ НАПРЯЖЕННОГО СОСТОЯНИЯ И ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ ОПОЛЗНЕВЫХ СКЛОНОВ

Вопросам моделирования и его применения посвящена обширная литература и поэтому ниже будут рассмотрены в основном те методы, которые использовались для изучения и прогноза оползней северо-западного побережья Черного моря. Основные задачи исследований сводились к оценке влияния на напряженное состояние и устойчивость оползневых склонов следующих факторов: 1) формы склона (изучение склонов однородного геологического строения, одинаковой высоты и разной крутизны); 2) неоднородности геологического строения: слоя известняка (жесткого слоя) и слоя пониженной прочности (слабого слоя); 3) особенностей геологической структуры склонов: высотного положения в разрезе жестких и слабых слоев; 4) подземных вод со свободной поверхностью и напорных; 5) подрезки и пригрузки оползневых склонов в результате инженерно-хозяйственной деятельности; 6) эффективности противооползневых мероприятий (производства): срезки и планировки, создания контрбанкетов и пляжей. Кроме того, разрабатывались вопросы инженерно-геологической схематизации для моделирования и оценки устойчивости склонов и откосов по результатам моделирования.

3.1. МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Лабораторное моделирование широко использовалось на разных этапах инженерно-геологических исследований для изучения напряженно-деформируемого состояния и устойчивости склонов и откосов северо-западного побережья Черного моря. В соответствии с характером решаемых задач методы моделирования можно разделить на две группы: 1) методы тензометрической сетки и электродинамических аналогий — моделирование устойчивости оползневых склонов (допредельное состояние, использование в качестве расчетной модели линейной теории упругости); 2) метод эквивалентных материалов — моделирование условий разрушения пород оползневых склонов.

Метод тензометрической сетки. Этот метод разработан Н.С.Розановым [71] для решения задач теории упругости и строительной механики. Для

целей инженерной геологии применен Г.С.Золотаревым, С.И.Максимовым, А.А.Шарием, И.П.Зелинским и др. [72]. Сущность метода заключается в замене естественных грунтов их лабораторными аналогами из упругого материала и гдантина с соблюдением условий подобия процессов упругих деформаций. Методика моделирования и обработки результатов, достоинства и недостатки метода, свойства материалов подробно описаны в работе [72]. Метод тензометрической сетки, наиболее простой по технике и технологии, позволяет получить обширную информацию о напряженном состоянии. Сопоставление прочности пород и полученных напряжений дает возможность оценить устойчивость моделируемого объекта.

Для решения поставленных задач с помощью моделирования методом тензометрической сетки выбраны семь участков (13-я станция Большого Фонтана, штольня 2, санаторий "Зеленая горка", с. Григорьевка, с. Бугово, с. Рыбаковка, с. Фонтанка), характеризующиеся разными инженерно-геологическими условиями. В результате моделирования установлено, что оползневые склоны имеют следующие характерные зоны деформации пород и концентрации напряжений: 1) зону деформаций растяжения, возникающую в 30—40 м от бровки обрыва в глубь плато; в момент, предшествующий оползневой подвижке (склон предельной крутизны), эта зона достигает максимальных размеров и в ней образуется трещина оползневого закола; 2) зоны сжимающих напряжений в месте образования вала выдавливания в море на расстоянии 40—70 м от уреза и разгрузочных валов в основании каждой оползневой ступени.

Лабораторное моделирование позволило выяснить влияние геологической неоднородности, особенностей геологического строения, структуры и морфологии на напряженное состояние и устойчивость оползневых склонов. Исследовались слои известняков в верхней, средней и нижней частях склона.

В оползневых склонах с залеганием слоя известняка в верхней части разреза (с. Григорьевка) нарушение устойчивости зависит в основном от прочности залегающих ниже мзотических отложений, поскольку в последних возникают более высокие касательные напряжения, чем в слое известняка. Оползневые заколы в известняке наследуют трещины выветривания, тектонические, бокового отпора. В связи с небольшой высотой склона (до 25 м) образуются оползни с неглубокой деформацией мзотических отложений.

В случае залегания слоя известняка в средней части склона (13-я станция Большого Фонтана, санаторий "Зеленая горка", с. Фонтанка), как показывают данные моделирования, в этом слое концентрируются все виды напряжений (нормальных и касательных) и их значения оказываются наиболее высокими по сравнению с таковыми у склонов иной геологической структуры (при залегании известняка сверху или в основании склона). Слой известняка играет существенную роль в формировании устойчивости склонов такого типа. На однородных моделях изолиния

устойчивости 1.0 проходит на больших глубинах, чем на моделях с учетом слоя известняка. Это свидетельствует о том, что указанный слой принимает на себя часть нагрузки от вышележащих пород. В местах с высокой прочностью известняка (с. Фонтанка) в этом случае формируются склоны повышенной крутизны. Как правило, такие склоны имеют высоту до 40—45 м и характеризуются развитием в их пределах оползней выдавливания с захватом мезотических отложений на глубину до 10 м ниже уровня моря.

При залегании слоя известняка в основании склона (с. Рыбаковка) или несколько ниже (с. Бугово) напряжения в этом слое возрастают незначительно и неспособны деформировать известняк. Поэтому оползни происходят только в вышележащих породах. Размыв слоя известняка замедлен, склон имеет повышенную прочность в основании, оползни возникают реже, чем на других участках.

Положение поверхности смещения в оползневых склонах зависит от особенностей геологического строения. В склонах однородного сложения эта поверхность имеет круглоцилиндрический или близкий к нему вид. В склонах сложного геологического строения очертание поверхности смещения значительно усложняется: в прочных слоях, характеризующихся высокими значениями модулей упругости, она приближается к нормали, проведенной к границе раздела слоя, в слабых — отклоняется от нормали к границе раздела. В связи с этим в склонах сложного геологического строения поверхность смещения будет иметь ступенчатый вид, причем прочные жесткие слои секутся по кратчайшему расстоянию, а слабые используются как подготовленные поверхности смещения.

Вне зависимости от особенностей геологического строения и различий в высоте залегания слоя известняка уменьшение общей крутизны склонов приводит к возрастанию их устойчивости. Так, вследствие снижения крутизны на 16,5—33,3 % ее первоначального значения (состояние предельного равновесия) общая устойчивость склона увеличилась на 16—40 %.

Моделирование напряженного состояния и устойчивости оползневых склонов методом тензометрической сетки дает возможность количественно оценить роль оползнеобразующих факторов (рельеф склона, подрезка и пригрузка) и противооползневых мероприятий (срезка и планировка склонов, устройство контрбанкетов и пляжей), влияние застройки разных частей склона на его устойчивость. Так, углубление дна для создания глубоководных причалов аналогично действию процессов абразии, а строительство сооружений на склоне — местному увеличению его крутизны. Моделирование позволило выяснить роль каждого отдельного фактора и их суммарного воздействия. Полученные результаты использовались при составлении инженерно-геологических паспортов, характеризующих инженерно-геологические подрайоны северо-западного побережья Черного моря (см. п. 4.2.).

Метод электрогеодинамических аналогий (ЭГА). Теория электрогидродинамических аналогий (ЭГДА), разработанная Н.Н.Павловским, для решения практических и методических задач фильтрации, стала основной теоретической базой аналогового моделирования различных физических полей в сложных средах. Для решения задач механики грунтов, строительства и горного дела метод ЭГДА применен В.А.Флоринным [84, 85], Л.И.Дятловицким [23], К.И.Фоменко [86] и для моделирования оползневых склонов И.П.Зелинским [31].

Изучение напряженного состояния массивов пород, характеризующихся неоднородным строением, осуществлялось методом ЭГА, основанным на использовании аналогии между гравитационными и электрическими стационарными полями, описываемыми аналогичными математическими выражениями. Метод разработан И.П.Зелинским [28, 72] и позволяет по деформациям геодинамической сетки (система изопотенциальных и силовых линий) оценить влияние неоднородности строения массива на напряженное состояние, установить местоположение возможных зон смещения, получить представления о форме поверхности смещения и обосновать уровень инженерно-геологической схематизации склонов и откосов сложного геологического строения.

Решение плоской задачи о напряженном состоянии пород оползневых склонов для случая неоднородного строения толщи изучаемых пород (например, слоистость) первоначально сводится к упрощению, в результате которого близкие по свойствам слои объединяются в пачки. После этого инженерно-геологический разрез можно представить в кусочно-однородном виде: в пределах каждой пачки пород свойства одинаковы (или допустимо близки), но в разных пачках существенно различны.

С целью выяснения характера распределения силовых ($\text{grad } \theta = \text{const}$) и потенциальных ($\theta = \sigma_x + \sigma_z = \text{const}$) линий в моделях и степени влияния на них геологической неоднородности в качестве эталонных изучены четыре типа моделей однородного строения с углами откосов 30, 45, 60 и 90°. Моделирование осуществлялось с помощью электропроводной бумаги. Для изучения влияния особенностей геологического строения на характер распределения потенциальных и силовых линий в модели с теми же углами откосов вводились слои разной степени жесткости: слабые (с меньшим модулем упругости) и жесткие (с большим модулем упругости). Электропроводная бумага подбиралась в соответствии с соотношением деформационных свойств слоев.

Соотношения модулей упругости принимались следующими: $E_1 : E_2 = 2 : 1$; $E_1 : E_2 = 10 : 1$; $E_1 : E_2 = 200 : 1$ — в моделях со слабыми слоями; $E_1 : E_2 = 1 : 5$; $E_1 : E_2 = 1 : 10$; $E_1 : E_2 = 1 : 200$ — в моделях с жесткими слоями. Здесь E_1 и E_2 — модули упругости соответственно вмещающих пород и слабого (или жесткого) слоя.

Всего для достаточно полного и всестороннего изучения влияния формы склона и особенностей его геологического строения на характер

деформации геодинамической сетки изготовлено и испытано 28 моделей. Анализ этих данных сводится к описанию четырех групп моделей, каждая из которых имеет одинаковую конфигурацию поверхности (углы откосов), но различается особенностями геологического строения и деформационными свойствами изучаемых пород.

Рассмотрим модель с вертикальным откосом (90°). Минимальные, практически незначительные деформации геодинамической сетки, которые проявляются в преломлении изопотенциальных и силовых линий, характерны для случая, когда слабый слой отличается по величине модуля упругости от вмещающих пород в два раза ($E_1 : E_2 = 2 : 1$), при этом изучаемую область можно считать квазиоднородной. При увеличении этого соотношения до 10 раз геодинамическая сетка деформируется более значительно: изопотенциальные линии разреживаются в слабом слое и приближаются к нормали, тогда как силовые несколько сгущаются и отклоняются от нормали к границе раздела слоя.

При соотношении $E_1 : E_2 = 200 : 1$ происходит дальнейшая деконцентрация изопотенциалей с их резким преломлением на границе раздела слоев. В то же время силовые линии сгущаются в слабом слое: ни одна из них, попавшая в слабый слой, не выходит за его пределы. В слабом слое происходит разгрузка напряжений, но одновременно концентрируются силовые линии, в связи с чем этот слой является подготовленной самой природой потенциальной поверхностью смещения.

Решение задачи с жестким слоем, отличающимся по величине упругости от вмещающих пород в пять раз ($E_1 : E_2 = 1 : 5$), приводит к выводу о незначительной концентрации изопотенциальных линий в этом слое. Соответственно преломление силовых линий при вхождении в жесткий слой с таким соотношением модулей упругости тоже незначительно. Но характер их преломления по сравнению с предыдущими опытами иной: потенциальные линии приближаются к границе раздела слоев и концентрируются в жестком слое, а силовые — отклоняются от нее и приближаются к нормали, проведенной к границе раздела слоев. Однако эти изменения при соотношении $1 : 5$ незначительны.

Картина деформации геодинамической сетки при увеличении жесткости вмещающего слоя выглядит так: при соотношении $E_1 : E_2 = 1 : 10$ происходит заметная концентрация потенциальных линий в жестком слое, а силовые линии пересекают этот слой почти по нормали к границе раздела. Преломление этих линий возрастает.

При соотношении $E_1 : E_2 = 1 : 200$ картина деформации геодинамической сетки еще более изменяется: почти все потенциальные линии (в интервале от 2 до 81 % θ) концентрируются в жестком слое и проходят параллельно поверхности раздела, а силовые — пересекают этот слой по нормали. Таким образом, деформации геодинамических сеток и преломление силовых и потенциальных линий связаны с наличием в массиве пород резко различающихся по деформационным характе-

ристикам слоев, причем в жестких слоях происходит концентрация напряжений, а в слабых — их разгрузка.

На моделях с углами откоса 60, 45 и 30° качественно повторяется картина, описанная для вертикального откоса: в жестком слое концентрируются потенциальные, а в слабом — силовые линии. Конфигурация склона также оказывает влияние на характер распределения линий геодинамического поля: с уменьшением крутизны градиент θ снижается вдоль оси x и сетка как бы растягивается.

В случае горизонтального положения земной поверхности ($z = 0$) нормальные напряжения приобретают геостатический характер распределения, т.е. возрастают с глубиной пропорционально весу вышележащих пород, а касательное напряжение оказывается нулевым.

Из сказанного выше можно сделать следующие выводы.

1. На границе раздела слоев происходит преломление потенциальных и силовых линий, которое приводит к деформации геодинамической сетки тем значительнее, чем больше разница между деформационными характеристиками пород, расположенных по обе стороны от этой границы (контакта).

2. В соответствии с условиями преломления в жестких слоях (с большим модулем упругости, чем у вмещающих пород) концентрируются потенциальные линии, а следовательно, — все виды напряжений. В слабых слоях (с меньшим модулем упругости) концентрируются силовые линии, и такие слои представляют собой подготовленные зоны смещения.

3. Силовые линии — это линии геодинамического поля, вдоль которых при определенных условиях изменения действующих сил или прочности пород может произойти нарушение устойчивости и возникнут линии токов. Как показывают данные экспериментов и теоретических построений, силовые линии совпадают с положением изолиний устойчивости.

4. На деформацию геодинамической сетки оказывают влияние наличие жестких и слабых слоев (неоднородность геологического строения) и в меньшей степени конфигурация склона.

5. Для моделей склонов и откосов однородного геологического строения характерно круглоцилиндрическое очертание силовых линий и совпадающих с ними изолиний устойчивости, вследствие чего можно сделать допущение, что в этом случае поверхность смещения также будет иметь круглоцилиндрическую форму. Эта форма существенно нарушается в склонах сложного геологического строения.

6. Как показывают данные исследований, при различии модулей упругости пород, слагающих склоны и откосы, не более чем в 2–3 раза неоднородностью геологического строения можно пренебречь из-за незначительных деформаций геодинамической сетки, т.е. принять модель квазиоднородного строения. При больших соотношениях указанных величин неоднородность необходимо учитывать при решении задач о напряженном состоянии и устойчивости.

При изучении напряженного состояния массивов пород с помощью аналогового моделирования (методы ЭГДА и ЭГА) используют математическую аналогию между напряжением электрического тока в плоском проводнике и распределением суммы нормальных напряжений в массиве пород, заключающуюся в подобии описывающих их дифференциальных уравнений. Их сопоставление при замене объемных сил контурными свидетельствует о том, что дифференциальные уравнения совместности являются уравнениями Лапласа как для напряжений в горных породах ($\Delta(\sigma_x + \sigma_z) = \Delta\theta = 0$, где Δ — оператор Лапласа), так и для электрических потенциалов ($\Delta U = 0$). Уравнение Лапласа — линейное дифференциальное уравнение, которое, как известно, обладает свойством суперпозиции решений: сумма нескольких частных решений является их общим решением. Это позволяет вводить любое количество внешних контурных сил (возведение сооружений, рассмотрение вышележащих слоев в виде внешней нагрузки, вынесение объемных сил на контур, замена фильтрационных сил контурными) и задавать им любой характер по границам изучаемого объекта.

Важный момент обоснования моделирования — это выработка методических позиций для целенаправленной постановки решаемых задач. На первом этапе подготовки моделирования основным является вопрос об инженерно-геологической схематизации, которая имеет исключительно важное значение и нередко предопределяет правильность и корректность решения задач оценки напряженного состояния и устойчивости склонов и откосов. Заключается она в выработке геомеханической схемы природного процесса, позволяющей применить для дальнейших исследований математические методы и моделирование. В связи с этим основными задачами становятся выделение главного, объективного (не обращая внимания на второстепенное) и схематизация общего, построение идеального варианта для изучаемого объекта. Таким образом, схематизация всегда связана с обобщением, упрощением для выделения главного в соответствии с постановкой задачи.

Нарушение устойчивости и деформация всего комплекса пород в оползневой зоне в существенной мере обусловлены деформацией мезотических отложений — основного деформируемого горизонта (ОДГ). Это позволяет выделить его в плане инженерно-геологической схематизации как один из основных элементов "конструкции" изучаемого объекта. Учитывая технологические преимущества аналогового моделирования [72], рассмотрим применение метода ЭГДА с целью изучения влияния силового воздействия напорного водоносного горизонта в мезотических отложениях на напряженное состояние и устойчивость ОДГ. Общее решение может быть получено как результат сложения отдельных решений с учетом величины и особенностей воздействия компонентов на общий характер распределения напряжений.

Для решения поставленной задачи был выбран участок в районе XIV оползневого амфитеатра. По результатам инженерно-геологических

Т а б л и ц а 19. Свойства грунтов и подбор электропроводной бумаги (масштаб моделирования 1 : 200)

Литологическое описание слоя	Удельный вес грунта γ , $\frac{\text{кН}}{\text{м}^3}$	Модуль деформации E_0 , МПа	Угол внутреннего трения φ , град.	Сцепление C , МПа	Удельное сопротивление электропроводной бумаги, $\frac{\text{Ом}}{\text{см}^2}$
Глины	19,8	30,0	18	0,096	600
Оползневые накопления	19,4	10,0	5	0,006	200
Супеси	19,7	20,0	12	0,046	400
Пески	19,9	8,0	19	0,014	160

изысканий, выполненных институтом "Укрюжгипрокоммунстрой", установлено, что толща мезотических отложений характеризуется неоднородностью и пестротой литологического состава (рис. 19). Местоположение поверхности оползневого смещения по глубине ($-4 \div -6$ м) приурочено к прослоям и линзам обводненных супесей и песков. Ниже, на отметках $-18 \div -10$ м, расположены лигнитизированный прослой и мощная пачка с прослоями супесей, содержащая напорные воды с напором над кровлей до 15—16 м. В местах развития песчаных линз с напорными водами и лигнитизированных прослоев отмечается повышение влажности мезотических глин и снижение их прочности. Следовательно, на напряженное состояние и устойчивость ОДГ будут влиять его структурные особенности (наличие нескольких ослабленных зон) в сочетании со взвешивающим воздействием напорного водоносного горизонта.

Геометрически подобная модель ОДГ (с учетом его структурных особенностей) изготавливалась из электропроводной бумаги, удельное сопротивление которой задавалось пропорциональным деформационным свойствам грунтов соответствующих слоев (табл. 19).

Моделирование осуществлялось по двум схемам. По первой схеме было принято, что напряженное состояние ОДГ в любой точке θ_Σ определяется напряжением от действия внешней контурной нагрузки q , эпюра которой пропорциональна давлению вышележащих пород на границе полуплоскости, заданной на отметках уровня моря, и напряжением от собственного веса грунта ОДГ:

$$\theta_\Sigma = \theta_q + \theta_\gamma,$$

где θ_q — функция $\theta(x, z)$ от действия внешней контурной нагрузки q ; θ_γ — сумма нормальных напряжений от собственного веса грунта ОДГ.

Второй схемой предусмотрена дополнительная контурная нагрузка P , эпюра которой пропорциональна давлению напорных вод, оказыва-

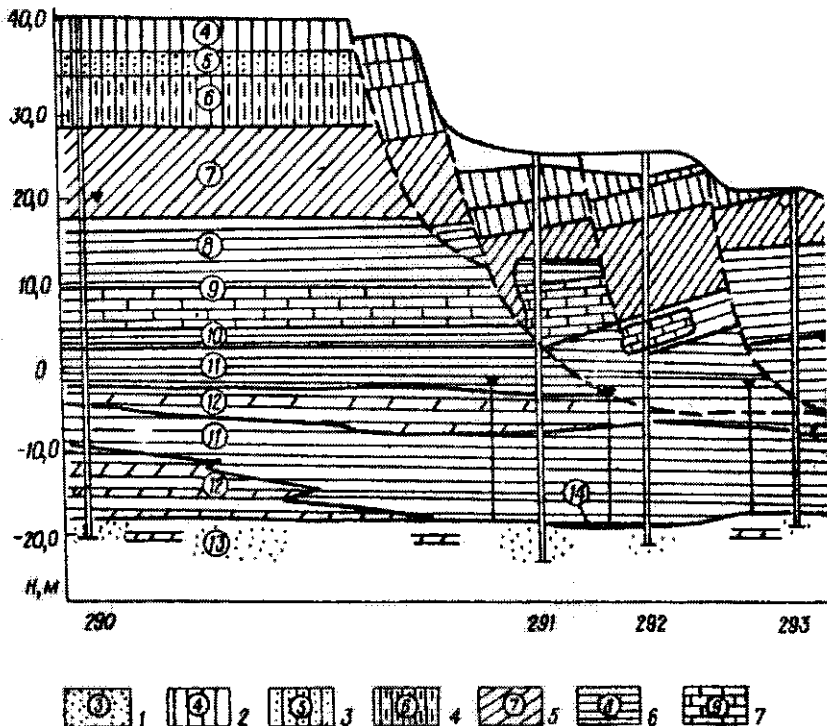


Рис. 19. Инженерно-геологический разрез в

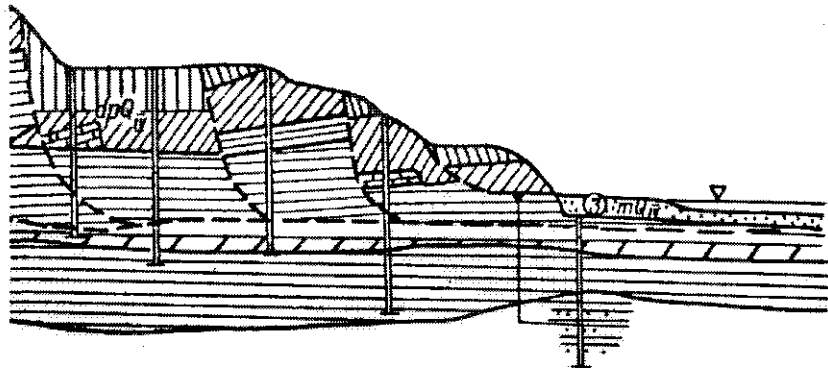
1 — пески средние, крупные; 2 — суглинки светло-желтые, лессовидные, твердые; лессовидные, полутвердые с включением карбонатов; 3 — суглинки красновато-включением карбонатов; 4 — известняки-ракушечники желтые, частично перекрытые, полутвердые с прослойками песка и детритуса; 5 — супеси серые, серо-железистые; 6 — супеси; 7 — лигнитизированные прослои; 8 — уровень подземных вод и пьезометрический уровень

оценивающих воздействие на подошву верхнего водоупора:

$$\theta_{\Sigma} = \theta_{qP} + \theta_{\gamma},$$

где θ_{qP} — функция $\theta(x, z)$ от совместного действия двух контурных нагрузок: внешней q и дополнительной P .

Электрические потенциалы задавались пропорциональными эпюрами контурных нагрузок (рис. 20). По полученным значениям $\theta_{\Sigma}(x, z)$ рассчитывались нормальные и касательные составляющие напряжения в пределах ОДГ [73]. Решение задачи устойчивости сводилось к отысканию в каждой точке ОДГ сопротивления грунтов сдвигу ($\tau_{сдв} = \sigma_{ntg} \varphi + C$) и сопоставлению с касательными напряжениями в этой же точке для получения частного значения коэффициента устойчивости и построения изолиний ($K_{уст} = \text{const}$) (рис. 21).



294-1

294

295

296

297 номера скважин



районе XIV оползневого амфитеатра:

3 — супеси светло-желтые, лессовидные, твердые; 4 — суглинки желтовато-бурые, бурые, твердые с включением карбонатов; 6 — глины красно-бурые, твердые с стаилизованные; 8 — глины желтые, серо-зеленые, полутвердые; 9 — глины серо-зеленые, местами пластичные, слоистые; 11 — пески голубые, пылеватые с прослоями стрессовая высота; 14 — предполагаемая граница деформированных оползнем род

Анализ распределения значений коэффициентов устойчивости в пределах ОДГ позволил обнаружить зоны потенциальной неустойчивости (вероятного разрушения и пластических деформаций), где $K_{уст} < 1$. Из результатов расчетов устойчивости (моделирование по первой схеме) следует, что при $K_{уст} = 1,0$ изолинии оконтуривают две изолированные зоны потенциальной неустойчивости. Одна из них приурочена к оползневым накоплениям, а вторая — к пескам и подошве глин в нижней части ОДГ под оползневом склоном (см. рис. 21, схема I). Учет взвешивающего воздействия напорных вод (моделирование по второй схеме) приводит к слиянию под подводной частью склона (область формирования вала выдавливания) двух ранее изолированных зон потенциальной неустойчивости (см. рис. 22, схема II). Следовательно, напорные воды, содержащиеся в линзах и прослоях песков, способст-

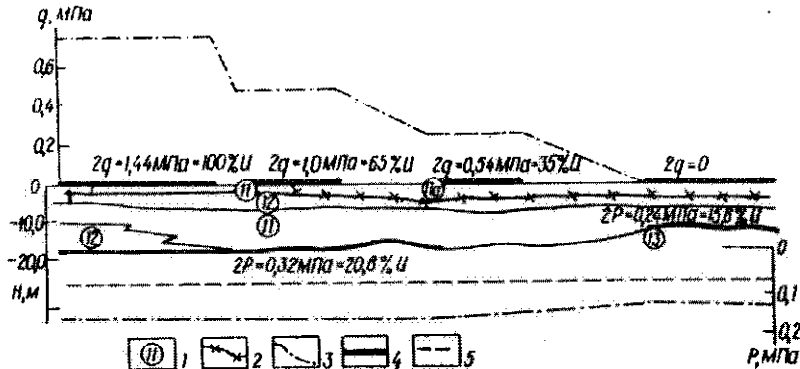


Рис. 20. Гидрогеомеханическая схематизация для моделирования напряженного состояния ОДГ методом ЭГДА:

1 — номер слоя по инженерно-геологическому разрезу (см. рис. 19); 2 — предполагаемая граница деформированных оползневых пород; 3 — эллипсы контурных нагрузок; 4 — участки с заданными электрическими потенциалами; 5 — нижняя граница модели

вуют формированию зон потенциальной неустойчивости вследствие изменения напряженного состояния и снижения прочности грунтов ОДГ.

Метод эквивалентных материалов (МЭМ). Одним из наиболее наглядных и эффективных методов физического моделирования, получившим широкое применение при изучении массивов пород в зависимости от совокупного воздействия горно-геологических факторов, физико-механических свойств и строения массива, является метод эквивалентных материалов, разработанный Г.Н.Кузнецовым [58] для решения задач горного дела. В настоящее время МЭМ широко используется в задачах о напряженно-деформированном состоянии и при оценке устойчивости оползневых склонов и откосов.

На моделях из эквивалентных материалов решаются задачи по установлению зависимостей основных параметров оползневого процесса от физико-механических свойств пород, особенностей геологического строения массива, совокупности действующих факторов и т.п.

Учитывая, что МЭМ позволяет достаточно детально отобразить особенности геологического строения, он также может быть использован при решении следующих задач [60]: определение общего характера деформации слоистой, неоднородной толщи пород в различных зонах и деформации отдельных структурных элементов, изучение взаимодействия слоев и условий на их контактах; исследование характера разрушения неоднородных массивов горных пород; оценка возможностей использования разных расчетных методов и определение условий их применения.

В отличие от других методов моделирования, в которых заранее делаются допущения о законах деформации изучаемой среды, МЭМ применяется для моделирования процессов, протекающих в сис-

Схема 1

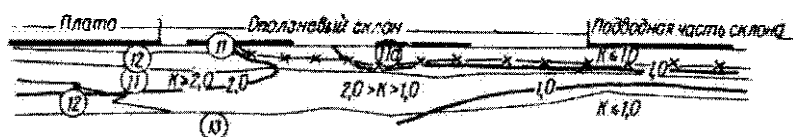


Схема II

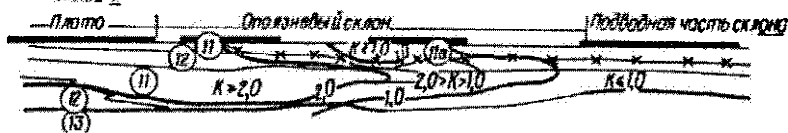


Рис. 21. Изолинии устойчивости ОДГ по результатам моделирования методом ЭГДА (см. условные обозначения 1, 2, 4 к рис. 20)

темах как при упругой и пластической деформациях, так и при предельном равновесии и разрушении.

В практике моделирования различают случаи частичного и полного подобия. При полном подобии одноименные параметры должны сохранять постоянные соотношения (масштабные множители) неизменными во времени и в пространстве. Случаи полного подобия выполняются обычно редко, гораздо чаще соблюдается частичное подобие. При этом допускается произвольный выбор некоторых второстепенных для моделируемого процесса параметров [54].

Для динамического подобия определенных типов оползневых процессов, развивающихся в моделях, необходимо соблюдение различных геодинамических критериев, что позволяет выполнить пересчеты времени и скорости оползневого процесса в модели на натуре и, следовательно, осуществить прогноз.

Использование расчетных и экспериментальных методов для изучения напряженного состояния и устойчивости склонов связано с инженерно-геологической схематизацией, которая имеет исключительно важное значение и предполагает правильность решения задачи. Особенности инженерно-геологической схематизации в каждом конкретном случае определяются совокупностью инженерно-геологических условий, конкретными задачами, решаемыми с помощью моделирования, исходными теоретическими положениями метода, его возможностями, технологией создания модели. В связи с тем, что схематизация отражает основные закономерности природного процесса, важнейшей задачей является выделение главного элемента среды или процесса. Это положение реализуется с учетом тех элементов среды, которые из-за малой мощности не отображаются в разрезе схемы, но вследствие их существенного влияния на напряженно-деформированное состояние и устойчивость оползневого склона должны быть выделены даже с отступлением от соблюдения геометрического подобия или определением

роли отдельного оползнеобразующего фактора из их совокупности.

Таким образом, воспроизводя в модели те или иные элементы среды, выделенные в результате схематизации, можно оценить их роль и влияние на оползневый процесс. Использование такого подхода необходимо для выявления главных особенностей изучаемого объекта.

Процесс инженерно-геологической схематизации сводится к постановке геомеханической задачи и выполняется в следующей последовательности.

1. Установление типа режима деформации пород во времени: геостатического или геодинамического. Учитывая, что геостатический режим касается описания задач устойчивости склонов и откосов, находящихся в допредельном состоянии, применительно к моделированию МЭМ чаще рассматривается геодинамический режим. При таком режиме определяется напряженно-деформированное состояние пришедших в движение пород оползневых склонов (пластическое течение или скольжение), следующее после реализации условий предельного состояния, т.е. процесс необратимого разрушения пород.

2. Установление пространственной структуры модели. Процесс схематизации должен быть направлен на упрощение пространственной структуры изучаемого объекта. Допустимо полагать, что траектории перемещения изучаемого объекта, деформации и разрушения модели находятся в одной плоскости и рассматривать соответственно следует не объемную задачу, а двухмерную — плоскую, профильную.

3. Установление внешних и внутренних границ исследуемого объекта, определение их геометрических контуров в плане и в разрезе. Внешние границы устанавливаются в соответствии с природным профилем склона на изучаемом участке, внутренние границы — на основании анализа инженерно-геологического строения массива. Для устранения влияния стенок лотка и границ модели на результаты эксперимента края модели относятся от выделенных границ на расстояние, исключающее их влияние.

4. Оценка инженерно-геологической неоднородности массива пород в разрезе и в плане по результатам анализа физико-механических свойств пород. Учитывая, что МЭМ позволяет воссоздать в модели детали строения массива (трещиноватость, слоистость, изменение прочностных и деформационных свойств пород и др.), особое внимание уделяется выделению слабых слоев и прослоев, зон трещиноватости и т.п., которые вне зависимости от их мощности и масштаба моделирования включаются в схему. Слои с близкими показателями физико-механических свойств объединяются в инженерно-геологические пакки.

Выполненная инженерно-геологическая схематизация для моделирования МЭМ должна учитывать возможности ее трансформирования за счет технологических особенностей метода в ходе проведения эксперимента. Эксперименты на моделях из эквивалентных материалов позволяют в совокупности оценить влияние особенностей геологического

строения склона и действующих факторов на характер и развитие во времени оползневых деформаций. Представление о характере и механизме оползневого процесса имеет важное значение для составления обоснованных расчетных схем и выбора исходных показателей физико-механических свойств пород.

При моделировании оползней северо-западного побережья Черного моря определяющим условием являлась постановка задач, в результате решения которых оценивалось влияние тех или иных факторов на механизм оползневого процесса и устойчивость склонов [34, 40, 47, 51, 53, 56, 58, 65, 91]. Моделирование выполняли в следующей последовательности: инженерно-геологическая схематизация, генерализация физико-механических свойств пород, разработка схемы моделирования, подбор эквивалентных материалов, изготовление модели и ее испытание.

Наибольшее внимание уделяли оценке влияния на механизм оползневого процесса инженерно-геологической неоднородности и физико-механических свойств пород ОДГ, а также учету силового воздействия напорных подземных вод. Изготовлению модели предшествовали подбор и изучение физико-механических свойств таких эквивалентных материалов, которые бы наиболее полно отвечали требованиям условий подобия и соответствовали специфике поставленных задач.

При изучении оползней на моделях эквивалентные материалы подбирали по следующим показателям механических свойств: модулю линейной деформации, коэффициенту Пуассона и вязкости. Соблюдение условий вязкости позволяет учесть масштаб времени в геологических процессах, происходящих в модели после основного смещения, и охарактеризовать ее поведение с помощью нескольких частных критериев подобия. Эквивалентные материалы подбирали для моделирования условных пачек пород, выделенных в результате схематизации инженерно-геологических условий.

Особые сложности представлял подбор эквивалентного материала пород ОДГ. В моделях необходимо было использовать материал, обладающий определенными вязкопластическими свойствами при соответствующих значениях прочности. Для этого исследовали два типа эквивалентных смесей разного состава: двух- и трехкомпонентные смеси. В первом случае в качестве инертного заполнителя использовали слюду, просеянную через сито, а в качестве вяжущего компонента — масло АС-8. В результате выполненных лабораторных исследований установлен характер зависимости свойств смесей разных вариантов, различающихся процентным соотношением составляющих компонентов.

Трехкомпонентные смеси представляли собой водно-глицериновый гель желатина. Варианты смесей имели разное соотношение составляющих компонентов (желатин 2,5–20 %, глицерин 3,75–30 %, вода 50–93,75 %). Изменяя их соотношение, можно в широком диапазоне изменить физико-механические свойства эквивалент-

Таблица 20. Физико-механические свойства трехкомпонентного эквивалентного материала пород ОДГ

Номер анализа	Количество определений	Массовая доля составляющих компонентов, %			Удельный вес γ , кН/м ³	Сцепление C , МПа	Угол внутреннего трения φ , град.	Модуль упругости E , МПа	Модуль общей деформации E_0 , МПа	Динамическая вязкость η , Па·с	Коэффициент Пуассона μ
		Желатин	Глицерин	Вода							
1	7	20,0	30,0	50,0	11,3	$\frac{8 \cdot 10^{-2}}{5 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{32}{21}$	0,198	0,145	$41,25 \cdot 10^3$	0,47
2	7	10,0	15,0	75,0	10,6	$\frac{2,3 \cdot 10^{-2}}{1,4 \cdot 10^{-2}}$	$\frac{26}{17}$	0,082	0,061	$26,0 \cdot 10^3$	0,46
3	14	6,6	9,9	83,5	10,4	$\frac{1,3 \cdot 10^{-2}}{5 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{20}{14}$	0,036	0,031	$18,0 \cdot 10^3$	0,46
4	14	5,0	7,5	87,5	10,3	$\frac{7,5 \cdot 10^{-4}}{3,5 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{15}{10}$	0,030	0,027	$14,0 \cdot 10^3$	0,45
5	14	4,0	6,0	90,0	10,25	$\frac{4 \cdot 10^{-4}}{2,5 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{11}{8}$	0,026	0,021	$9,0 \cdot 10^3$	0,45
6	7	3,4	5,1	91,5	10,2	$\frac{2,5 \cdot 10^{-4}}{1,2 \cdot 10^{-4}}$	$\frac{8}{5}$	0,022	0,013	$7,5 \cdot 10^3$	0,46
7	5	2,8	4,2	93,0	10,18	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	$5,0 \cdot 10^3$	Не опр.
8	5	2,5	3,75	93,75	10,16	" "	" "	" "	" "	Не опр.	" "

Примечание. Над чертой даны значения для ненарушенной структуры, под чертой — для нарушенной.

ного материала (табл. 20). При подборе эквивалентных материалов необходимо учитывать, что на их механические свойства значительно влияют способ укладки и уплотнения слоев, а также температура окружающей среды, поэтому все лабораторные испытания для определения показателей физико-механических свойств проводили в условиях, максимально приближенных к модельным.

В комплексе вопросов, связанных с изучением оползневых процессов, существенная роль отводилась оценке влияния подземных вод на напряженно-деформированное состояние, устойчивость и механизм оползней и в первую очередь силового воздействия напорного водоносного горизонта. Силовое воздействие последнего в песчаных линзах, залегающих в толще пород ОДГ, воспроизводили двумя принципиально различающимися методами: с помощью пневматической резиновой подушки и эквивалентного материала, набухающего при замачивании, при этом увеличивающегося в объеме и развивающего давление на подошву вышележащего слоя.

Возможности первого метода технологически ограничены. Он может применяться только при моделировании массивов пород, находящихся в допредельном состоянии, поскольку при начавшемся разрушении такая подушка будет искажать оползневый процесс в модели. Использование второго метода расширяет возможности моделирования массивов пород от допредельного состояния до разрушения, но при этом необходимо, кроме воспроизведения требуемой по условиям подобия величины давления набухания, обеспечить соответствие набухающего материала условиям подобия процессов разрушения.

Процесс испытаний заключался в нарушении равновесного состояния моделей и фиксации происходящих в них изменений. Нарушение устойчивости вызывали последовательной подрезкой оползневого склона, которую проводили поэтапно, в соответствии с определенными стадиями оползневого процесса и возобновляли после прекращения деформаций. Изменение состояния моделей при испытаниях фиксировали путем фотосъемки и непосредственным замером деформаций по заложенным датчикам и реперам. Напряжения в моделях измеряли с помощью тензометрических датчиков и датчиков-деформометров.

Тензометрические датчики, конструктивно выполненные в виде микродеформометров или микродинамометров, закладывали в модели в процессе ее формовки, и изменение их электрического сопротивления в процессе эксперимента регистрировали с помощью измерительных станций, собранных по мостовой схеме. Эти датчики использовали для замера напряжений в моделях из двухкомпонентных эквивалентных материалов.

В моделях, изготовленных из трехкомпонентных эквивалентных материалов, которые характеризуются более низкими показателями механических свойств, применение тензометрических датчиков для замера напряжений не представлялось возможным. Поэтому в модель

для измерения напряженного состояния закладывались датчики, по деформациям которых рассчитывали составляющие напряжений. Датчики-деформометры представляют собой кольца диаметром 29 мм, изготовленные из упругой целлулоидной пленки шириной 8 мм. Ширина этих датчиков не превышает 6 % толщины модели, что исключает их влияние на результаты эксперимента. В процессе деформирования модели датчик полностью отражает характер поведения эквивалентного материала на всех этапах оползневой процесса.

Деформации датчиков-деформометров измеряли оптической линейкой с точностью 0,1 мм. Для тестирования их работы было выполнено моделирование напряженного состояния в основании штампа (плоская задача) с последующим сопоставлением полученных результатов с рекомендуемыми методами расчета. В расчет закладывались показатели физико-механических свойств эквивалентного материала. Расчетные и экспериментальные методы имели хорошую сходимость результатов. Датчики-деформометры размещали с необходимой частотой по всей модели. После окончания заливки слоя эквивалентного материала пород ОДГ, в котором размещались датчики, были сделаны их контрольные замеры.

В процессе эксперимента происходит деформирование датчика из кольца в эллипс. Для каждого этапа оползневой процесса в модели измеряли изменения большой и малой осей эллипсов и углов их наклона. Главные напряжения рассчитывали по формулам:

$$\sigma_1 = \frac{E}{(1 - \mu)(1 - 2\mu)} \left[(1 - \mu) \frac{a}{r} + \mu \frac{b}{r} - 1 \right],$$

$$\sigma_2 = \frac{E}{(1 - \mu)(1 - 2\mu)} \left[(1 - \mu) \frac{b}{r} + \mu \frac{a}{r} - 1 \right],$$

где E — модуль упругости эквивалентного материала; μ — коэффициент Пуассона; a и b — длинная и короткая оси датчика; r — начальный радиус датчика. Вертикальные, горизонтальные и касательные напряжения получены по формулам:

$$\sigma_z = \sigma_1 \sin^2 \alpha + \sigma_2 \cos^2 \alpha,$$

$$\sigma_x = \sigma_1 \cos^2 \alpha + \sigma_2 \sin^2 \alpha,$$

$$\sigma_{xz} = (\sigma_1 - \sigma_2) \sin \alpha \cos \alpha,$$

где α — угол наклона длинной оси датчика. Для расчета коэффициента устойчивости определены нормальные составляющие напряжений:

$$\sigma_n = \frac{1}{2} (\sigma_x + \sigma_z) + \frac{1}{2} \sin \varphi \sqrt{(\sigma_x - \sigma_z)^2 + 4 \tau_{xz}^2},$$

где φ — угол внутреннего трения эквивалентного материала. Для контроля показаний датчиков выполнен расчет вертикальных напряжений от собственного веса материала:

$$\sigma_z = \gamma h_i,$$

где γ_i и h_i — удельный вес и мощность соответствующего слоя материала в модели.

Для оценки устойчивости модели на различных этапах оползневого процесса выполнен расчет коэффициентов устойчивости по данным моделирования напряженного состояния и изучения сопротивления сдвигу сплагающих модель эквивалентных материалов. Расчет сводился к сопоставлению вдоль поверхности оползневого смещения суммы сил сопротивления материалов сдвигу и суммы действующих касательных напряжений, которые определены расчетным путем на основании данных о главных, вертикальных, горизонтальных и касательных напряжениях, полученных в результате моделирования напряженного состояния. Таким образом, коэффициенты устойчивости модели рассчитаны с учетом существующего в модели напряженного состояния эквивалентных материалов.

Действующие касательные напряжения рассчитывали по формуле

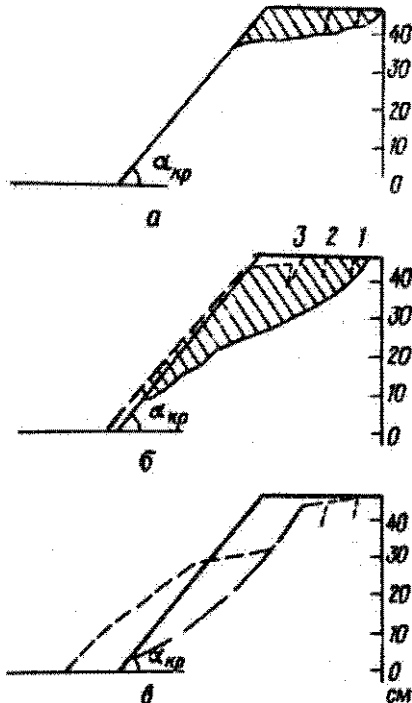
$$\tau_d = \frac{1}{2} \cos \varphi \sqrt{(\sigma_x - \sigma_z)^2 + 4\tau_{xz}^2}.$$

Сопротивление материалов сдвигу определяли по результатам лабораторных испытаний, нормальные составляющие напряжения — по результатам моделирования. По известной поверхности смещения, полученной в процессе моделирования, смещающийся массив делился на отсеки. Для каждого отсека вычисляли среднее значение действующих касательных напряжений τ_d и сопротивление материала сдвигу $\tau_{сдв}$. Устойчивость склона вдоль поверхности смещения определяли общим соотношением суммарных значений $\tau_{сдв}$ и τ_d .

Наблюдения за перемещением датчиков и реперов в процессе эксперимента позволили получить представление о характере, скоростях и направлении движения материалов в моделях. Экспериментальные исследования, выполненные на тестовых моделях из эквивалентных материалов, позволили усовершенствовать методику и технологию моделирования в связи с оценкой напряженно-деформированного состояния массивов и выявлением влияния слабых прослоев в толще пород ОДГ на устойчивость откосов и механизм оползней.

В первой серии экспериментов, ставивших своей задачей изучение механизма оползневого процесса в верхней части типового геологического разреза (в толще лессовых пород $dr Q_1 - III$), использовали модели, изготовленные из смеси песка с вяжущим заполнителем (ан. 1). Из подобранных пяти вариантов смесей были изготовлены модели высотой 70, 46 и 35 см. Было испытано 43 модели без учета пробных, с помощью которых предварительно определяли ориентировочное значение критического угла откоса. В результате экспериментов на моделях фиксировалось положение поверхности скольжения, конфигурация оползневого блока и значение критического угла откоса. Механизм образования оползня схематично представлен на рис. 22.

Выполненные исследования дают возможность оценить влияние показателей прочностных свойств эквивалентного материала на крити-



Масштаб 1:10

Рис. 22. Схема деформирования моделируемого откоса:

а — образование трещин закола;
б — деформация контура откоса (1—3 — последовательность образования трещин закола); *в* — основное смещение. Штриховкой выделена область деформаций, предшествующих основному смещению

Изменение свойств эквивалентного материала в малых пределах (ан. 1—3) приводит в основном к качественным изменениям в характере разрушения модели (степень раздробленности сместившихся блоков, образование трещин закола, параметры зоны деформаций и т.д.). Критический угол откоса в этом случае существенно не изменяется, а зависит только от высоты модели. Значительное увеличение сцепления материалов моделей (ан. 1 и 5) приводит не только к возрастанию критического угла откоса, но и к качественным изменениям в характере разрушения.

Результаты испытаний позволили установить элементы механизма оползневого процесса в верхней части склона. Основная поверхность оползневого смещения формируется поэтапно из отдельных трещин, развивающихся последовательно сверху вниз с одновременным дроблением на более мелкие и соединяющихся в единую поверхность, близкую

ческие углы откосов моделей (табл. 21). Особый интерес представляет сравнение результатов ан. 1 и 4, а также ан. 1 и 5. В качестве общей закономерности можно отметить уменьшение критического угла откоса с увеличением высоты моделей. При этом наиболее резкое снижение критического угла наблюдается в ан. 5 при высотах 35 и 46 см. В ан. 1 и 4 использовали материалы с одинаковым сцеплением (0,0005 МПа) и разными углами внутреннего трения. Критический угол откоса в ан. 1 меньше, чем в ан. 4 в среднем на 4° . Использование материалов с близкими углами внутреннего трения, но разными сцеплениями (ан. 1 и 5), приводит к более значительному изменению критических углов откосов моделей, увеличивая их примерно на $10-13^\circ$. Таким образом, рост угла внутреннего трения на 6° увеличивает критический угол откоса модели примерно на 4° , а повышение сцепления на 0,0004 МПа — на $10-13^\circ$.

Т а б л и ц а 21. Физико-механические свойства эквивалентных материалов и средние значения критических углов откосов моделей

Но- мер ана- ли- за	Состав смеси	Удель- ный вес γ , кН/м ³	Угол внутрен- него тре- ния φ , град.	Сцепле- ние C , МПа	Средние значения крити- ческих углов откоса $\alpha_{кр}$ (град) при высоте моделей		
					70 см	46 см	36 см
1	Песок мелкозер- нистый, $d <$ $< 0,5$ мм — 99%; масло АС-8 — 1 %	16,5	29	0,0005	49 (2)	53 (2)	59 (4)
2	Песок мелкозер- нистый, $d <$ $< 0,5$ мм — 97%; масло АС-8 — 3 %	16,1	27	0,0006	51 (2)	58 (4)	62 (3)
3	Песок мелкозер- нистый, $d <$ $< 0,5$ мм — 91%; масло АС-8 — 9 %	15,8	26	0,00075	52 (3)	60 (2)	61 (3)
4	Песок среднезер- нистый, $d < 1$ мм — 91 %; керосин — 9 %	6,2	35	0,0005	53 (3)	58 (3)	62 (3)
5	Песок среднезер- нистый, $d < 1$ мм — 91 %; солидол — 9 %	16,0	31	0,0009	60 (4)	64 (3)	70 (3)

Пр и м е ч а н и е. В скобках дано количество испытанных моделей.

по форме к круглоцилиндрической, которая в большинстве опытов выходит на откос модели. Одновременно с поверхностью оползневого смещения образуется зона деформаций в несмещенной части массива, мощность и характер которой определяются свойствами эквивалентного материала. Характер развития деформаций на испытанных моделях хорошо сопоставляется с механизмом образования оползней в пределах толщи лессовидных суглинков.

Для изучения влияния ослабленных прослоев в толще пород ОДГ на механизм глубоких оползней выдавливания, широко развитых на северо-западном побережье Черного моря, выполнена серия тестовых моделей. В этой серии было изготовлено и испытано шесть моделей, различающихся высотным положением слабого слоя. Последний существенно отличался по прочности от вмещающих эквивалентных материалов и закладывался в моделях на глубинах 2,0; 3,0; 4,5; 6,0; 7,5; 9,0 см от основания откоса, что соответствовало в пересчете на натуру с учетом масштаба моделирования соответственно 2,0; 3,0; 4,5; 6,0; 7,5; 9,0 м. Для сопоставления параметров оползней и выяснения механизма деформирования откосов одна модель была изготовлена без слабого слоя.

В результате анализа этой серии экспериментов установлен ряд закономерностей. Нарушение устойчивости модели без слабого слоя вызывалось последовательной подрезкой основания откоса в соот-

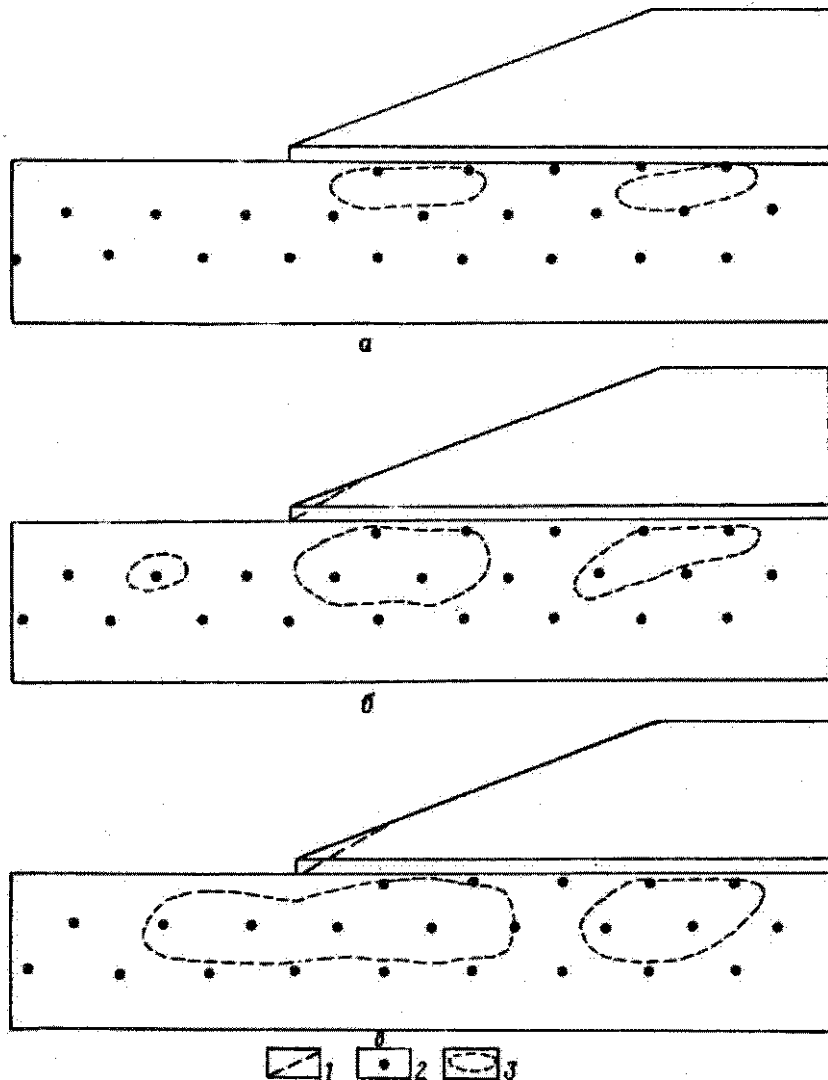


Рис. 23. Развитие зон концентраций максимальных касательных напряжений в модели на соответствующих этапах эксперимента:
 1 – подрезка откоса в модели; 2 – местоположение датчиков; 3 – границы зон концентраций напряжений

ветствии с установленными этапами эксперимента. Для оценки устойчивости откоса на разных этапах рассчитывалось напряженное состояние модели по данным, полученным в результате замеров деформаций

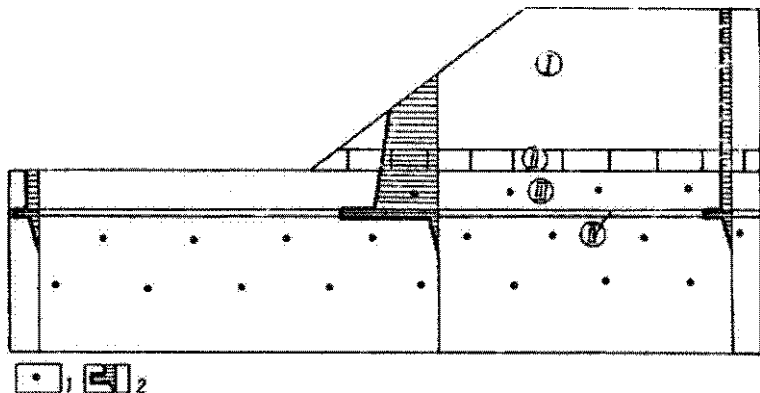


Рис. 24. Схематическая схема модели из эквивалентных материалов: 1 — местоположение датчиков; 2 — эпюра горизонтальных деформаций в соответствующих сечениях; I-IV — условные пакеты пород модели

датчиков. Напряженное состояние модели и устойчивость оценивались для трех этапов эксперимента (подрезка основания откоса, основное смещение, стабилизация деформаций). По полученным в результате расчетов данным были построены поля распределения напряжений на соответствующих этапах. Установлено, что области с наибольшими значениями максимальных касательных напряжений расположены в ОДГ: в основании склона (в районе формирования вала выдавливания), под бровкой и трещиной закола (рис. 23).

Деформирование модели со слабым слоем начинается после незначительной подрезки основания откоса. Деформации имеют пластический характер, происходят практически непрерывно, скорости их незначительные. Оползневые деформации начинаются в модели с расширения трещины между двумя соседними блоками из эквивалентного известняку материала. Расширение этой трещины приводит к выдавливанию материала из-под блока известняка и образованию трещины в нижней части слоя из материала, эквивалентного лессовидным суглинкам. Одновременно с этим процессом на поверхности плато образуется несколько субвертикальных трещин и в основании откоса формируется вал выдавливания (зона сжатия). После незначительной подрезки образовавшегося вала, а на некоторых моделях и без подрезки, происходит дальнейшее расширение и соединение трещин от слоя эквивалентного известняку материала и ближайшей к бровке трещины на плато. В этот момент окончательно формируется поверхность оползневого смещения.

В моделях с неглубоким залеганием слабого слоя (2,0 и 3,0 см) от основания откоса установлено его незначительное влияние на характер деформирования. Пластические деформации, а при оползневом смещении и нарушение сплошности слоя из эквивалентного материала пород ОДГ, происходят и основном глубже подошвы слабого слоя.

Поверхности оползневого смещения при этом по форме близка к круглоцилиндрической. В моделях, где слабый слой расположен ниже по разрезу (4,5 и 6,0 см от основания откоса), деформации глубже его полонивы незначительны, и поверхность смещения приурочена к этому слою (рис. 24). Если же слабый слой фиксируется на отметках 7,5 и 9,0 см от основания откоса, то существенного влияния на механизм образования оползня он не оказывает — пластические и разрывные деформации происходят выше по разрезу.

В результате выполненной серии экспериментов установлено, что морфологические и морфометрические характеристики оползневых тел на моделях хорошо сопоставляются с природными аналогами с учетом масштаба моделирования. В результате испытаний тестовых моделей усовершенствована технология моделирования оползневых склонов, в пределах ОДГ которых расположен слабый слой, и разработана методика оценки напряженно-деформированного состояния для расчетов устойчивости склонов и откосов по результатам моделирования.

3.2. ОЦЕНКА УСТОЙЧИВОСТИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ МОДЕЛИРОВАНИЯ И РАСЧЕТНО-ТЕОРЕТИЧЕСКИМИ МЕТОДАМИ

Для оценки и прогноза устойчивости оползневых склонов северо-западного побережья Черного моря применительно к типовым инженерно-геологическим разрезам использована методика И.П.Зелинского и расчеты на ЭВМ по методам круглоцилиндрических поверхностей скольжения (КЦПС) и Соловьева. Методика И.П.Зелинского [41] базируется на сопоставлении полей напряжений и прочности пород и получении полей устойчивости. Для этого необходимо пользоваться коэффициентом устойчивости $K_{уст}$, который является модификацией показателя Треска и представляет собой отношение прочности грунта к максимальному касательному напряжению:

$$K_{уст} = \frac{\tau_{сдв}}{\tau_{max}},$$

где $\tau_{сдв}$, τ_{max} — соответственно сопротивление грунтов сдвигу и максимальное касательное напряжение в определенной точке массива, МПа. В необходимых случаях вместо τ_{max} в расчетах принимается действующее касательное напряжение τ_d .

Решение поставленной задачи сводится к определению в каждой точке изучаемого массива искомых значений сдвигающих сил (τ_{max} и τ_d) и сопротивления сдвигу $\tau_{сдв}$, а также к получению частных значений $K_{уст}$ и поля этого параметра (поля устойчивости) в целом. Обработка данных может быть выполнена на ЭВМ двумя способами: построением графика значений $K_{уст}$ вдоль известной поверхности смещения (рис. 25) и изо-

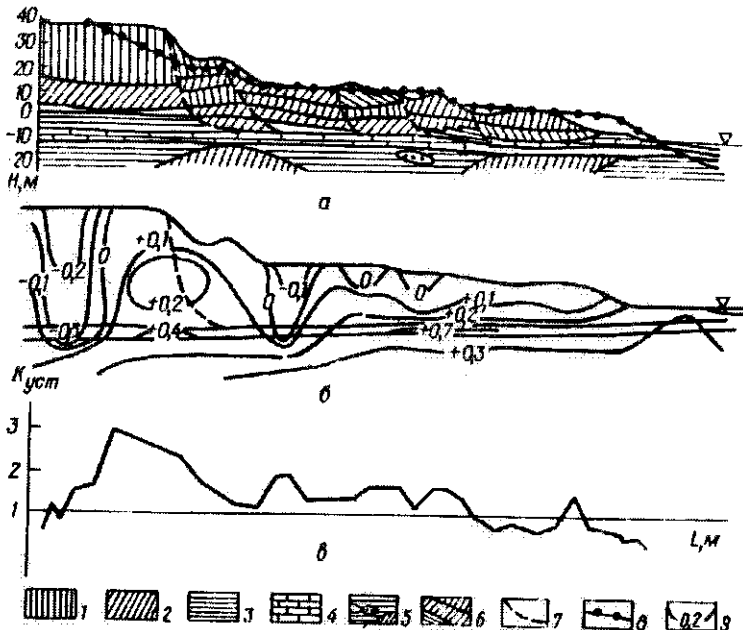
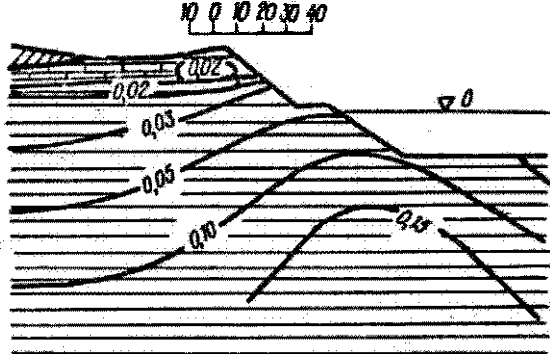


Рис. 25. Оценка устойчивости склона вдоль известной поверхности смещения (а – геологический разрез; б – распределение горизонтальных напряжений σ_x ; в – график значений $K_{уст}$ вдоль поверхности смещения): 1 – лессовидные суглинки (vd Q_{I-III}); 2 – красно-бурые суглинки (N_2^3); 3 – глины (N_2^2-3); 4 – известняки понтийские (N_2p); 5 – глины, суглинки с линзами песков мзотические (N_{1m}); 6 – оползневые накопления (др Q_{IV}); 7 – границы между оползневыми ступенями; 8 – поверхность склона с учетом выполнения противооползневых мероприятий; 9 – изолинии горизонтальных напряжений

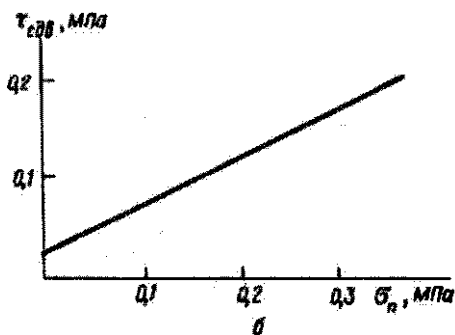
линий устойчивости ($K_{уст} = const$) при отсутствии сведений о положении поверхности смещения (рис. 26).

Для нахождения полей напряжений используются все известные способы, включая моделирование методами тензометрической сетки, фотоупругости, ЭГДА, МЭМ. Однако наиболее перспективен в настоящее время метод конечных элементов (МКЭ), реализующийся с помощью ЭВМ типа ЕС и др. В результате можно получить поля нормальных (в том числе σ_n) и касательных ($\tau_{max}, \tau_d, \tau_{xz}$) напряжений для задач в линейной и упруго-пластической постановке с учетом силового воздействия подземных вод.

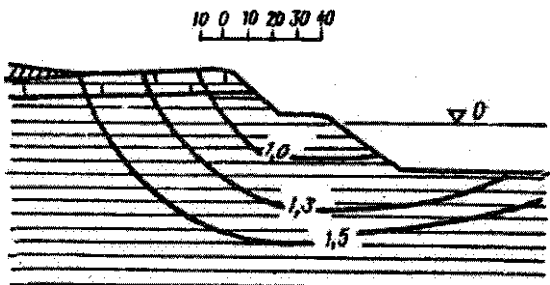
Прочность пород (сопротивление сдвигу) получена из условий Кулона – Мора как функция нормальных напряжений $\tau_{сдв} = f(\sigma_n)$, что позволило определить ее искомое значение в каждой точке массива. В качестве исходной информации в каждой точке поля модели задаются характеристики прочности пород, полученные по данным лабораторных испытаний грунтов на сдвиг ($\tau_{сдв} = \sigma_n \tan \varphi + C$),



а



б



в

Рис. 26. Оценка устойчивости склона при неизвестном положении поверхности смещения:
 а — изолинии касательных напряжений $\tau_{сдв}$; б — график зависимости $\tau_{сдв} = f(\sigma_n)$; в — изолинии устойчивости при $K_{уст} = \text{const}$

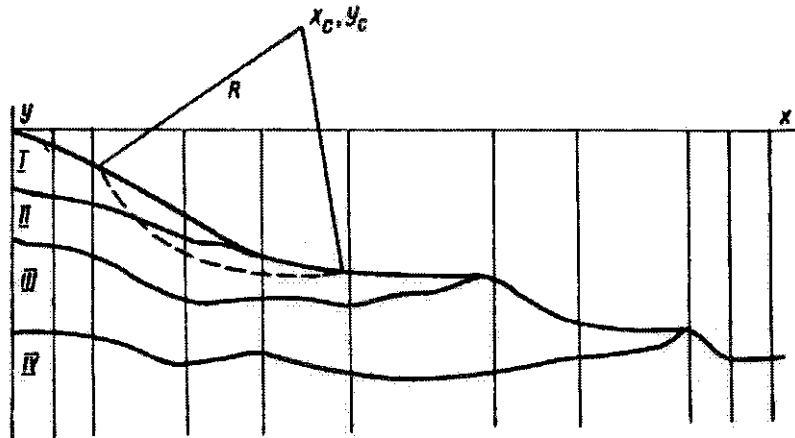


Рис. 27. Оценка устойчивости склона по методу КЦПС (модификация А.В.Городецкого)

и касательные напряжения. Сопоставление полей прочности и действующих (или максимальных) касательных напряжений позволяет получить поле устойчивости. Его анализ даст возможность выделить в массиве зоны с разной степенью запаса устойчивости, оценить общую устойчивость склона или откоса, выявить возможные зоны развития пластических деформаций. В пределах этого поля можно осуществить интерполяцию частных значений $K_{уст}$, построить изолинии при $K_{уст} = \text{const}$.

Метод КЦПС (модификация А.В.Городецкого) применяется для определения $K_{уст}$ склонов сложного геологического строения и рельефа. Он позволяет оценить устойчивость объекта в следующих допущениях: поверхность смещения при образовании оползневой подвижки принимается круглоцилиндрической; напряженное состояние в каждой точке массива определяется только весом вышележащих пород; прочность пород подчиняется закону Кулона: $\tau_{сдв} = \sigma_n \tan \varphi + C$, где σ_n — нормальное напряжение, действующее на выбранную площадку; φ — угол внутреннего трения; C — сцепление; $\tau_{сдв}$ — сопротивление сдвигу, при котором вдоль данной площадки происходит разрушение грунта.

На поперечнике, представленном на рис.27, выделено четыре слоя, имеющих разные плотность и прочностные характеристики. Поперечник разбивается на отсеки, в пределах каждого из которых линии, разделяющие слои и линию земной поверхности, можно аппроксимировать отрезками прямой. Для рассматриваемого поперечника выделено девять отсеков. Программа "CILPS", разработанная на кафедре инженерной геологии Одесского университета, позволяет определить $K_{уст}$ для дуги окружности, секущей массив пород с фиксированным центром и

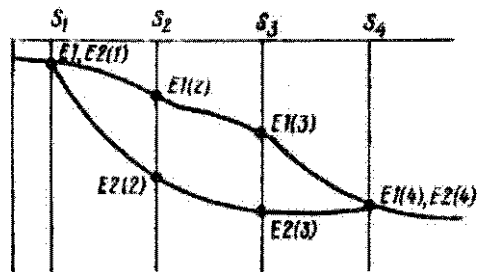


Рис. 28. Оценка устойчивости склонов по методу Соловьева

каждому расстоянию до земной поверхности, до максимального, соответствующего наименьшему расстоянию до крайних точек земной поверхности. При этом вариации положения центра окружности и величины радиуса производятся по методу сгущающегося интервала. В качестве исходных данных задаются плотность и прочностные характеристики каждого из слоев, масштабный коэффициент, коэффициент сейсмичности района в баллах, абсциссы и ординаты земной поверхности и границы слоев в каждой точке пересечения с заданной сеткой, разбивающей поперечник на отсеки.

В случаях, когда положение поверхности смещения оползней известно, оценку устойчивости склонов можно выполнить методом Соловьева. Физическая сущность этого метода заключается в сопоставлении удерживающих и сдвигающих сил при реальном или воображаемом перемещении оползневого тела.

Массив пород характеризуется плотностью ρ , сцеплением C и углом внутреннего трения φ . Оползневое тело, ограниченное земной и оползневой поверхностями, разбивается на отсеки (рис. 28). Предполагается, что при образовании подвижек каждый из выделенных блоков сместится в горизонтальном направлении на одинаковое расстояние, т.е. разрывы или взаимопроникновения блоков не имеют места. Программа разработана на языке БЕЙСИК для реализации на микро-ЭВМ типа "Электроника".

Использование данных методов позволяет: построить график частных значений коэффициента устойчивости $K_{уст}$ вдоль выбранной или известной поверхности смещения; объективно выбрать положение поверхности вероятного оползневого смещения, соответствующее изоляции $K_{уст} = 1,0$; оценить общую устойчивость склона вдоль наиболее вероятной поверхности смещения в виде коэффициента или запаса устойчивости; обнаружить в массиве пород склона или откоса зоны потенциальной неустойчивости, где $K_{уст} = 1$; оценить количественно степень влияния различных природных и антропогенных факторов (подрезка и пригрузка, противооползневые мероприятия, снижение прочности пород и др.) на общую устойчивость.

радиусом. Для определения устойчивости массива методом вариаций подбирается положение центра окружности и радиус, для которых $K_{уст}$ окажется наименьшим. Для каждого фиксированного положения центра радиус может изменяться от минимального, соответствующего крат-

При наличии чрезмерно больших областей развития пластических деформаций решение исходной задачи в упругой постановке становится неправомерным и требует рассмотрения смешанной упруго-пластической задачи. Однако при локализации пластических деформаций в небольшой зоне такое решение приемлемо в инженерной практике. Устойчивость склона вдоль наиболее вероятной или известной поверхности смещения по данным моделирования определяется общим соотношением суммарных значений прочности грунтов на сдвиг и касательных напряжений $\tau_{д, \max}$:

$$K_{уст} = \frac{\sum_{i=1}^n \tau_{сдв}}{\sum_{i=1}^n \tau_{д, \max}},$$

где n — количество привлеченных в расчет частных значений $\tau_{сдв}$ и $\tau_{д, \max}$.

В целом предлагаемая методика позволяет: 1) объективно выбрать положение поверхности вероятного оползневое смещения, определить общую устойчивость склона вдоль этой поверхности, обнаружить зоны потенциальной неустойчивости, оценить роль оползнеобразующих факторов и эффективность противооползневых мероприятий в зависимости от изменения природных условий; 2) установить объемы и виды инженерно-геологических исследований в районах развития оползней на стадии проектирования, строительства и эксплуатации противооползневых сооружений.

4. ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ ЧЕРНОГО МОРЯ ДЛЯ ПРОГНОЗА И МОДЕЛИРОВАНИЯ

Вопросам исследования оползней северо-западного побережья Черного моря посвящена обширная литература. Вместе с тем следует отметить, что изученность природных условий этого побережья остается недостаточной, неравномерной и в основном касается городов Одесса и Ильичевск, порта Южного. Остальные участки изучены слабо, особенно с точки зрения типизации оползней, оценки грунтовых условий, а также начальных условий, в которых находятся оползневые склоны. Длительность выполнения работ в этих районах, сложность природных условий, многообразие типов оползневых и обвальных склонов, слабая их изученность требуют выполнения специальных региональных исследований — разработки методики инженерно-геологического районирования и типизации оползневых склонов, оценки грунтовых условий на типичных участках, подготовки исходных данных для прогнозов изменения геологической среды под влиянием природных и техногенных факторов. Таким образом, решение перечисленных вопросов является актуальной задачей как в методическом, так и в практическом плане.

4.1. ПРИНЦИПЫ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЙОНИРОВАНИЯ

Северо-западное побережье Черного моря на участке устье р. Дунай — Днепро-Бугский лиман характеризуется значительной неоднородностью геологического строения, геоморфологических, гидрогеологических и инженерно-геологических условий. В связи с этим типизация оползневых и оползне-обвальных прибрежных склонов может быть выполнена только на основе инженерно-геологического районирования, достаточно полно учитывающего перечисленные выше особенности территории. Инженерно-геологическое районирование — специальный вид геологического районирования. Оно рассматривается как один из методов систематизации знаний об инженерно-геологических условиях территории, оценки их неоднородности и сложности [80 - 83].

И.В. Попов [67] предлагал для оценки территории проводить инженерно-геологическое районирование, разделяя территорию на однород-

ные части с указанием на сходство и различия условий. С некоторым отличием друг от друга и акцентированием внимания на отдельные аспекты районирования предлагают свои схемы А.А.Маккавеев, Г.А.Голодковская, И.С.Комаров, Г.К.Бондарик, Г.С.Золотарев и др. [8, 17, 44–46, 55].

Основные принципы инженерно-геологического районирования сводятся к следующим [81, 82]: 1) районирование нужно проводить по вещественно-морфологическим, глубоко инженерно-геологическим признакам, отражающим важнейшие закономерности пространственной изменчивости инженерно-геологических условий, обусловленных взаимодействием региональных и зональных геологических факторов; 2) сумма выделенных при районировании территориальных единиц должна быть равна объему (площади) делимой территории при региональном виде районирования или объему классифицируемого (делимого) понятия в случае типологического и оценочного районирования; 3) при районировании необходимо соблюдать требование соразмерности — территориальные комплексы, выделяемые на определенной ступени районирования, должны относиться к одному порядку (рангу); 4) признаки, по которым проводится деление территории, нужно выбирать так, чтобы каждая точка (территориальная единица) попадала только в одну из выделенных категорий; 5) в пределах одной (любой) таксономической единицы все границы единиц следующего, более высокого ранга необходимо проводить по признакам одного порядка (классификационный признак может изменяться от одной ступени районирования к другой); 6) каждая граница между выявляемыми таксономическими единицами должна проводиться по вполне определенному (в идеале — одному) классификационному признаку.

Наиболее важный и принципиальный вопрос районирования — выбор и обоснование классификационных признаков, так как в конечном счете от этого зависит содержание, правильность и глубина выполненной работы. В качестве классификационных признаков генетико-морфологического районирования для обособления территориальных таксономических единиц приняты [67]: регионы (по структурно-тектоническому признаку); области (по геоморфологическому); районы (по структурно-геологическому); подрайоны (по морфологическим и морфометрическим признакам — высоте склона над уровнем моря или глубине моря).

С учетом ограниченных размеров территории (протяженность около 300 км) принятая система классификационных признаков не противоречит современной системе: регион — провинция — зона — подзона — область — район — участок [82]. Таким образом, регион соответствует подзоне, а подрайон — участку. Ниже приводится описание инженерно-геологического районирования северо-западного побережья Черного моря от устья р. Дунай до Днепро-Бугского лимана, выполненное для типизации оползневых и оползне-обвальных склонов.

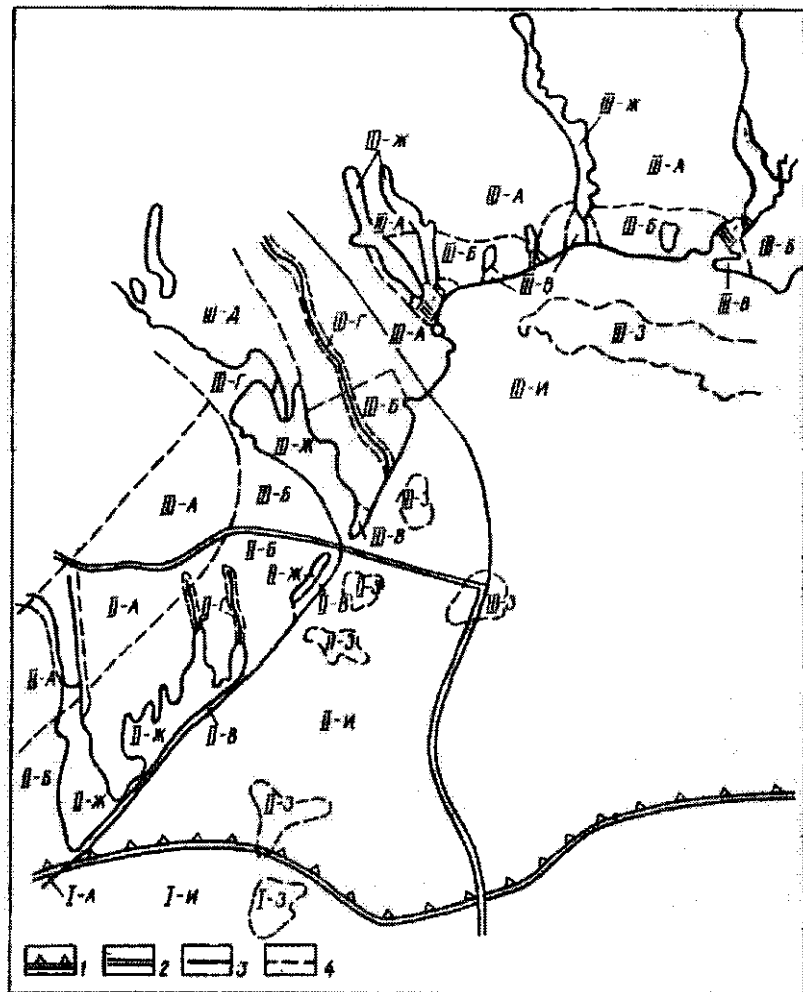


Рис. 29. Карта-схема инженерно-геологического районирования:
 1 — краевые швы платформы; 2 — глубинные региональные разломы; 3 — глубинные разломы; 4 — границы геоморфологических областей

В соответствии с принятой схемой районирования (табл. 22, рис. 29) в трех регионах северо-западного побережья Черного моря по геоморфологическим признакам выделено восемь типов областей, причем полоса районирования ограничена глубиной расчленения рельефа 75 м на суше и глубиной моря 20 м. С учетом тектонического и геоморфологического признаков в регионе I (Придунайская блоковая зона) выделено четыре области, в регионе II (Придобруджинский прогиб) — семь

Т а б л и ц а 22. Схема инженерно-геологического районирования северо-западного побережья Черного моря

Индекс, регион по тектоническим признакам	Индекс, область по геоморфологическим признакам (с учетом расчленения рельефа)	Индекс, район по структурно-геологическому признаку — высотному положению в разрезе понтических известняков	Индекс, подрайон по морфометрическим признакам — высоте склонов над уровнем моря и глубине моря на участке шельфа
I Придунайская блоковая зона	I-Г Килийская дельта р. Дунай	I-Г-л Морские, озерно-морские и лиманно-морские отложения. Континентальные отложения (пессы и красно-бурые глины), а также понтические известняки отсутствуют	I-Г-л-1 Засток берега моря в районе Килийской дельты р. Дунай высотой до 10 м
	I-B Пересыпи и косы	I-B-л Морские, лиманно-морские и аллювиальные песчано-глинистые и илистые отложения. Континентальные отложения (лессовидные суглинки и красно-бурые глины), а также понтические известняки отсутствуют	I-B-л-1 Пересыпи и косы в районе оз. Сасык. Высота берега до 10 м
	I-З Аккумулятивные участки	I-З-л Литифицированные песчано-раковинные отложения карпатского возраста (QIII). Понтические известняки отсутствуют	I-З-л-1 Банка Лебедевка-2, возвышающаяся над уровнем моря на 5—7 м, глубина моря около 12—15 м
	I-И Абразионный шельф	I-И-л Мелкозернистые аллювиальные пески и алевроиты (пленочечетвертичные N ₂ —Q). Встречаются также лессовидные суглинки и пессы, перекрытые слоем лиманно-морских илов и алевроитов мощностью 1—1,5 м. Понтические известняки отсутствуют	I-И-л-1, 2, 3 Шельф банки Лебедевка в районе оз. Сасык глубиной до 10, до 20 и более 20 м
II Придобруджинский прогиб	II-A Дунайско-Днестровская аккумулятивная плосковолинная лесовая равнина на понтическом основании	II-A-k, l, m Понтические известняки залегают на различной глубине выше уровня моря, в долинах балок и оврагов выходят в нижней, средней и верхней частях склонов	II-A-k, l, m-1, 2, 3, 4 Лессовая равнина в районе рек Днестр, Тилигул, Барабой высотой до 50 м

Индекс, регион или тектоническим признакам	Индекс, область по геоморфологическим признакам (с учетом расчленения рельефа)	Индекс, район по структурно-геологическому признаку — высотному положению в разрезе понтических известняков	Индекс, подрайон по морфометрическим признакам — высоте склонов над уровнем моря и глубине моря на участке шельфа
	П-Б Низменная прибрежная равнина верхнепли-оценовых нерасчлененных террас	П-Б-л Четвертичные лессовидные суглинки, плиоцен-плейстоценовые аллювиальные песчано-глинистые отложения. Понтические известняки отсутствуют	П-Б-л-1 Участки, прилегающие к озерам Сасык, Шатаны, Алибей, Бурнас и впадающим в них рекам. Высота берега до 10 м
			П-Б-л-2 Участки побережья моря, а также участки берега той же высоты, примыкающие к лиманам, озерам и долинам рек. Высота берега до 20 м
			П-Б-л-3 Водораздельные участки и обрывы берега Днестрового лимана и моря. Высота берега до 40 м
	П-В Пересыпи и косы	П-В-л Морские, лиманно-морские и аллювиальные песчано-глинистые и илистые отложения. Континентальные отложения (лессовидные суглинки и красно-бурые глины), а также понтические известняки отсутствуют	П-В-л-1 Пересыпи и косы в районе озер Сасык, Шатаны, Алибей, Бурнас и лиманов Будаковский и Днестровский. Высота берега до 10 м
	П-Г Поймы рек и днища балок	П-Г-л Современные отложения долин рек представлены пойменными фациями аллювия, днищ балок — делювиально-пролювиальными отложениями. Понтические известняки отсутствуют	П-Г-л-1, 2, 3 Поймы рек и долины балок (реки Сасык, Когильник и др.). Высота берега до 10, а до 20 и более 20 м
	П-Ж Акватории лиманов	П-Ж-л Плиоцен-плейстоценовые аллювиальные и лиманно-морские песчано-глинистые отложения. Понтические известняки размыты	П-Ж-л-1, 2 Акватории лиманов различной глубины

Индекс, регион по тектоническим признакам	Индекс, область по геоморфологическим признакам (с учетом расчленения рельефа)	Индекс, район по структурно-геологическому признаку — высотному положению в разрезе понтических известняков	Индекс, подрайон по морфометрическим признакам — высоте склонов над уровнем моря и глубине моря на участке шельфа
III Северное крыло Причерноморской фанерозойской гетерогенной впадины	П-З Аккумулятивные участки шельфа (банки)	П-З-л Литифицированные песчано-раковинные и детрито-раковинные отложения карангатского возраста (QIII). Понтические известняки отсутствуют	П-З-л-2 Банки Лебедевка-2, Сергеевка-1, Лебедевка-1 глубиной до 20 м
	П-И Абразионный шельф	П-И-л Лессовидные суглинки и лессы, аллювиальные пески, супеси, суглинки, алевроиты. Понтические известняки отсутствуют	П-И-л-1, 2, 3 Участки прибрежного шельфа глубиной до 10, до 20 и более 20 м
	П-А Днестровско-Тилигульская аккумулятивная лесовая равнина на понтическом основании То же	П-А-х Понтические известняки, выходящие на земную поверхность или слегка прикрытые насыпными грунтами и подстилающими их мезотическими глинами. Известняки залегают в верхней части склона	П-А-х-2, 3 Приморские склоны, высота берега до 20 и до 40 м
	" "	П-А-л Лессовидные суглинки, красно-бурые суглинки и глины, понтические и мезотические глины. Известняки залегают в средней части склона	П-А-л-3, 4 Приморские оползневые склоны северо-восточнее Малого Аджалыкского лимана высотой 40 и более 40 м
	" "	П-А-т Лессовидные суглинки мощностью до 20 м, красно-бурые глины, понтические известняки, мезотические известняки, мезотические глины. Известняки залегают в нижней части склона	П-А-т-2 Участки долин рек и лиманов (балки Аркадийская, 10-я станции Большого Фонтана, Ковалевского, Черноморки, Водяная и др.). Оползневые склоны высотой до 20 м
	" "	" "	П-А-т-3, 4 Приморские оползневые склоны высотой до 40 и более 40 м

Индекс, регион по тектоническим признакам	Индекс, область по геоморфологическим признакам (с учетом расчленения рельефа)	Индекс, район по структурно-геологическому признаку — высотному положению в разрезе понтических известняков	Индекс, подрайон по морфометрическим признакам — высоте склонов над уровнем моря и глубине моря на участке шельфа
	III-Б Низменная прибрежная равнина верхнеплищевых нерасчлененных террас	III-Б-л Лессовидные суглинки, красно-бурые глины, понтические известняки, мзотические глины. Известняки залегают в нижней части склона	III-Б-л-2, 3, 4 Оползневые склоны высотой до 20, 20—40 и более 40 м
	III-В Пересыпы и косы	III-В-л Морские, лиманно-морские и преривисаллювиальные породы, которые подстилаются глинами мзотиса и сармата. Понтические известняки отсутствуют	III-В-л-1 Пересыпы и косы Днестровского, Сухого, Хаджибейского, Куяльнишского, Большого Аджалыкского, Малого Аджалыкского Тилигульского, Березанского, Днепро-Бугского лиманов высотой до 10 м
	III-Г Поймы рек и днища балок	III-Г-л Пойменные фации аллювия. Понтические известняки отсутствуют	III-Г-л-1, 2 Поймы рек Днестр, Барабой, Хаджибей, Большой Куяльник и др. Высота до 10 и до 20 м
	III-Д Надпойменные террасы р. Днестр	III-Д-л Терраса снизу сложена галечниками, сверху — песками. Возраст — позднечетвертичный. Понтические известняки в цоколе террас отсутствуют	III-Д-л-1 1 надпойменная терраса (Парканская). Высота 8—12 м, высота цоколя 0—2 м
То же		III-Д-л Аллювий представлен галечниками и песками, перекрытыми покровными суглинками с одной ископаемой почвой. Возраст — позднечетвертичный (микулинское межледниковье — зем — и начало калининского оледенения — вюрм)	III-Д-л-2 Надпойменная терраса (Слободзейская). Высота 20—25 м, цоколь 7—8 м

Индекс, регион по тектоническим признакам	Индекс, область по геоморфологическим признакам (с учетом расчленения рельефа)	Индекс, район по структурно-геологическому признаку — высотному положению в разрезе понтических известняков	Индекс, подрайон по морфометрическим признакам — высоте склонов над уровнем моря и глубине моря на участке шельфа
Надпойменные террасы р. Днестр	III-Д-п	Аллювиальные пески и галечники мощностью до 7—8 м перекрываются толщей суглинков с двумя ископаемыми почвами. Возраст — среднечетвертичный (одинцовское межледниковье и московское оледенение).	III-Д-п-3 III надпойменная терраса (Тираспольская). Высота террасы 30—32 м, цоколь 15 м
То же	III-Д-п	Аллювиальная толща мощностью до 5—7 м представлена пойменными и старичными песками и глинами, русловыми песками и галечниками. Покровные суглинки, перекрывающие аллювий, содержат три ископаемые почвы. Возраст — среднечетвертичный (лихвинское межледниковье, днепровское оледенение)	III-Д-п-4 IV надпойменная терраса (Григориопольская). Высота 45—47 м, цоколь 22 м
То же	III-Д-п	Аллювиальные песчано-галечные отложения террас мощностью до 15 м. Покровные суглинистые отложения имеют мощность до 10—12 м и содержат четыре ископаемые почвы. Возраст — раннечетвертичный (низы плейстоцена, миндель)	V надпойменная терраса (Колкотовская). Высота около 60 м, цоколь 30—35 м
III-Ж Акватории лиманов	III-Ж	Плиоцен—плейстоценовые аллювиальные и лиманно-морские песчано-глинистые отложения. Понтические известняки размыты	III-Ж-п-1, 2 Акватории лиманов Днестровского, Хаджибейского, Куяльницкого, Большого Аджалыкского, Малого Аджалыкского, Тилигульского, Березанского различной глубины
III-З Аккумуля-	III-З-п	Литифицированные песчано-	III-З-п-1 Восточно-Днестровская,

Индекс, регион по тектоническим признакам	Индекс, область по геоморфологическим признакам (с учетом расчленения рельефа)	Индекс, район по структурно-геологическому признаку — высотному положению в разрезе понтических известняков	Индекс, подрайон по морфометрическим признакам — высоте склонов над уровнем моря и глубине моря на участке шельфа
	тивные участки шельфа (банки)	раковинные и детрито-раковинные отложения карингатского возраста (QIII). Понтические известняки отсутствуют (кроме района Днестровской банки)	Герновская, Одесская банки глубиной до 10 м
	III-II Абразионный шельф	III-II-n Лессовидные суглинки и лессы, аллювиальные пески, сунеси, суглинки, алевроиты (N ₂ — Q). Понтические известняки отсутствуют	III-II-n-1 Участки прибрежного шельфа глубиной до 10, до 20 и более 20 м

и в регионе III (северное крыло Причерноморской впадины) — восемь областей.

Районы выделены по структурно-геологическому признаку — высотному положению в разрезе слоя понтических известняков [57]. Этот признак выбран в качестве определяющего в связи с тем, что слой понтического известняка, отличаясь по прочностным и деформационным характеристикам от вмещающих песчано-глинистых пород плиоцена—плейстоцена на 1–2 порядка, играет важную роль в механизме образования оползней северо-западного побережья Черного моря. В результате выделено четыре вида районов: 1) *к* — слой известняка залегает в верхней части разреза; 2) *l* — в средней части; 3) *т* — в нижней части; 4) *п* — слой известняка в разрезе прибрежных склонов отсутствует. С учетом этих признаков на изучаемой территории насчитывается 23 района.

Подрайоны выделены по морфометрическим признакам — высоте склона над уровнем моря и глубине моря на участке прибрежного шельфа (до глубин порядка 30 м): надводные склоны — 1 — высота до 10 м; 2 — до 20 м; 3 — до 40 м; 4 — более 40 м; подводные склоны — 1 — глубина до 10 м; 2 — до 20 м; 3 — более 20 м. Напряженно-деформированное состояние и устойчивость склонов зависят, помимо всех прочих факторов, от высоты склонов над уровнем моря [25]. В связи с этим определено 54 подрайона, в пределах которых инженерно-геологические условия можно считать квазиоднородными. Приведем подробную характеристику выделенных таксономических элементов, начиная с наиболее крупных.

Инженерно-геологические регионы. Территория северного Причерноморья в тектоническом отношении включает в себя несколько крупных структурных элементов: Восточно-Европейскую докембрийскую платформу, Южно-Крымскую зону альпийской складчатости, Причерноморскую фанерозойскую гетерогенную впадину (мел-кайнозойскую наложенную синеклизу). Однако в северо-западном Причерноморье развита только последняя, наложенная на склон УЩ. Причем мощность осадочного чехла здесь составляет до 1800 м (район г. Одесса). Важную роль в строении фундамента [77] играют глубинные разломы древнего заложения и длительного развития — Фрунзенский, Одесский, Очаковский, Николаевский и Симферопольский (см. рис. 6). В осадочном чехле выделяется четыре структурно-формационных комплекса — вендский, средне-верхнепалеозойский, юрский и мел-антропогенный, разделенные перерывами и несогласиями. В частности, мел-антропогенный комплекс связан с образованием обширной Причерноморской впадины, наложенной на разновозрастные структуры древней Восточно-Европейской платформы и молодой Скифской плиты. Мощность осадочного чехла здесь составляет 0,5—4,0 км.

Для районирования использовалась тектоническая карта-схема, составленная И.Н.Сулимовым, И.П.Зелинским и др. [77]. В качестве основы инженерно-геологического районирования приняты тектонические регионы, составляющие структурные элементы Причерноморской впадины и расположенные от устья р. Дунай до устья р. Днепр. На основании анализа изложенных выше данных о современном структурном плане северо-западного побережья Черного моря в пределах Причерноморской впадины выделены три тектонических региона: Придунайская блоковая зона, Придобруджинский прогиб и северное крыло Причерноморской фанерозойской гетерогенной впадины — соответствует южному склону УЩ.

Придунайская блоковая зона (регион I) расположена в Придунайской шельфовой зоне Черного моря между прибрежным субмеридиональным разломом на западе и Одесским глубинным разломом на востоке (см. рис. 6). На изучаемой территории этот регион занимает незначительную площадь дельты р. Дунай, пересыпи и косы к юго-западу от оз. Сасык, а также участок прибрежного шельфа. Анализ современного плана форм прибрежного рельефа в регионе I дает основание [73] предполагать, что значительное влияние на его формирование оказывают неотектонические движения земной коры. В данном регионе р. Дунай образует обширную дельту, ширина которой составляет несколько десятков километров. Большую часть территории составляет придунайский шельф, который в геологическом строении является подводным продолжением суши.

Придобруджинский прогиб (регион II) — крупнейшая структура осадочного чехла на западе Восточно-Европейской платформы. В его строении принимают участие мощные толщи осадочных пород от кемб-

рии до антропогена, в основании которых залегают архейско-протерозойские образования УЩ. Придобруджинский прогиб представляет собой узкий грабен, осложненный серией ступенчатых сбросов. Важной чертой тектонического развития региона является активное поглощение Черноморской впадиной окружающих ее структур, которое началось, по-видимому, в олигоцене и продолжается с перерывами вплоть до четвертичного времени [26, 87]

Северное крыло Причерноморской фанерозойской гетерогенной впадины (регион III) граничит с УЩ. Погружение кристаллического фундамента и покрывающих его пород палеозоя и мезозоя на севере региона обеспечило выход на земную поверхность пород неогена и лишь по самому северному краю структуры — пород палеогена. В данном регионе наблюдается моноклиналиное погружение в южном направлении кристаллического фундамента УЩ с покрывающим его осадочным чехлом [67]. Осадочные отложения достигают максимальной мощности за пределами южного края докембрийского фундамента. В зоне наибольшего прогиба мощность осадков достигает 3,5 км. Зарождение впадины относится к концу юрского — началу мелового периода, когда оно обозначилось разломами в ее западной части. Таким образом, возраст отдельных частей впадины различен, и развитие ее шло с запада на восток в меловое время. В более позднее время отдельные участки впадины были вовлечены в опускания, связанные с формированием передовых прогибов альпийских горных сооружений.

Рассматривая в целом средне- и позднемiocеновую, плиоценовую и четвертичную историю Причерноморья, можно считать, что частные движения проявляются сначала на фоне общей трансгрессии и регионального опускания. Максимум опускания приходится, по-видимому, на начало или середину сармата. С этого времени наступает вторая половина этапа, связанная с общим подъемом и регрессией, на фоне которой происходили кратковременные опускания и трансгрессии (мэотических, понтических, киммерийских, кувальницких и четвертичных морских бассейнов).

Для рассматриваемого района северо-западного побережья Черного моря характерно моноклиналиное залегание слоев, погружающихся преимущественно в южном направлении и в сторону Черноморской впадины, причем ее уклон составляет в среднем 0,001. В целом спокойный характер погружения нарушается на побережье и вблизи него наличием малоамплитудных шликативных и дизъюнктивных нарушений [29, 73]. В районах балок и оврагов слой понтических известняков разбит системой трещин субмеридионального направления. Между долинами количество трещин уменьшается. В районах балок и оврагов слой известняков почти повсеместно приподнят, тогда как на водораздельных пространствах он максимально заглублен. Такую особенность залегания можно объяснить проявлением неотектонических движений и, возможно, разгрузкой напряжений в глинах, их выпором в долины в процессе их формирования.

Изучаемый район побережья вытянут полосой, ориентировка которой (северо-восток — юго-запад) не совпадает с направлением простиранья в его геологическом строении. В северо-восточной части района, совпадающей с вершинной частью Одесского залива (регион III), выше уреза моря обнажаются глины мзотического яруса, известняки и глины понтического яруса, песчано-глинистые отложения куяльницкого яруса, красно-бурые глины верхнего плиоцена, лессовидные суглинки плейстоцена. От устья Днестровского лимана до устья р. Дунай в береговом обрыве обнажаются исключительно лессовидные породы плейстоцена (регион III), а непосредственно у дельты р. Дунай (регион I) — песчаные отложения нересыпей, кос, баров и других прибрежно-речных и прибрежно-морских аккумулятивных форм. Отложения неогена, которые в северо-восточной части района обнажаются выше уровня моря, здесь залегают на глубинах 60—80 м ниже уреза. Таким образом, с северо-востока на юго-запад возраст пород, обнажающихся в береговом обрыве, меняется от неоген-четвертичного (регион III) до четвертичного (лессовидные суглинки, регион II, и песчаные отложения, регион I).

В связи с описанными выше особенностями геологического строения прибрежной суши и шельфа следует отметить, что современные движения земной коры в основном характеризуются отрицательным знаком и носят дифференцированный характер. По этим особенностям геологического строения и неотектоники можно четко выделить некоторые геодинамические процессы, которые соответствуют трем регионам, положенным в основу инженерно-геологического районирования: I регион — процессы аккумуляции, постепенно сменяющиеся к северо-востоку процессами абразии; обвалы и оползни отсутствуют; II регион — береговой обрыв сложен лессовидными суглинками, высота склонов увеличивается в северо-восточном направлении от 5—7 до 30 м; если в районе с. Лебедевка отмечены обвалы, то в районе с. Санжейка (высота склона около 30 м) развиты оползне-обвальные процессы; III регион — преимущественное развитие оползней.

В заключение можно отметить, что выделение трех регионов по тектоническому признаку приводит к четкому разделению процессов на следующие типы: прибрежно-морская аккумуляция и абразия (регион I), обвальные и обвально-оползневые процессы в лессовидных суглинках (регион II) и оползневые процессы в плиоцен-плейстоценовых отложениях (регион III).

Инженерно-геологические области, районы и подрайоны. Области определяли по геоморфологическим признакам с учетом расчленения рельефа. Для этого в полосе расчленения рельефа от 0 (уровень моря) до 75 м методом наложения на границы тектонических регионов карты геоморфологического районирования [68] выделено 19 областей (см. рис. 29). В соответствии с принятой схемой геоморфологического районирования перечислим восемь типов областей: А — аккумулятивная лессовая равнина (Дунайско-Днестровская и Днестровско-Тилигу-

льская) на полтическом основании; Б — низменная прибрежная равнина на верхнеплищевых нарасчененных террас; В — пересыпи и косы (вдольбереговые прибрежно-морские аккумулятивные формы); Г — дельты, поймы рек и днища балок (речные аккумулятивные формы); Д — надпойменные террасы р. Днестр; Ж — акватории лиманов; З — аккумулятивные участки шельфа (банки); И — участки абразионного шельфа. Здесь опущена буква Е в связи с ее использованием в качестве обозначения модуля упругости.

В регионе I выделено четыре области: I-Г (Кикийская дельта р. Дунай), I-В (пересыпи и косы); I-З (аккумулятивные участки шельфа — банки) и I-И (участки абразионного шельфа).

Область I-Г представляет собой сравнительно небольшую северную часть дельты р. Дунай. Ландшафт дельты сформировался под влиянием ряда факторов: колебания уровня Черного моря, гидрологического режима р. Дунай и его твердого стока, динамики прибрежных вод, климатических условий, состава пород, деятельности человека. Для Кикийской дельты характерны преобладание подвижно-аккумулятивных процессов и в связи с этим большая подвижность в пространстве и времени. Она непрерывно наращается и отодвигает береговую линию в глубь моря. В общем виде поверхность дельты представляет собой низменную аллювиальную равнину, пересеченную речными рукавами, между которыми расположены многочисленные болота и плавни. Прибрежно-морские аккумулятивные формы связаны с процессами выноса твердого стока р. Дунай и его размыва волноприбоем. Причем в этом взаимодействии преобладает процесс выноса материала, в результате чего дельта выдвигается в море со скоростью до 1,5 м в год [15]. Следует отметить, что выдвигание береговой линии в сторону моря на участке от дельты р. Дунай до устья Днепро-Бугского лимана отмечается только в трех местах: дельта р. Дунай, Куяльницко-Хаджибейская пересыпь (0,3—0,5 м в год) и пересыпь Тилигульского лимана (до 2,4 м в год). Относительно устойчивы северо-восточная часть пересыпи Будаковского лимана, пересыпь Днестровского лимана и далее на северо-восток до устья р. Барабой. Все остальные участки относятся к абразионным, причем средняя многолетняя скорость абразии изменяется от 2,4 на крайнем северо-востоке до 0,75 м/год в г. Одесса. Область I-Г включает в себя один район (I-Г-п) и один подрайон (I-Г-п-1). В данном районе в разрезе преобладают морские, озерно-морские и лиманно-морские отложения, в подрайоне прибрежно-морские аккумулятивные формы образуют берега высотой не более 10 м над уровнем моря.

Область I-В представлена участком побережья с развитием прибрежно-морских аккумулятивных форм от границы Кикийской дельты р. Дунай до Жебриянской бухты. Следует отметить, что скорость выдвигания берега в сторону моря снижается от Кикийского гирла на северо-восток, и в пределах Жебриянской бухты она составляет от 1,5 до 0,5 м/год, а уже в районе пересыпей озер Сасык, Шаганы, Алибей начинается отс-

тупание береговой линии со скоростью до 1,5 м/год. В области выделяется район I-B-II и подрайон I-B-II-1. В разрезе преобладают морские, лиманно-морские и аллювиальные песчано-глинистые и илистые отложения. Континентальные плиоцен-плейстоценовые отложения частично размыты. Высота морского берега, представленного преимущественно песчаными отложениями пересыпей и кос, не превышает 10 м.

Области I-3 и I-II представляют собой аккумулятивные и абразионные участки шельфа.

Практически вся поверхность современного шельфа покрыта морскими или лиманно-морскими молодыми осадками голоценового возраста. Мощность этих отложений составляет в среднем 2–3 м, однако распространены на морском дне они крайне неравномерно. Большая часть шельфа (область I-II) перекрыта очень тонким слоем (до 1 м) голоценовых отложений, которые на отдельных участках нередко вообще отсутствуют в разрезе. Как правило, такие участки приурочены к древним водоразделам. На участках древних долин мощности этих осадков заметно увеличиваются, достигая 5–6 м и более (Днестровский и Днепровский желоба).

В составе осадков выделяется несколько фаций: ракушечники, ракушечники илистые, илы, пески, что, как правило, соответствует осадкам открытого моря, прибрежным отложениям и отложениям лагун и лиманов, которые относятся как к современным, так и более древним образованиям голоцена.

Прибрежные отложения представлены песчано-ракушечными мелководными образованиями с различными соотношениями в их составе терригенных и биогенных отложений. В современной прибрежной зоне до глубины 10 м (области I-II, II-II, III-II) эти отложения залегают почти сплошной полосой вдоль всего побережья. В надводной части берегового склона они слагают пляжи, пересыпи, косы (области I-B, II-B, III-B). Ширина этой полосы составляет 100–300 м у приглубых берегов и 1–3 км у отмелей.

Прибрежные отложения древних береговых зон образуют реликты крупных аккумулятивных тел — банок, часто покрытых слоем молодых осадков открытого моря (области I-3, II-3, III-3; банки Лебедевская, Сергеевская, Днестровская, Терновская, Одесская). На некоторых участках аккумулятивные тела залегают без покровных отложений (Одесская банка, подрайон III-3-II-1). В областях I-3 и II-3 аккумулятивные тела банок прикрыты литифицированными морскими осадками, что способствовало их сохранению от процессов донной абразии.

В послекарангатское время, когда вся территория современного шельфа вследствие регрессии была оставлена морем, на поверхности суши оказались морские карангатские отложения. Крупные реки (Днепр, Буг, Днестр) и их многочисленные притоки в процессе формирования долин интенсивно размывали эти осадки, в результате чего они сохранились только на небольших участках, многие из которых представляют

собой банки в пределах современного шельфа. Наиболее типичная форма — Днестровская банка. Для северо-западного шельфа характерно наличие в разрезе литифицированных отложений, образующих при выходе на поверхность морского дна своеобразные формы подводного рельефа — останцы, подводные скалы. Кроме Днестровской к участкам дна подобного типа относятся Шаганская, Алибейская и некоторые другие банки. В районе Днестровской банки литифицированные отложения, относящиеся к карангатским образованиям, залегают непосредственно на абрадированной поверхности древнеэвксинского аллювия. Представлены эти отложения в основном песками и ракушечниками с гравийно-галечным материалом, содержащим типичную моллюсковую фауну. Ракушечники окрашены преимущественно в желто-бурый цвет. Степень литификации ракушечников, отражая их длительное пребывание в субазальных условиях, настолько высока, что они могут быть отнесены к классу полускальных пород. Анализ современного гипсометрического положения этих отложений, их литологического и фаунистического состава позволяет предположить, что образованные ими формы рельефа являются реликтами прибрежных аккумулятивных тел — пересыпей и кос.

В отличие от описанных выше, Одесская банка, наиболее крупное подводное аккумулятивное тело, представляет собой обширную отмель, как бы продолжение Кинбурнской косы. Тело банки — это песчаная гряда длиной более 50 км с очень крутым северным склоном и пологим южным. Наименьшие глубины моря здесь составляют 4—5 м. Между банкой и берегом расположен желоб с глубинами до 20 м. По мнению Е.Н. Невесского [63], Одесская банка — это древняя затопленная часть прирусловых валов палео-Днепра. Во время бугазского трансгрессивного скачка море вторглось в долину реки, охватив зону прирусловых валов с трех сторон (юга, запада и севера), превратив ее в продолжение косы Кинбурни. Впоследствии, погрузившись под уровень моря и подвергшись волновой переработке, зона прирусловых валов превратилась в Одесскую банку. Предложенная схема подтверждается данными морского бурения. В строении Одесской банки прослеживаются два горизонта — субазальный и морской. В нижних частях колоннок встречены лишённые фауны песчаные и песчано-глинистые отложения (aQ_{III}) со значительным содержанием обугленного растительного детрита. Перекрываются субазальные отложения осадками голоцена, представленными песками и ракушечниками.

В результате анализа инженерно-геологических условий территории региона I можно сделать следующие выводы: 1) прибрежная зона представлена в основном пересыпями, косами и другими прибрежными аккумулятивными формами; 2) высота берегов не превышает 3—5 м над уровнем моря; 3) геодинамические процессы на склонах (обвалы и оползни) повсеместно отсутствуют; 4) на подводном склоне встречаются останцы древних аккумулятивных тел — банки, которые оказы-

внуло определенное влияние на характер прибрежных волнений и течений.

В районе II в процессе инженерно-геологического районирования выделено семь областей, включающих в себя семь районов и 13 подрайонов.

Область II носит название Дунайско-Днестровской аккумулятивной плосковолнистой лессовой равнины на понтическом основании. Поверхность ее слабо наклонена и имеет абсолютные отметки 150–160 м на севере и 20–40 м на юге. В выравнивании поверхности основную роль сыграли дельтовые осадки понтического возраста [68]. В послепонтическое время выравнивание шло за счет аккумуляции красно-бурых глин и лессовидных пород, суммарная толщина которых местами превышает 30 м. Одновременно происходило расчленение поверхности долиново-балочной сетью, приведшее к формированию эрозионно-денудационно-аккумулятивного рельефа. Величина эрозионного расчленения, значительная на севере (до 0,5 км/км²), на юге колеблется от 0,2 до 0,3 км/км², что связано с уменьшением амплитуды антропогенных поднятий до 25 м [70]. Преобладает субпараллельная меридионально ориентированная эрозионная сеть.

В долинах рек имеются I и II надпойменные террасы. Глубина долин уменьшается от 80 м на севере до 30–40 м на юге, а крутизна склонов соответственно изменяется от 6–8° до 2–4°, что сказывается на характере проявления линейной и плоскостной эрозии.

В связи с этим явлением в данной области оползневые процессы не развиты. Речные долины на юге переходят в лиманы, водами которых затоплены поймы и надпойменные террасы. Между лиманами сохранились широкие (до 15–20 км) и почти плоские водораздельные пространства, геологический разрез которых представлен лессовидными суглинками (vd Q_{I-III}), красно-бурыми глинами (N₂³) суммарной мощностью около 30 м, понтическими глинами и известняками (N₂p) мощностью до 12 м, мезотическими глинами с прослоями песков (N₁m) мощностью 60–70 м, подстилаемыми толщей верхнесарматских отложений (рис. 30). Понтические известняки залегают на различной глубине выше уровня моря, на участках долин рек и балок выходят в нижней, средней и верхней частях склонов. В связи с этим в области II-A выделяются районы II-A-k, II-A-l и II-A-m. Лессовая равнина возвышается над урезом моря на 50 м и более, в связи с чем в каждом районе можно выделить подрайоны 1–4 в зависимости от высоты прибрежных склонов.

Область II-B — низменная прибрежная равнина верхнеплиоценовых нерасчлененных террас. Однако следует отметить, что по особенностям геологического строения можно выделить ее восточную и западную части, разделенные выступом лессовой равнины на понтическом основании в районе г. Одесса (область III-A).

Область II-B выходит к берегу моря между оз. Бурнас и Будакемским лиманом (см. рис. 29, 30). Прибрежные склоны высотой до 40 м

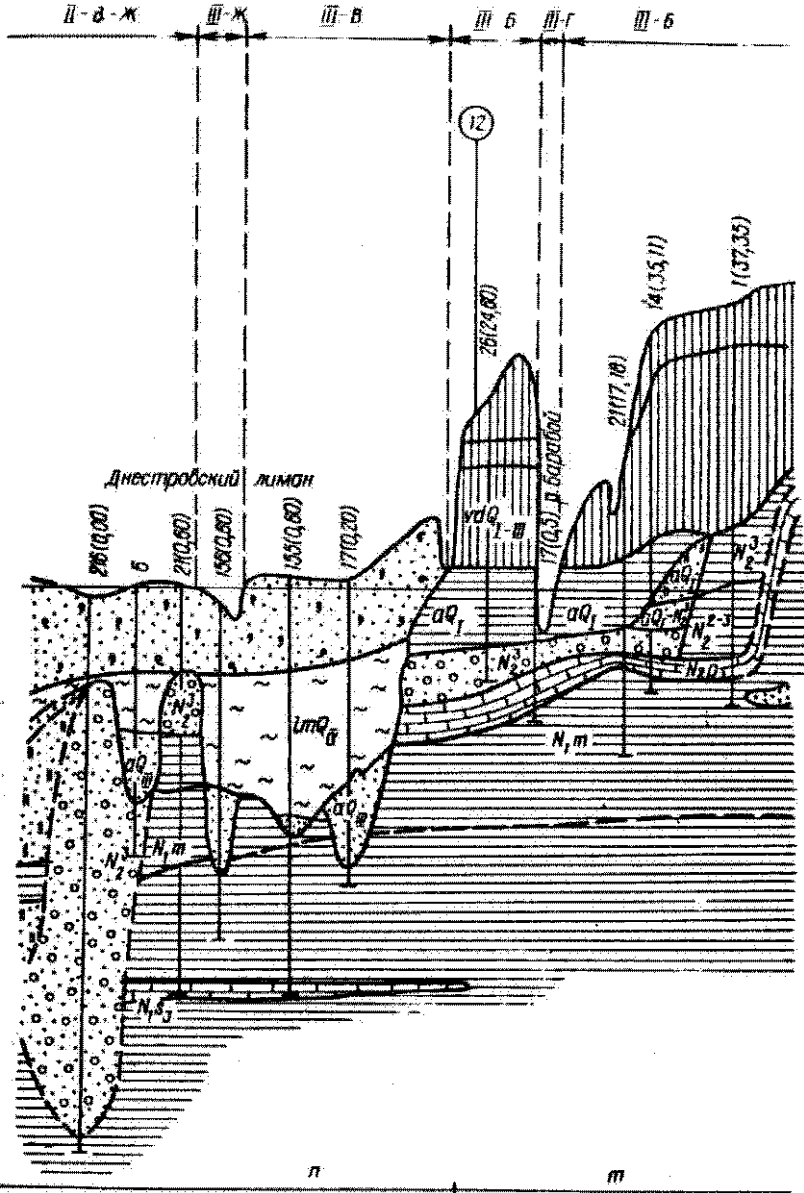


Рис. 30. Продолжение

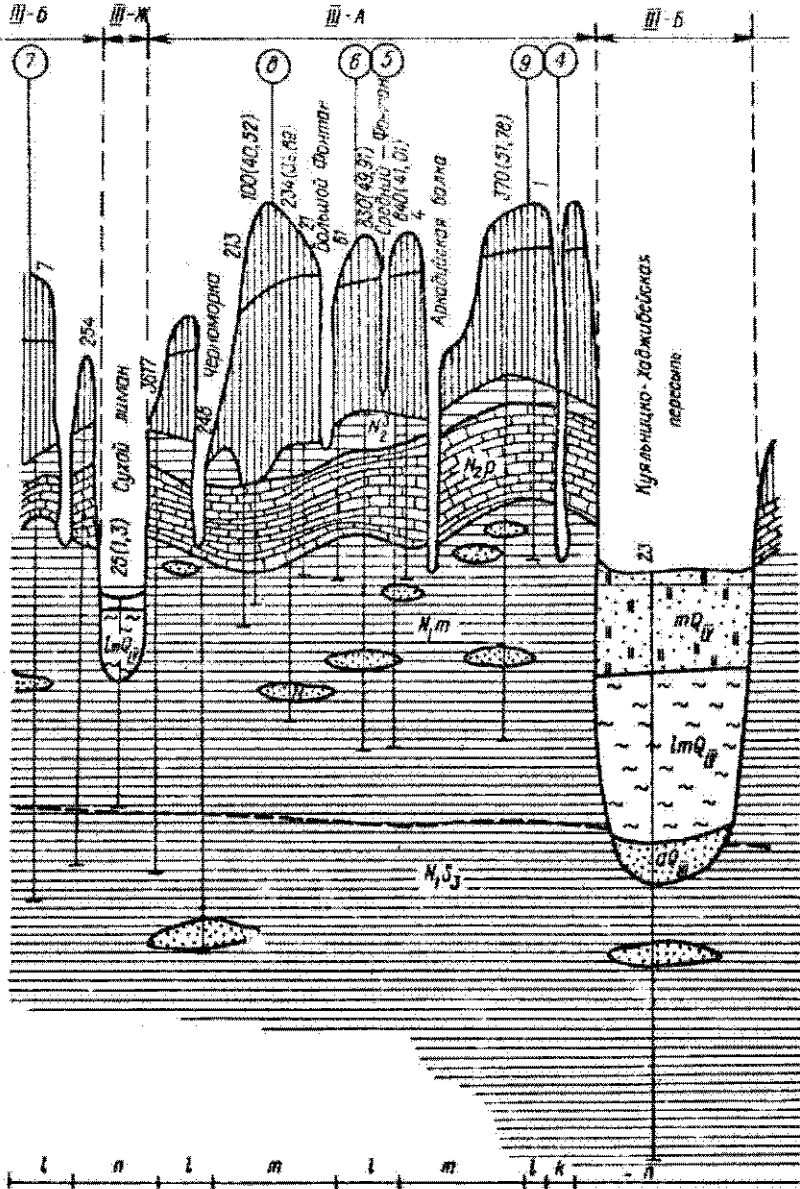


Рис. 30. Продолжение

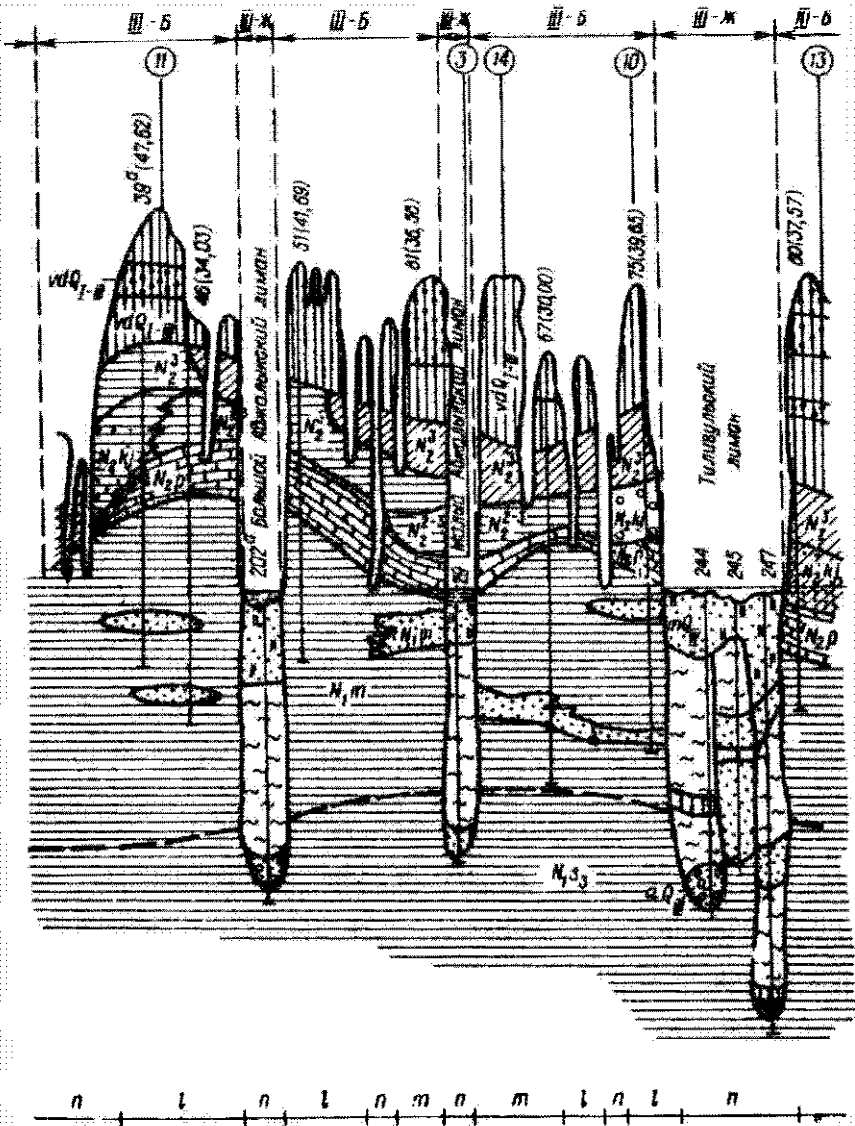


Рис. 30. Продолжение

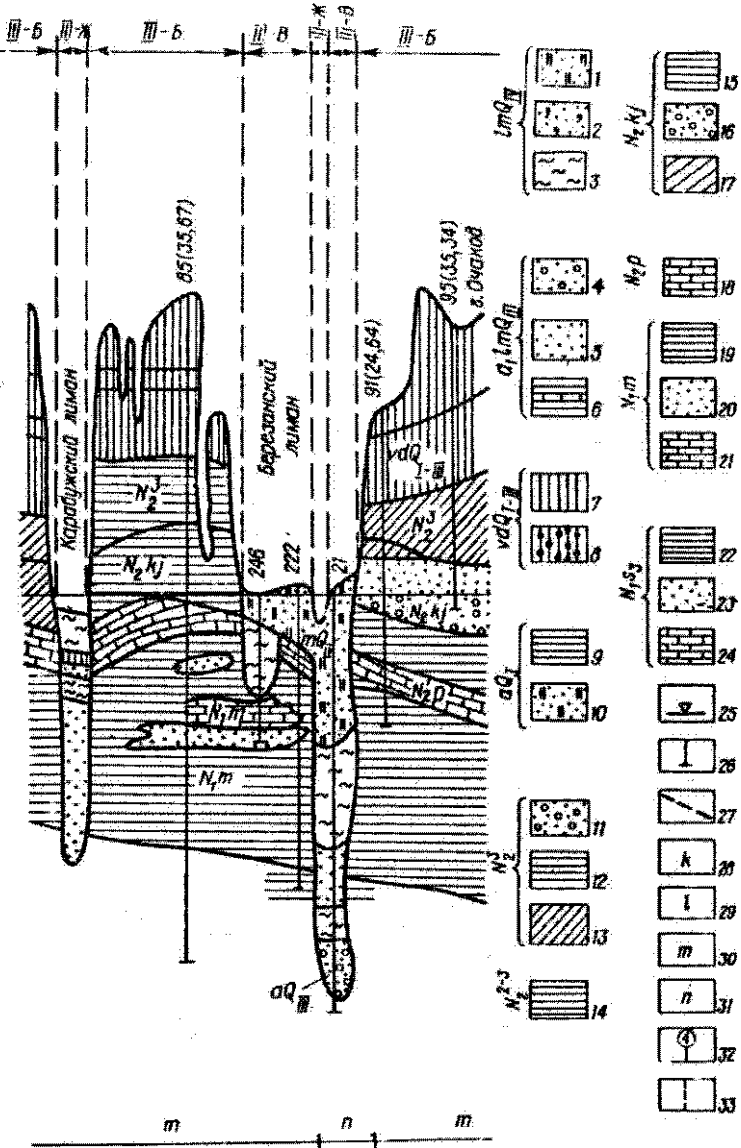


Рис. 30. Окончание

Рис. 30. Идольберговой геологический разрез:

1 — илы, пески среднезернистые; 2 — пески с ракушей; 3 — илы серые; 4 — пески мелко- и среднезернистые, гравелистые; 5 — пески среднезернистые; 6 — прослой торфа; 7 — суглинки лессовидные, палевые; 8 — супеси лессовидные, палевые; 9 — глины серые; 10 — пески среднезернистые, илы; 11 — пески мелко- и среднезернистые, гравелистые; 12 — глины серые, темно-серые, зеленовато-серые, красно-бурые; 13 — суглинки красно-бурые; 14 — глины зеленовато-серые, красно-бурые; 15 — глины зеленовато-серые; 16 — пески серовато-желтые, гравелистые; 17 — пески серые, мелкозернистые, пылеватые; 18 — известняки-ракушечники; 19 — глины зеленовато-серые, голубоватые; 20 — пески желтовато-серые, мелкозернистые; 21 — известняки-ракушечники; 22 — глины серовато-зеленые; 23 — пески серые, мелкозернистые; 24 — известняки-ракушечники; 25 — уровень моря; 26 — буровая скважина с указанием ее номера и в скобках абсолютных отметок устья (м); 27 — предполагаемая граница верхнесарматских отложений; 28 — 30 — известняк расположен соответственно в верхней, средней и нижней частях склона; 31 — слой известняка отсутствует; 32 — местоположение типового разреза и его номер; 33 — границы областей

сложены в надводной части лессовидными суглинками, подстилаемыми толщей древнеаллювиальных отложений в основном песчаного состава с прослоями суглинков и глин (а Q_1 — а N_2^3). Типичные разрезы (№ 1 и 2), описание которых дано далее, выделены в районе с. Лебедевка (II-Б-л-1) и Будацкого маяка (II-Б-л-2, 3). На всем протяжении области II-Б развиты обвалы, причиной которых является активная абразия. Механизм разрушения склонов следующий: выработка волноприбойной ниши — образование трещины закола — обрушение козырька — размыв обрушившихся пород. По направлению на юго-запад абсолютные отметки поверхности лессовой равнины понижаются и в районе оз. Бурнас находятся ниже уровня моря, в северо-восточном направлении — постепенно возрастают и в районе Будацкого лимана достигают 40 м. Процессы современной эрозии выражены слабым смывом на склонах долин и овражной эрозией на активно абрадируемых участках берегов лиманов. Абразия ярко выражена на морском берегу между мысом Бурнас и Будацким лиманом, где клиф имеет высоту до 10 м. На всем участке, как было отмечено выше, развиты обвальные и реже оползне-обвальные процессы.

Область II-В представляет собой пересыпи и косы озер Сасык, Шаганы, Алибей, Бурнас, Будацкого и Днестровского лиманов вплоть до Днестровского гирла. Высота берегов здесь не превышает 10 м. В разрезе преобладают морские, лиманно-морские и аллювиальные песчано-глинистые и илистые отложения (м Q_{IV}). Континентальные отложения (лессовидные суглинки и красно-бурые глины), а также понтические известняки отсутствуют. Суммарная мощность морских, лиманно-морских и аллювиальных отложений плиоцен-плейстоцена достигает 55 м. Какие-либо гравитационные процессы на поверхности пересыпей и кос отсутствуют.

Область II-Ж — это акватории озер Сасык, Шаганы, Алибей, Бурнас и лиманов — Будацкого и Днестровского (к западу от современ-

ного гирла). Разрез, примыкающий к морю, полностью идентичен описанному выше (в пределах области II-B), кроме верхних 5–10 м, представленных в первом случае песчаными отложениями пересыпей и кос, а в акваториях лиманов, где эти отложения отсутствуют, с глубин 5–10 м (подрайон II-Ж-п-1, 2) залегают илстые и песчано-глинистые современные морские и лиманно-морские отложения.

Область II-Г охватывает участки пойм рек и долин балок водосборов рек Сасык, Когильник и др. Современные отложения на этом участке представлены пойменными фациями аллювия, днища балок выполнены делювиально-пролювиальными образованиями. Высота берегов 10–20 м.

Области II-З, II-И и III-З, III-И (абразионный и аккумулятивный шельф) упоминаются выше при описании области I-З и I-И.

Регион III включает в себя восемь областей. Область III-A — это Днестровско-Тилигульская аккумулятивная лессовая равнина на понтическом основании с высотой побережья 45–52 м. Характерная особенность рельефа — наличие обширных плоских водораздельных участков, сохранившихся благодаря бронирующему воздействию понтических известняков, перекрытых красно-бурыми глинами (N_2^3) и лессовидными суглинками (vd Q_{I-III}). В послепонтическое время в пределах равнины произошёл ряд контрастных и разноамплитудных дифференцированных движений, приведших к формированию современного рельефа и образованию комплекса лиманно-морских и континентальных отложений. Наибольшая амплитуда перемещения в юго-западной части участка (регион II), наименьшая — в центральной (область III-A, выходящая к побережью моря). Долины балок, как правило, узкие (см. рис. 30) в связи с тем, что понтический известняк препятствует развитию их склонов в ширину. Долины рек имеют широкие поймы (р. Днестр — до 16 км, малые реки — до 1–2 км). На склонах долин рек, лиманов и балок происходит процесс оврагообразования, замедляющийся при врезании в слой известняка. На всем протяжении области III-A, выходящей к морю, на участке побережья от Сухого до Куяльницкого лимана, развиты активные оползни. На побережье от мыса Ланжерон до мыса Большой Фонтан выполнен комплекс противооползневых и берегозащитных мероприятий протяженностью 12,5 км и стоимостью около 40 млн руб. [14, 35, 68]. Как свидетельствуют данные натурных наблюдений, эти работы привели к стабилизации ранее активных оползневых процессов. С окончанием строительства противооползневых сооружений на участке третьей очереди мыс Большой Фонтан — Черноморка практически все побережье будет укреплено, оползни приостановлены и основным аспектом изучения станет исследование эффективности комплекса противооползневых мероприятий и совершенствование метода эксплуатации защищенных от оползней территорий.

В области III-A геологический разрез сверху вниз представлен почвенно-растительным слоем, лессовидными суглинками (vd Q_{I-III})

мощностью до 20 м, красно-бурыми глинами (N_2^3) — до 5 м, понтическими известняками (N_2p) — до 12 м, мзотическими глинами (N_1m) — до 60 м и песчано-глинистыми отложениями верхнего сармата (N_1s_3). В толще мзотических глин встречаются линзы песков с напорными водами и прослойки лигнитизированных глин с большим содержанием органики. Последние залегают на глубинах до 10 м ниже уровня моря и обладают чрезвычайно низкими прочностными показателями ($\varphi = 7^\circ$, $C = 0,005$ МПа), часто содержат напорные воды и представляют собой подготовленные поверхности смещения. Подземные воды содержатся в толще лессовидных грунтов и в слое понтических известняков. Слой красно-бурых глин, являющийся водоупором четвертичного водоносного горизонта, развит не повсеместно, в нем имеются "окна", через которые воды перетекают в понтический водоносный горизонт.

В области III-A выделены типовые разрезy III-A-k-2, 3, 4 и III-A-m-2, 3, 4, т.е. все возможные типы прибрежно-оползневых территорий. В зависимости от сочетания природных факторов (тектоники, неотектоники, морфологии, литологии, морфометрии) оползневые склоны имеют разную высоту и заложение, количество оползневых ступеней (от 1 до 6) и гидрогеологические условия. До осуществления комплекса противооползневых мероприятий все они находились в состоянии устойчивости, близком к предельному. В настоящее время коэффициент устойчивости прибрежных склонов в результате проведенных работ увеличен в среднем до 1,25 и степень оползневого риска достоверно снижена.

Область III-B выделена как низменная прибрежная равнина верхнеплиоценовых нерасчлененных террас. На участке от восточного берега Днестровского лимана до западного берега Сухого лимана геологическое строение аналогично строению описанной ранее области II-B, где плиоценовые террасы представлены аллювиальными отложениями (a N_2^3), перекрытыми красно-бурыми глинами (a N_2^3) и лессовидными суглинками (vd Q_{I-III}). Подстилаются аллювиальные отложения понтическими известняками и мзотическими глинами, причем на всем этом участке ярко выражена бронирующая роль известняков, препятствующих размыву прибрежных склонов.

Участок области III-B от Хаджибейского лимана до г. Очаков имеет иное геологическое строение. Комплекс нерасчлененных верхнеплиоценовых террас представлен преимущественно куяльницкими отложениями, песками от пылеватых до гравелистых и глинами общей мощностью до 10–12 м. В остальном разрез аналогичен описанному выше.

Область III-B — это пересыпи и косы Сухого, Куяльницкого, Хаджибейского, Большого Аджалыкского, Малого Аджалыкского, Тишгульского, Карабужского и Березанского лиманов. Особенно обширной является область Хаджибейско-Куяльницкой пересыпи, возвышающейся над уровнем моря на 5–6 м и имеющей площадь несколько тысяч гектаров.

Отложения пересыпей в разрезе переходят в современные морские и лиманно-морские ($m Q_{IV}$ и $lm Q_{IV}$), а в основании врезов — в верхне-четвертичные аллювиальные ($a Q_{III}$) отложения. Общая их мощность в областях III-B и III-Ж (акватории лиманов), включая прибрежную часть Черного моря, составляет 30–35 м. Морские и лиманно-морские отложения, особенно с глубины 5–6 м от поверхности, относятся к категории сильно и неравномерно сжимаемых грунтов, о чем свидетельствуют данные статического и динамического зондирования и лабораторных испытаний грунтов. В регионе III на области III-B и III-Ж приходится до 25 % территории. По берегам лиманов развиты крупные современные оползни, а в результате бурения вскрыты старые оползневые тела, приуроченные к более низким по сравнению с современными уровням эрозии и абразии.

Область III-Г охватывает поймы рек и днища балок, впадающих в Черное море, например таких, как Барабой, Балабановка, Черноморка, Ковалевского, Среднефонтанская, Аркадийская и др. Отложения этих водотоков, чаще временных, представлены современным пойменным аллювием ($a Q_{IV}$) и пролювиальными песчано-глинистыми отложениями мощностью до 10–12 м. Очень часто эти эрозионные формы прорезают пласт понтического известняка, однако развить долину шириной не в состоянии, в связи с чем эти долины представляют собой достаточно глубокие и узкие врезы. Из-за большого количества долин лиманов, рек и балок современный приморский рельеф оказался достаточно сложным, причем слой понтических известняков часто прорезан и водотоки заглублены своими ложами в толщу мезотических и верхнесарматских отложений. В связи с указанными выше особенностями рельефа и положения слоя понтических известняков (их отсутствие в руслах рек, лиманов и балок) номенклатура районов (k, l, m, n) и подрайонов (1–4) непрерывно (по высоте склонов) и довольно часто (по наличию слоя известняка и его высотному положению) меняется.

Область III-Д — надпойменные террасы р. Днестр — непосредственно к берегу моря не примыкает и отгорожена от него довольно протяженной чашей Днестровского лимана. На участке, примыкающем с севера к верховью лимана, в долине р. Днестр развито, как правило, пять надпойменных террас. В связи с тем что в цоколе этих террас понтические известняки отсутствуют, номенклатура районов определена как III-Д-л, а в соответствии с высотным положением поверхностей террас над урезом реки они относятся к подрайонам III-Д-л-1, 2, 3, 4.

В области III-Д в основном развиты эрозионно-денудационные процессы, иногда осложненные оползневыми подвижками покровных суглинков.

Таким образом, в результате инженерно-геологического районирования северо-западного побережья Черного моря от устья р. Дунай до Днестро-Бугского лимана по тектоническим признакам выделено три

региона третьего порядка: I — Придунайская блоковая зона, II — Придобруджинский прогиб, III — Северное крыло Причерноморской фанерозойской гетерогенной впадины. В этих регионах по геоморфологическим признакам выделено 19 областей (по восьми типам), по структурно-геологическим признакам (положение в разрезе слоя понтических известняков) — 23 района, по морфометрическим признакам (высоте склонов над уровнем моря) — 54 подрайона.

В регионе I оползни и обвалы отсутствуют. В регионе II распространены оползне-обвальные процессы (участок оз. Бурнас — Будакский лиман), которые происходят в покровных лессовидных суглинках и вызваны преимущественно процессами абразии. В регионе III развиты оползни сдвига, причиной которых можно считать в основном процессы абразии, а также воздействие подземных вод. Из 54 подрайонов, выделенных в процессе инженерно-геологического районирования, только для 14 характерны оползневые и оползне-обвальные процессы. Для этих подрайонов составлено 14 типовых инженерно-геологических разрезов, которые представляют все многообразие типов оползне-обвальных склонов изучаемого участка побережья Черного моря.

4.2. ТИПИЗАЦИЯ ОПОЛЗНЕВЫХ И ОПОЛЗНЕ-ОБВАЛЬНЫХ СКЛОНОВ

Освоение прибрежных территорий северо-западного побережья Черного моря от устья р. Дунай до Днепро-Бугского лимана в первую очередь связано с необходимостью проведения противооползневых и берегозащитных мероприятий. Это предусмотрено Генеральной схемой противооползневых мероприятий, разработанной в институте "Укрюжгипрокоммунстрой" [14]. Однако до момента осуществления работ, предусмотренных Генеральной схемой, природная обстановка изменилась в результате продолжающегося воздействия природных и техногенных факторов. В связи с этим возникает необходимость создания постоянно действующей модели "Оползни северо-западного побережья Черного моря", применение которой дает возможность оценить устойчивость склонов в интересующий момент времени. Эта модель состоит из трех блоков (частей), выполняющих последовательные принципиально различные функции: 1) изучение, объяснение (познание) природного процесса; 2) составление алгоритма и прогноз этого процесса (предвидение поведения системы); 3) управление природными процессами, в частности оползнями.

Очевидно, что указанные функции связаны между собой не только последовательно, но и обладают обратной связью: научное прогнозирование и научное управление неизбежно приводят к новому объяснению, новому познанию. Однако следует отметить, что прогнозирование и управление возможны лишь при достаточно высоком уровне инженерно-геологической изученности побережья.

Т а б л и ц а 23. Типовые инженерно-геологические разрезы

Но- мер раз- реза	Местонахождение разреза	Индекс
1	с. Лебедевка	П-Б-п-1
2	Будакский маяк, с. Будакчи	П-Б-п-2, 3
3	с. Григорьевка	П-А-к-2
4	Приморский бульвар, г. Одесса	П-А-к-3
5	10-я станция Большого Фонтана, г. Одесса	П-А-л-3
6	13-я станция Большого Фонтана, г. Одесса	П-А-л-4
7	16-я станция Большого Фонтана, г. Одесса	П-А-м-2
8	Пансионат "Зеленая горка", г. Одесса	П-А-м-3
9	Ограда (шtolыня 2), г. Одесса	П-А-м-4
10	с. Сымывка	П-Б-л-3
11	с. Фонтанка	П-Б-л-4
12	с. Санжейка	П-Б-м-2
13	с. Бугово, с. Рыбаковка	П-Б-м-3
14	Северо-восток Григорьевского лимана	П-Б-м-4

Особое внимание уделим описанию первых двух блоков, условно названных "природный блок" и "математический блок". Функция третьего блока при условии нормальной работы первых двух, учитывая наличие современных средств моделирования и вычисления, несложная и является специфической областью деятельности, не входящей в круг задач инженерной геологии.

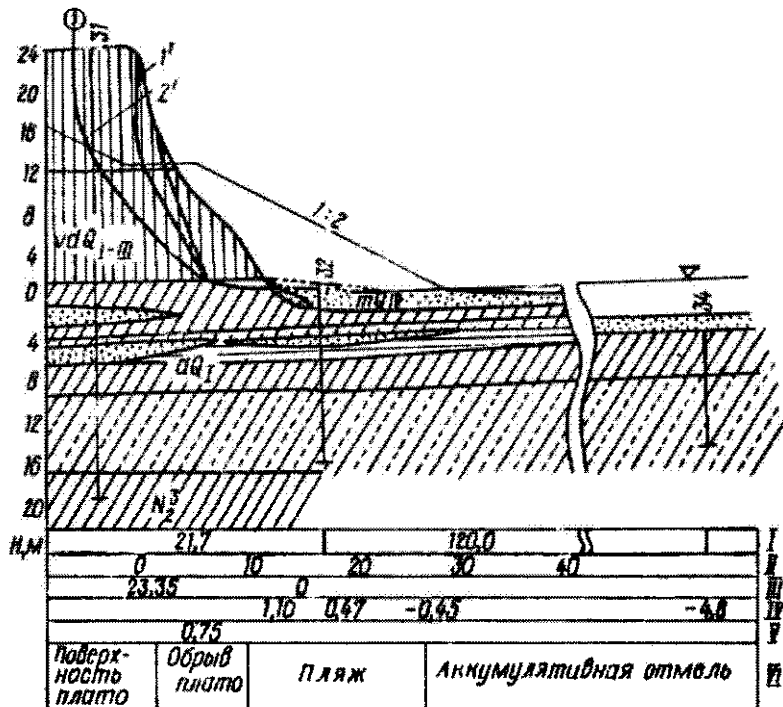
Для характеристики природных условий северо-западного побережья Черного моря выполнены инженерно-геологическое районирование прибрежных территорий и типизация обвалных, оползне-обвалных и оползневых склонов. При районировании учитывали тектонические, геоморфологические (морфологические и морфометрические) и геолого-литологические особенности побережья, что позволило выделить 54 подрайона, отличных друг от друга хотя бы по одному из приведенных выше признаков.

В связи с поставленной задачей по оценке устойчивости склонов из указанного числа подрайонов выбраны только те, в которых развиты оползневые, оползне-обвалные и обвалные процессы. В итоге выделено 14 их типов. Для каждого из этих типов инженерно-геологические условия можно считать неизменными, в связи с чем решение планово-плоской задачи о развитии оползней сводится к более простой — профилно-плоской. С этой целью по многочисленным данным, полученным в результате бурения, инженерно-геологических и гидрогеологических исследований, определено 14 типов инженерно-геологических разрезов, которые существенно отличны друг от друга по принятым

классификационным признакам и активности проявления оползнеобразующих факторов и достоверно представляют территории, выделенные в процессе картирования (табл. 23). Типовые разрезы составляют основу природного блока постоянно действующей модели "Оползни северо-западного побережья Черного моря". Физико-механические свойства грунтов оценены для всего северо-западного побережья и для каждого из типовых поперечников, исследованы грунтовые условия, а также построены схематизированные инженерно-геологические разрезы, на которых выделены пачки однотипных грунтов и слабые прослои, что завершает обоснование природного блока модели. Для оценки надежности исходных данных, рекомендованных для расчетов и моделирования, выполнены проверочные (обратные) расчеты, сведения о которых будут приведены ниже.

Оценка исходного состояния типовых оползневых и оползне-обвальных склонов. Инженерно-геологический подрайон ИБ-н-2, 3 (Будакский маяк) расположен к юго-западу от Будакского лимана (рис. 31). По данным инженерно-геологического районирования территории, участок находится в пределах Придобруджинского прогиба (регион II), низменной прибрежной равнины верхнеплиоценовых нерасчлененных террас (область II-Б). Типовой разрез данного подрайона расположен на водораздельном участке Будакский лиман — балка Балабанка, высота берега составляет 20—40 м. Прибрежный склон представляет собой разрез плиоценовой террасы, в основании которой с глубины 16 м ниже уровня моря залегают верхнеэоценовые суглинки и глины вскрытой мощностью до 5 м (N_2^3). Перекрыты эти отложения толщей древнечетвертичных аллювиальных отложений, аллювиальных песков, суглинков и глин общей мощностью около 14 м (а Q_I). В надводной части склон сложен лессовидными суглинками (vd Q_{I-III}) общей мощностью более 20 м, причем отметки плато на этом участке побережья составляют около 24 м. Крутизна склона колеблется в пределах 50—75°, причем наиболее крутая часть склона — его верхняя треть. На описываемом участке прибрежные склоны нарушаются, по-видимому, чаще всего по схеме оползня-обвала: чем выше прибрежный склон, тем больше вероятности возникновения оползневой подвижки. В основании склона коренные породы прикрыты довольно мощным (до 2 м) слоем песчаных отложений пляжа (m Q_{IV}). Подземные воды в лессовидных суглинках отсутствуют, обводнены аллювиальные древнечетвертичные отложения.

В соответствии со схемой генерализации инженерно-геологических условий на участке Будакский маяк выделено четыре инженерно-геологических элемента (пачки пород): лессовидные суглинки (vd Q_{I-III}), аллювиальные глины и суглинки (a Q_I), аллювиальные морские пески (a Q_I и m Q_{IV}) и красно-бурые глины (N_2^3) (рис. 32, а). Данные о физико-механических свойствах грунтов приведены в табл. 24. В строении прибрежного склона можно выделить следующие геоморфологические элементы: поверхность плато, береговой обрыв, надводный пляж и аккумулятивную отметь.



а

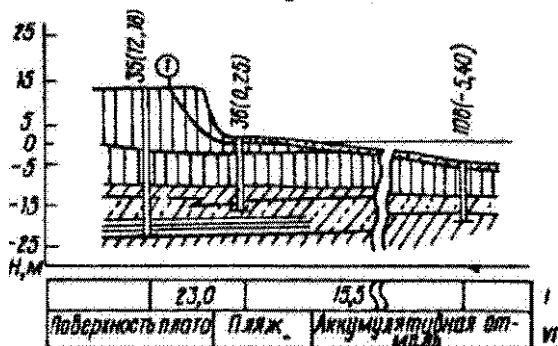
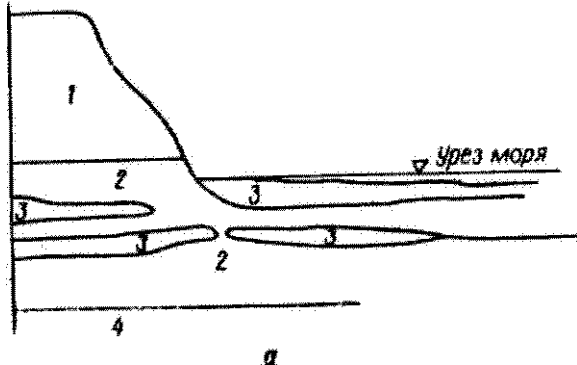
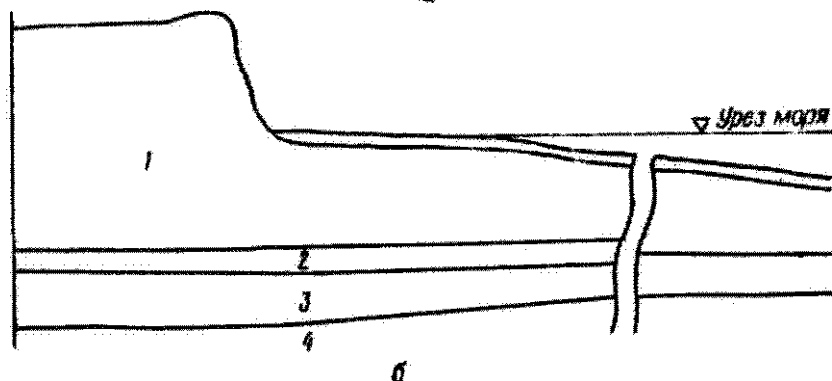


Рис. 31. Инженерно-геологические разрезы подрайонов II-B-n-1, 3, Будаковский маяк (а) и II-B-n-1, с. Лебедевка (б):

1 – суглинки лессовидные; 2 – суглинки красно-бурые; 3 – пески среднезернистые; 4 – глины серые; 5 – пески серые, мелкозернистые, пылеватые; 6 – буровая скважина с указанием ее номера; 7 – расчетная поверхность смещения; I – расстояние между скважинами, м; II – расстояние от пункта наблюдения, м;



а



б

Рис. 32. Типовые инженерно-геологические разрезы подрайонов П-Б-н-2, 3

(а) и П-Б-н-1 (б). Пачки пород:

1 — лессовидные суглинки (vd Q_{I-III}), 2 — аллювиальные глины и суглинки (а Q_I), 3 — пески (Q_{IV}), 4 — красно-бурые глины (N₂³)

Для оценки устойчивости склона выполнены расчеты методами КЦПС и Соловьева. Устойчивость склона модифицированным методом КЦПС первоначально определяли исходя из расчетных значений прочностных характеристик грунтов ($\varphi = 15^\circ$, $C = 0,021$ МПа). При этих данных коэффициент устойчивости $K_{уст}$ оказался равным 0,60, что свидетельствует о значительном занижении показателей прочностных свойств грунтов при инженерно-геологических изысканиях. Серия проверочных расчетов, выполненных для корректировки полученных характеристик и исходящих из условий $K_{уст} = 1$, позволила определить соответствующие предельному состоянию показатели: $\varphi = 25^\circ$, $C = 0,043$ МПа. Таким образом, с помощью проведенных вычислений были уточнены

III-V — отметки рельефа, м (Балтийская система): октябрь 1971 г., ноябрь 1972 г. и июнь 1973 г. соответственно; IV — геоморфологическая характеристика; 1' и 2' — контуры равнопрочного откоса соответственно при $K_{уст} = 1,0$ и $K_{уст} = 1,3$

Т а б л и ц а 24. Физико-механические свойства грунтов по типовому инженерно-геологическому разрезу №1 и 2. Оценка грунтовых условий

Грунт	Номер споя	Влаж- ность $W, \%$	Средняя плот- ность грунта ρ , $г/см^3$	Плот- ность сухого грунта $\rho_s, г/см^3$	Кoeffи- циент порис- тости e	Сопротивление сдвигу при нормаль- ных нагрузках 0,1; 0,2 и 0,3 МПа				Модуль дефор- мации $E_0, МПа$	Кoeffи- циент Пуассона μ
						Ненарушенная структура		Повторный сдвиг			
						Угол трения φ , град.	Сцепле- ние C , МПа	Угол трения φ , град.	Сцепле- ние C , МПа		

Лессовидные суглинки
(vd Q_I—III)

1

0,19

1,95

1,51

0,944

15

0,021

8

0,007

40

0,35

Аллювиальные глины
и суглинки (a Q_I)

2

0,19

1,95

1,51

0,944

15

0,021

8

0,007

40

0,35

Аллювиальные и морс-
кие пески (a Q_I, m Q_{IV})

3

0,22

2,04

1,72

0,639

13

0,019

7

0,009

—

—

Красно-бурые глины
(N₂³)

4

0,25

1,98

1,48

0,764

15

0,022

6

0,007

30

0,40

Т а б л и ц а 25. Данные расчета устойчивости склонов

Но- мер раз- реза	Наименование поперечника	Метод расчета устойчи- вости	Кoeffи- циент устойчи- вости $K_{уст}$	Физико-механические свойства		
				Средняя плот- ность ρ , г/см ³	Угол внутрен- него тре- ния φ , град.	Сцепление C , МПа
1	с. Лебедевка	КЦПС	$K = 0,74$ $K' = 0,73$ $K'' = 1,00$	1,95 1,95 1,95	15 15 18	0,025 0,025 0,030
2	Будакский маяк	"	$K = 0,60$ $K' = 0,59$ $K'' = 1,00$	1,95 1,95 1,95	15 15 25	0,021 0,021 0,043
3	с. Григорьевка	"	$K = 1,10$	1,95	15	0,021
4	Приморский бульвар, г. Одесса	"	$K = 1,07$ $K = 1,08$	1,95 1,95	15 15	0,021 0,021
5	10-я станция Боль- шого Фонтана, г. Одесса	"	$K = 1,84$ $K = 1,81$	1,90 1,90	19 19	0,043 0,043
6	13-я станция Боль- шого Фонтана, г. Одесса	"	$K = 1,61$ $K = 1,59$	2,00 1,90	19 20	0,043 0,039
7	16-я станция Боль- шого Фонтана, г. Одесса	Соло- вьева КЦПС	$K = 1,00$ $K = 1,98$ $K = 1,96$	1,99 2,00 2,00	11° 20' 12 12	0,010 0,030 0,030
8	Пансионат "Зеленая горка", г. Одесса	КЦПС	$K = 0,93$ $K = 0,92$	1,90 1,99	19 12	0,043 0,025
9	Отрада, г. Одесса	Соло- вьева КЦПС	$K = 1,00$ $K = 1,88$ $K = 1,86$	1,99 1,91 1,85	15 20° 50' 22° 50'	0,025 0,039 0,042
10	с. Сычавка	"	$K = 1,03$ $K = 1,01$	2,00 2,00	16 15	0,030 0,018
11	с. Фонтанка	Соло- вьева КЦПС	$K = 1,34$ $K = 1,09$ $K = 1,07$	2,00 1,99 2,00	11 15 15	0,013 0,034 0,018
12	с. Санжейка	Соло- вьева КЦПС	$K = 1,00$ $K = 1,00$ $K = 0,81$ $K' = 0,80$ $K'' = 1,00$	1,99 1,99 1,95 1,95 1,95	8 11 22 22 24	0,014 0,014 0,023 0,023 0,035
13	с. Рыбаковка	"	$K = 0,83$ $K' = 0,82$ $K'' = 1,01$	1,99 2,00 1,99	17 15 21	0,019 0,018 0,035
		Соло- вьева	$K = 1,00$	2,00	10	0,022

П р и м е ч а н и е. Коэффициент устойчивости получен по исходным данным (K), с учетом балльности землетрясения (K') и для условий предельного равнове-
сия (K'').

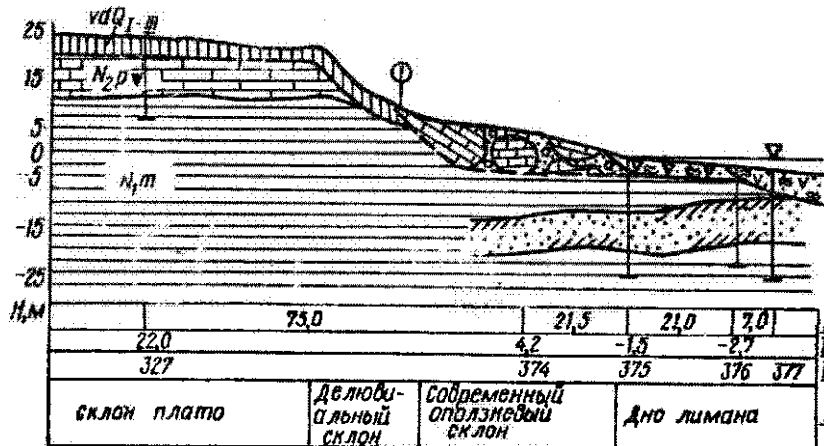


Рис. 33. Инженерно-геологический разрез подрайона III-A-k-2 (с. Григорьевка):

1 — суглинки лессовидные; 2 — известняки ракушечники; 3 — глины серые; 4 — пески с ракушей; 5 — оползневые накопления; 6 — пески среднезернистые; 7 — расчетная поверхность смещения; I — расстояние между скважинами, м; II — абсолютные отметки устья скважины, м; III — номер скважины; IV — геоморфологическая характеристика

сходные характеристики физико-механических свойств грунтов (табл. 25). Расчеты, выполненные для оценки устойчивости склона методом Золотьева, дали возможность установить контуры прибрежного склона, обладающие $K_{уст} = 1,0$ и $1,3$. Это позволило оценить исходное состояние устойчивости прибрежного склона, откорректировать показатели прочностных характеристик ϕ и C и предложить устойчивую форму откоса.

Геологический разрез участка с. Лебедевка (II-B-n-1) (рис. 11, 32, б, табл. 25) отличается от предыдущего меньшей высотой (до 0 м), в связи с чем процессы разрушения прибрежного склона происходят здесь по схеме обвала: выработка волноприбойной ниши — возникновение трещины закола на плато — обвал козырька — размыв обвалившихся пород. Указанный процесс активен, в связи с чем скорость отступания берега на этом участке составляет около 1 м в год [73].

Инженерно-геологический подрайон III-A-k-2 (с. Григорьевка) находится на западном берегу Малого Аджалыкского лимана на расстоянии 1,5 км от пересыпи (рис. 33). Этот участок побережья выбран для описания в связи с исключительной важностью акватории лимана прилегающей суши в народнохозяйственном отношении: здесь расположен современный глубоководный порт, а непосредственно в пределах поперечника №3 — крупнейшее химическое предприятие.

Подрайон III-A-k-2 расположен в пределах северного крыла

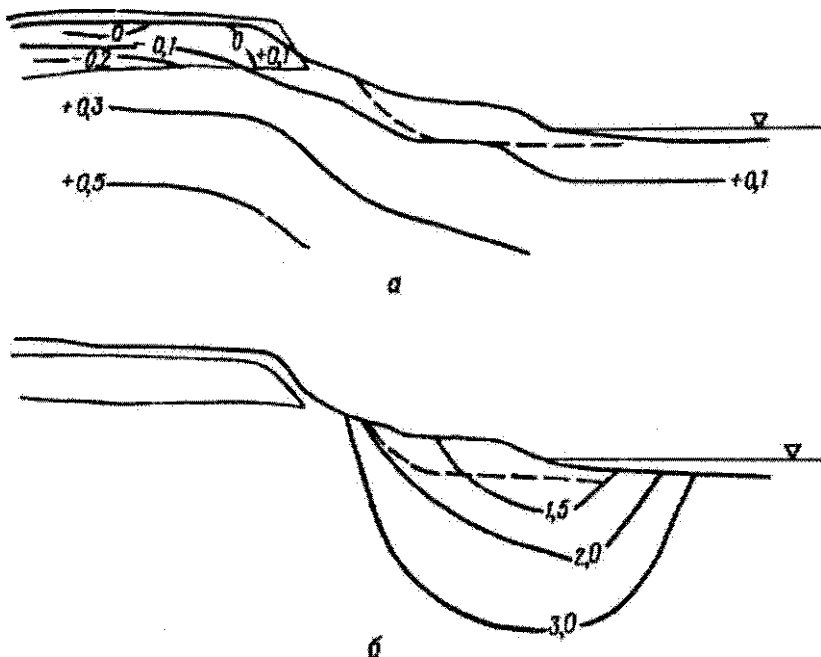


Рис. 34. Изолинии горизонтальных напряжений, МПа (а) и устойчивости (б) для склона подрайона III-A-k-2. Штриховая кривая – поверхность оползневого смещения

Причерноморской фанерозойской гетерогенной впадины (регион III), Днестровско-Тилигульской аккумулятивной лессовой равнины на понтическом основании (область III-A), высота берега здесь составляет до 20 м. В геоморфологическом отношении выделяются такие участки склона: плато, делювиальный склон и оползневое тело, расположенное в основании плато. Под уровнем лимана вскрывается аккумулятивная терраса лимана, постепенно переходящая в отложения лиманных илов, супесей и песков.

В геологическом строении (сверху вниз) принимают участие деградированные лессовидные суглинки мощностью до 5 м (vd Q₁–III), понтические известняки мощностью до 10 м (N₂p) и мзотические глины вскрытой мощностью до 10–15 м. В нижней части склона в толще мзотических глин скважинами вскрыта линза песчаных отложений мощностью до 7 м, в которой содержатся напорные подземные воды. Водоносный горизонт незначительной мощности находится также в слое понтических известняков и оползневых накоплениях. Слой известняка (N₂p) расположен в верхней части геологического разреза.

В процессе изучения разреза №3 выполнены инженерно-геологическая схематизация и оценка грунтовых условий пород. В результате выделено шесть комплексов пород: лессовидные суглинки, известняки, мзотические глины, песчаные отложения, супеси и пески.

Т а б л и ц а 26. Физико-механические свойства грунтов по типовому инженерно-геологическому разрезу №3. Оценка грунтовых условий

Грунт	Но- мер слоя	Влаж- ность W, %	Сред- няя плот- ность грунта ρ , г/см ³	Плот- ность сухого грунта ρ_0 , г/см ³	Кэффи- циент пори- стости ϵ	Сопротивление сдвигу при нормальных на- рузках 0,1; 0,2 и 0,3 МПа				Модуль дефор- мации E_0 , МПа	Кэффи- циент Пуассона μ
						Ненарушенная структура		Повторный сдвиг			
						Угол трения φ , град.	Сцепление C , МПа	Угол трения φ , град.	Сцепление C , МПа		
Илы (QIV)	6	0,10	1,52	—	1,350	5	0,005	—	—	50	0,35
Лессовидные суглинки (QI—III)	1	0,19	1,95	1,51	0,944	15	0,021	8	0,007	40	0,30
Известняки (N_2p)	2	0,06	1,23	—	1,150	32	1,00	20	0	25	0,30
Глины (N_1m)	3	0,25	2,03	—	0,720	17	0,025	—	—	30	0,40
Пески (N_1m)	4	0,27	2,01	—	0,820	15	0,032	—	—	10	0,35
Оползневые накопления (dp Qw)	5	0,31	2,08	1,42	0,916	—	—	8	0,007	20	0,30

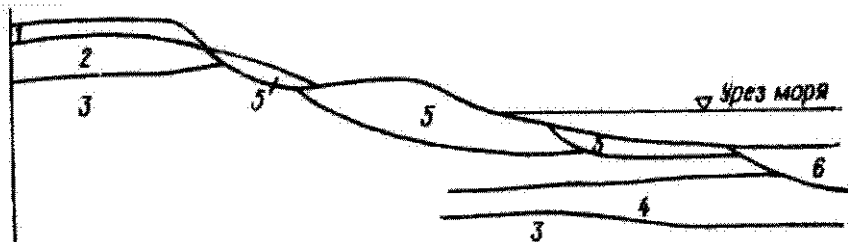


Рис. 35. Типовой инженерно-геологический разрез подрайона III-A-k-1.

Пачки пород:

1 — деградированные лессовидные суглинки ($vd Q_{I-III}$); 2 — известняки (N_2p); 3 — глины (N_1m); 4 — пески; 5 — оползневые накопления; 6 — илы

тические глины, мзотические пески, оползневые накопления, илы и илистые грунты, современные отложения лимана Q_{IV} . Основные данные о физико-механических свойствах этих грунтов и инженерно-геологических условиях приведены на рис. 34 и в табл. 26.

Для оценки состояния устойчивости оползневого склона выполнено моделирование методом тензометрической сетки с учетом неоднородности геологического строения — наличия в толще глинистых грунтов жесткого слоя понтических известняков, отличающегося по величине модуля деформации от вмещающих пород на 2–3 порядка.

Распределение изолиний горизонтальных напряжений (рис. 35, б) свидетельствует о том, что все растягивающие напряжения сконцентрировались в слое известняка, а под ним существуют условия нормального сжатия глинистых пород с возрастанием сжимающих напряжений от 0,1 до 0,5 МПа на глубине порядка 25–30 м.

Оценка устойчивости склона выполнена методом построения поля устойчивости — проведения изолиний $K_{уст} = \text{const}$ [19, 41]. Как показывают данные распределения изолиний устойчивости, рассматриваемый склон находится в устойчивом состоянии, причем $K_{уст}$ оползневых накоплений в разных частях оползневого склона колеблется от 2,0 до 1,1. Данные расчетов на ЭВМ, выполненные методом КЦПС с учетом прочностных характеристик грунтов ($\varphi = 15^\circ$, $C = 0,021$ МПа), показывают, что минимально устойчивые участки оползневого склона обладают $K_{уст} = 1,1$. Следовательно все оползневые склоны в районе изучаемого поперечника на правом берегу Малого Аджалыкского лимана в природных условиях находились в достаточно устойчивом состоянии. После выполнения строительных работ, связанных с созданием порта и завода, устойчивость пород на оползневом склоне была значительно снижена.

В настоящее время склон устойчив, но значение коэффициента устойчивости, по-видимому, не превышает 1,10–1,15 вдоль всей поверхности смещения. В связи с этим необходимо организовать стационарные наблюдения за деформациями склона для своевременного принятия мер по его стабилизации.

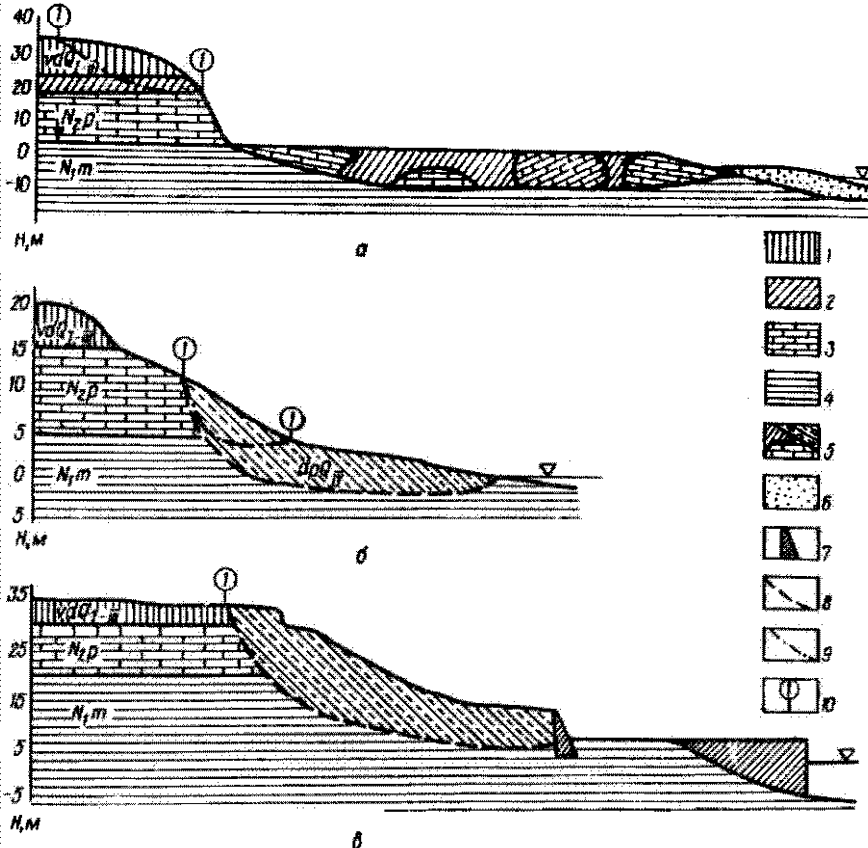


Рис. 36. Инженерно-геологические разрезы подрайонов III-A-I-3, 10-я станция Большого Фонтана (*a*), III-A-m-2, 16-я станция Большого Фонтана (*б*) и III-A-k-3, Приморский бульвар (*в*):

1 - суглинки лессовидные; 2 - суглинки красно-бурые; 3 - известняки-ракушечники; 4 - глины; 5 - оползневые накопления, техногенные грунты; 6 - пески желтовато-серые, мелкозернистые; 7 - бетонные укрепления; 8 - поверхность смещения оползня; 9 - предполагаемая поверхность оползневого смещения; 10 - расчетная поверхность смещения

Инженерно-геологический подрайон III-A k-3 (Приморский бульвар) занимает центральную часть города в районе здания Горсовета (рис. 36, *в*). Комплекс Приморского бульвара и Потемкинской лестницы является известным во всем мире архитектурно-историческим памятником, защита которого — одна из важнейших задач инженеров-геологов. В геоморфологическом отношении верхняя часть склона представляет собой полого наклоненное плато и примыкающий к нему оползневый склон шириной до 160 м, крутизной порядка 10–14°. В структурном отношении типовой разрез расположен в области Днестро-роеско-Тилигульской аккумулятивной лессовой равнины на понтичес-

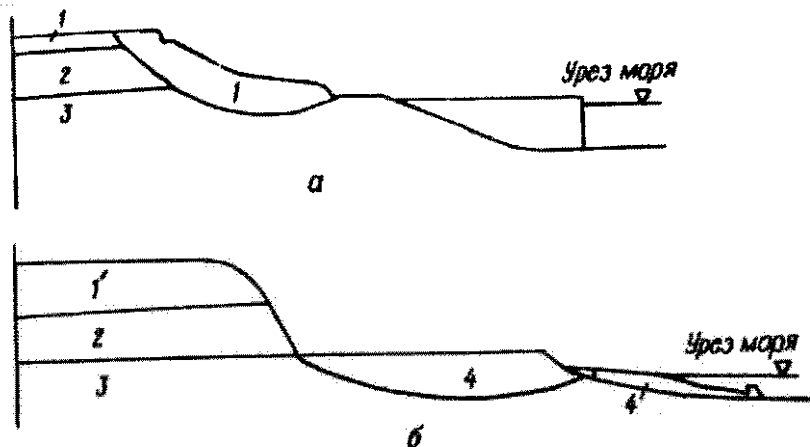


Рис. 37. Типовой инженерно-геологический разрез подрайонов III-A-k-3 (а) и III-A-l-3 (б). Пачки пород: 1 – лессовидные суглинки, техногенные грунты (1' – лессовидные суглинки); 2 – известняки; 3 – глины; 4 – тело оползня

ком основании (область III-A), высота берега над уровнем моря составляет до 40 м. Приморские склоны сложены сверху вниз незначительной толщиной деградированных лессовидных суглинков и техногенных грунтов (vd Q_{I-III} – tg Q_{IV}) мощностью до 5 м, понтическими известняками (N_{2p}) мощностью до 12 м, часто выходящими в бровке плато, и мезотическими глинами вскрытой мощностью 15–25 м (рис. 37, а). Слой понтического известняка залегает в верхней части склона, в связи с чем подрайон отнесен к типу III-A-k-3. К коренному склону примыкает оползневое тело, сложенное оползнями и насчитанными грунтами. Удерживается это тело в стабильном состоянии системой противооползневых сооружений (подпорных стен и контрбанкетов), построенных еще в первой половине XIX века. В основании склона находится техногенный комплекс ул. Суворова и причальных сооружений Одесского порта. Имеются сведения о том, что на указанном участке была построена система подземных дренажей, существует разветвленная и достаточно надежная система ливнеотводов. Однако, несмотря на выполненные противооползневые мероприятия, склоны Приморского бульвара в настоящее время находятся в предельном состоянии устойчивости, о чем свидетельствует система свежих оползневых деформаций: трещины закола на плато, следы подвижек на склоне, деформации подпорных стен в районе ул. Суворова, эскалатора и Потемкинской лестницы.

В породах оползневого склона выделяются три водоносных горизонта. Верхний расположен в лессовидных суглинках и очень часто в связи с отсутствием красно-бурых глин перетекает в расположенные ниже понтические известняки. Второй от поверхности водоносный

Грунт	Но- мер слоя	Влаж- ность W, %	Средняя плот- ность грунта ρ , г/см ³	Плот- ность сухого грунта ρ_s , г/см ³	Коэффи- циент порис- тости e	Сопротивление сдвигу при нормальных нагрузках 0,1; 0,2 и 0,3 МПа					Модуль дефор- мации E_0 , МПа	Коэффи- циент Пуассона μ
						Ненарушенная структура		Повторный сдвиг				
						Угол трения φ , град.	Сцепление C, МПа	Угол трения φ , град.	Сцепление C, МПа			
Техногенные отложения (на- сыщенные грунты) (г QIV) Известняки (N _{2p}) Глины (N _{1m})	1	0,19	1,95	1,51	0,944	15	0,021	8	0,007	15	0,30	
	2	0,30	1,60	-	0,78	30	-	-	-	2500	0,30	
	3	0,25	1,99	1,60	0,72	15	0,033	-	-	25	0,40	

горизонт развит повсеместно, водовмещающими породами служат понтические известняки, водоупорными — маотические глины. Мощность его составляет около 5 м в связи с затрудненностью разгрузки в оползневых накоплениях. Практически полностью обводнены оползневые накопления, что отрицательно сказывается на состоянии общей устойчивости склона.

Для типового разреза №4 (Приморский бульвар) выполнены генерализация геологического строения и оценка грунтовых условий (рис. 36, табл. 27). В соответствии с генерализацией в типовом разрезе №4 выделены три пачки пород, которые представляют собой слой лессовидных суглинков и оползневые накопления (1-я пачка), понтические известняки (2-я пачка) и маотические глины (3-я пачка). Породы 1-й пачки в коренном залегании имеют угол внутреннего трения $\varphi = 15^\circ$ и сцепление $C = 0,021$ МПа. В нарушенном залегании эти характеристики снижаются соответственно до 8° и 0,007 МПа. По данным значениям прочностных свойств выполнены расчеты устойчивости оползневого склона по методу КЦПС. $K_{уст}$ оказался равным 1,0, на некоторых участках — 1,08. Данные моделирования этого участка методом тензометрической сетки, вы-

полненные в Одесском университете в 1975 г., показали, что в районе Приморского бульвара на расстоянии 20–25 м от обрыва в сторону городской застройки формируются трещины закола, где растягивающие горизонтальные напряжения составляют до 0,1 МПа. Кроме того, в оползневом склоне отмечено чередование мест с повышенными значениями растягивающих и сжимающих напряжений и сжимающих в основании склона. Здесь горизонтальные напряжения достигают 0,2 МПа. Положение поверхности смещения, проведенной по максимальным значениям касательных напряжений, близко совпадает с выделенной по данным бурения и приведенной на рис. 36. В результате выполненных работ по инженерно-геологической характеристике участка можно сделать следующие выводы: в настоящее время в районе Приморского бульвара активно формируются оползневые подвижки; нарушение устойчивости пород на склоне и в прибрежной части плато связано в значительной мере с их интенсивным обводнением грунтовыми и подземными водами в связи с тем, что приморские склоны являются местом их разгрузки; для повышения устойчивости склонов в районе Приморского бульвара необходимо в ближайшее время выполнить комплекс противооползневых мероприятий, включающих в себя осушение пород, снижение напряжений и увеличение прочности в области поверхности оползневого смещения, ремонт существующих дренажных и удерживающих конструкций.

Инженерно-геологический подрайон III-4-13 (10-я станция Большого Фонтана) расположен в пределах городской черты и является одним из наиболее посещаемых отдыхающими мест побережья (рис. 36, а). Приморские склоны на этом участке представляют собой борта Среднефонтанской балки, в юго-западной части которой находится типовой разрез №5. Подрайон расположен на Днестровско-Тилигульской аккумулятивной лессовой равнине на понтическом основании, подошва понтических известняков залегает в средней части склона, высота которого составляет 30–35 м над уровнем моря.

В геоморфологическом отношении участок представляет собой обрыв плато, в основании которого находится глыбовый навал отколовшихся массивов известняка, между которыми залегают суглинистые грунты, по-видимому, делювиально-оползневого происхождения. На участке длительное время оползни не происходят в связи с осуществлением противооползневых мероприятий, склон надежно прикрыт от абразии искусственным пляжем, имеющим мощность в надводной части 5–7 м, шириной до 40 м. По-видимому, в предшествующие строительству времена данный склон разрушался по схеме обвала или оползня-обвала, о чем свидетельствует строение его прибрежной части. В геологическом строении типового разреза принимают участие лессовидные грунты ($vd Q_1-III$) мощностью 12 м, красно-бурые глины (N_2^3) мощностью 5 м, понтические известняки ($N_2 p$) мощностью до 15 м, подстилаемые мезотическими глинами вскрытой мощностью до 20 м. Вследствие осуществления комплекса противооползневых мероприятий под-

Таблица 28. Физико-механические свойства грунтов по типовому инженерно-геологическому разрезу №5. Оценка грунтовых условий

Грунт	Но- мер стоя	Влаж- ность W, %	Сред- няя плот- ность грунта ρ , г/см ³	Плот- ность сухого грунта ρ_0 , г/см ³	Коеффи- циент пористо- сти ϵ	Сопротивление сдвигу при нормальных нагрузках 0,1; 0,2 и 0,3 МПа				Модуль дефор- мации E_0 , МПа	Коеффи- циент Пуассона μ
						Ненарушенная структура		Повторный сдвиг			
						Угол трения φ , град.	Сцепление C , МПа	Угол трения φ , град.	Сцепление C , МПа		
Лессовидные											
суглинки (О ₁ -III)	1	0,20	1,90	1,60	0,70	19	0,043	-	-	40	0,35
Известняки (N ₂ P)	2	0,30	1,60	-	0,78	30	-	-	-	2500	0,30
Глины (N ₁ m)	3	0,25	1,99	1,60	0,72	15	0,033	-	-	25	0,40
Оползневые накоп- ления (dp QVI)	4	0,31	2,08	1,42	0,916	-	-	8	0,007	20	0,30

земные воды в лессовидных грунтах и понтических известняках отсутствуют, что в большей мере способствует повышению устойчивости склона.

Для подрайона выполнены работы по инженерно-геологической схематизации (рис. 37, б) и оценке грунтовых условий (табл. 28). В соответствии с генерализацией выделено четыре пачки пород (см. табл. 28): лессовидные суглинки и красно-бурые глины, понтические известняки, мезотические глины и делювиально-оползневые накопления в основании склона. По данным физико-механических свойств рассчитана устойчивость склона модифицированным методом КЦПС, разработанным в Одесском университете А.В.Городецким. Результаты расчетов показывают, что приморский склон в районе 10-й станции Большого Фонтана находится в достаточно устойчивом состоянии и в настоящее время $K_{уст}$ вдоль кривой смещения составляет 1,84. Все сказанное выше свидетельствует о том, что выполненный комплекс противооползневых мероприятий положительным образом сказался на повышении устойчивости склона в результате осушения пород, прекращения абразии и пригрузки в основании песчаными отложениями пляжа.

Инженерно-геологический подрайон III-A-44 (13-я станция Большого Фонтана)

находится в г. Одесса (на юго-западной окраине в курортной зоне) и входит в состав второй очереди строительства противооползневых сооружений (рис. 38). Подрайон относится к области III-A, т.е. к Днестровско-Тилигульской аккумулятивной лессовой равнине на понтическом основании, высота склона более 40 м. В геоморфологическом отношении он представлен участком плато с ровной поверхностью с отметками 42 м и более, слабо наклоненным в сторону моря.

Последний оползень на описываемом участке произошел осенью 1957 г. На оползневом склоне образовался свежий оползневый уступ и очередная оползневая ступень (всего в настоящее время бурением обнаружено 5 оползневых ступеней, высота и положение которых менялись при развитии оползней). После выполнения противооползневых мероприятий склон представляет собой выровненную уположенную поверхность со срезкой в верхней его части, устройством контрбанкета и искусственного пляжа в нижней части, выполнением комплекса гидротехнических пляжеудерживающих (волноломов и траверсов) и ливнеотводящих сооружений, подземных дренажей. На искусственных склонах выполнена агролесомелиорация.

В геологическом строении оползневого склона принимают участие лессовидные суглинки ($vd Q_{I-III}$) мощностью до 22 м, подстилаемые красно-бурыми глинами (N_2^3) мощностью до 4 м, понтическими известняками ($N_2 p$) мощностью до 10–12 м, залегающими в средней части склона, понтическими глинами мощностью до 4 м и мзотическими отложениями вскрытой мощностью до 30 м, представленными до глубины 20–22 м ниже уровня моря глинами с линзами песка и лигнитизированных грунтов (слабый слой), а ниже — песчаными отложениями мзотиса. По данным бурения скв. 806, мощность песчаных отложений мзотиса, по-видимому, не превышает 3–4 м. Ниже глубины 25–36 м снова встречены мзотические глины.

Верхний от поверхности водоносный горизонт приурочен к лессовидным суглинкам, по данным бурения скв. 819-бис, имеет мощность порядка 6–8 м, залегает на водоупоре (красно-бурые глины) и перетекает в оползневые накопления в местах сочленения плато и оползневого склона. В понтических известняках развит второй от поверхности водоносный горизонт, водоупором для которого служат понтические и мзотические глины. В линзах и прослоях песчаных грунтов в мзотических глинах содержатся подземные воды, обладающие напором до 10 м, их пьезометрическая поверхность находится на отметках $-3 \div +4$ м, соответствуя в принципе уровню моря. Напорные воды повсеместно отмечены в слабом прослое, приуроченном к песчаным линзам и глинистым грунтам с высоким содержанием органики, залегающим на глубинах 9–11 м ниже уровня моря. К этим же глубинам, как показывают данные бурения, расчетов и моделирования, приурочена поверхность смещения. Оползневые накопления содержат водоносный горизонт со свободной

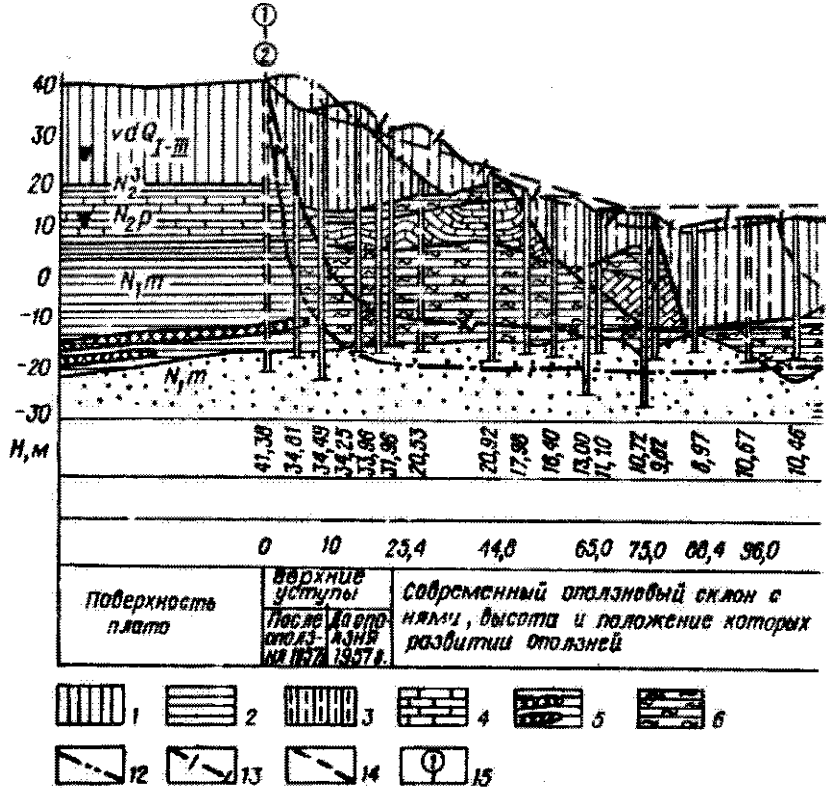


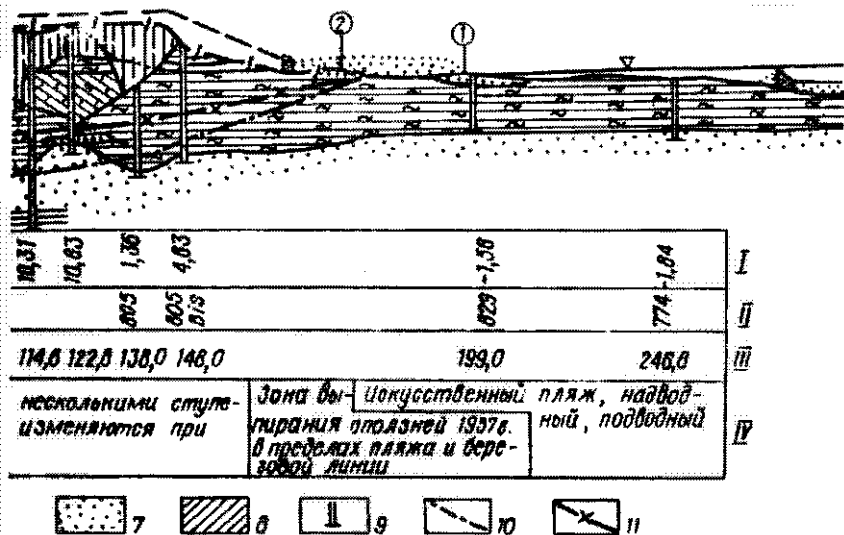
Рис. 38. Инженерно-геологический разрез подранона

1 — суглинки лессовидные пылеватые; 2 — красно-бурые глины; 3 — суглинки лес-
лигнитизированными прослоями; 6 — глины в оползневых накоплениях; 7 — пес-
10 — нижняя граница распространения оползневых деформаций; 11 — поверхность
склона после оползня 1957 г.; 14 — проектный профиль склона; 15 — расчетная

III — расстояние от пункта наблюдения, м (скв. 818);

поверхностью, причем наиболее обводнены глыбы известняка. В отдель-
ных небольших линзах песков содержатся напорные воды, обладающие
невысоким напором порядка 3—4 м. В связи с выполнением комплекса
дренажных мероприятий водоносные горизонты на подходе к оползне-
вому склону перехвачены, что привело к осушению оползневых на-
коплений и повышению их стабильности.

Для оценки напряженно-деформированного состояния и устойчивости
склона осуществлена генерализация инженерно-геологического разреза
и установлены расчетные характеристики физико-механических свойств
грунтов (рис. 39, табл. 29). В соответствии с генерализацией выделено
шесть типов пород: лессовидные суглинки и красно-бурые глины, понт-
ические изв. п. п. м. э. глины, лигнитизированные грунты, слабые
прослой в м. э. глины, м. э. пески и оползневые накопления.



III-A-14 (13-я станция Большого Фонтана):
 совиные и оползневые накопления; 4 - известняки-ракушечники; 5 - глины с
 ки желтовато-серые; 8 - бетонные берегозащитные укрепления; 9 - скважины;
 оползневые смещения; 12 - профиль склона до оползня 1957 г.; 13 - профиль
 поверхности смещения; 1 - абсолютные отметки устья, м; II - номер скважины;
 IV - геоморфологическая характеристика

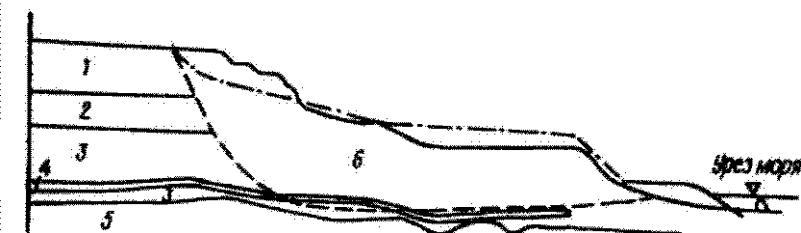


Рис. 39. Типовой инженерно-геологический разрез подрайона III-A-14 (13-я станция Большого Фонтана). Пачки пород:
 1 - лесовидные суглинки (vd Q₁-III); 2 - известняки (N₂r); 3 - глины (N₁m);
 4 - лигнитизированные прослои; 5 - песчаные отложения (N₁m); 6 - оползневые
 накопления. Штрих-пунктирная и штриховая кривые - проектная форма
 склона и поверхность оползневой смещения

Т а б л и ц а 29. Физико-механические свойства грунтов по типовому инженерно-геологическому разрезу №6. Оценка грунтовых условий

Грунт	Но- мер слоя	Влаж- ность W, %	Сред- няя плот- ность грунта ρ , г/см ³	Плот- ность сухого грунта ρ_0 г/см ³	Кoeffи- циент пористо- сти ϵ	Сопротивление сдвигу при нормальных нагрузках 0,1; 0,2 и 0,3 МПа				Модуль дефор- мации E_0 , МПа	Кoeffи- циент Пуассона μ
						Ненарушенная структура		Повторный сдвиг			
						Угол трения φ , град.	Сцепление C, МПа	Угол трения φ , град.	Сцепление C, МПа		
Лессовидные суглинки (Q_{I-III})	1	0,223	2,0	1,65	0,83	19	0,043	—	—	40	0,35
Красно-бурые глины (N_2^3)	1	0,266	2,04	1,68	0,78	18	0,40	—	—	30	0,40
Известняки (N_2p)	2	0,30	1,60	—	0,78	30	—	—	—	2500	0,30
Глины (N_1m)	3	0,29	2,01	1,66	0,83	15	0,033	—	—	30	0,42
Слабые прослой в мезотических глинах (N_1m)	4	0,30	1,90	1,50	0,90	8	0,007	—	—	5	0,35
Пески (N_1m)	5	0,22	2,04	1,72	0,639	13	0,019	7	0,009	10	
Оползневые накопления (др Q_{IV})	6	0,31	2,08	1,42	0,916	—	—	8	0,007	20	0,30

даны методом тензометрической сетки, данные о распределении горизонтальных и касательных напряжений в склоне природной конфигурации и после выполнения комплекса противооползневых мероприятий приведены на рис. 40. Результаты моделирования свидетельствуют о том, что в склоне природной конфигурации (крутизна 17°) за бровкой плато была развита зона растягивающих напряжений с максимальным значением 0,2 МПа. В этой зоне происходило формирование трещины закола. Кроме того, две зоны растяжений находились в средней части склона и в районе берегового уступа, тогда как на расстоянии 40 м от уреза в сторону моря отмечена зона концентрации сжимающих напряжений величиной до 0,2 МПа (место формирования вала выдавливания). В слое известняка под оползневой уступом и в основании склона установлены зоны концентрации касательных напряжений с абсолютными значениями порядка 0,2 МПа. Все указанные данные свидетельствуют о том, что склон природной конфигурации находился в состоянии формирования очередной оползневой подвижки, близком к предельному. $K_{уст}$, рассчитанный для этого состояния, оказался равным 0,93, причем наименьшая устойчивость отмечена в районе бровки оползневого отрыва и в основании склона (см. рис. 40, б). Выполнение противооползневых мероприятий привело к снижению всех видов напряжений примерно в 2 раза, что потребовало уменьшения крутизны склона с 17° до $11^\circ 20'$, т.е. на 33 %. В результате, как показывают данные расчетов и моделирования, $K_{уст}$ увеличился до 1,17, т.е. почти на 20 %. Расчеты методами КЦПС и Соловьева, выполненные на ЭВМ, свидетельствуют о том, что устойчивость природного склона составляла 1,0 (склон находился в предельно устойчивом состоянии), а после выполнения противооползневых мероприятий значительно повысилась. Из сказанного выше можно сделать следующие выводы: осуществление противооползневых мероприятий привело к увеличению устойчивости склона на 20 % за счет уменьшения его крутизны на 33 % (с 17° до $11^\circ 20'$). Указанные мероприятия наряду с осуществлением остальных противооползневых работ привели к существенной стабилизации подвижек в районе 13-й станции Большого Фонтана, несмотря на начальную высокую обводненность пород и наличие в основании склона прослоя слабых грунтов, имеющих угол внутреннего трения порядка 8° и сцепление 0,007 МПа. Как показывают данные расчетов и моделирования, геологическое строение (наличие прочных и слабых слоев) является ведущим условием возникновения и развития оползней: прочный слой (известняк) препятствует развитию оползней, способствует формированию крутых склонов; слабый слой, наоборот, способствует возникновению оползней, играя роль подготовленных поверхностей смещения. Изучение напряженного состояния и устойчивости оползневых склонов на лабораторных моделях и с помощью ЭВМ позволяет дать количественную оценку их устойчивости в природных условиях и с учетом осуществления противооползневых мероприятий. В частности, для участка 13-й станции Большого Фонтана повышение устойчивости склонов в результате выполнения противооползневых мероприятий составило около 20 %.

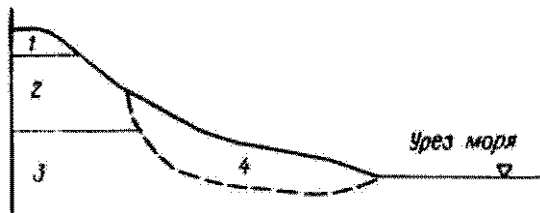


Рис. 41. Типовой инженерно-геологический разрез подрайона III-A-m-2 (16-я станция Большого Фонтана). Пачки пород:

1 — лессовидные суглинки (vd Q_{I-III}); 2 — известняки (N_{2p}); 3 — глины (N_{1m}); 4 — оползневые накопления. Штриховая кривая — поверхность оползневого смещения.

Инженерно-геологический подрайон III-A-m-2 (16-я станция Большого Фонтана) расположен на юго-западной окраине г. Одесса (см. рис. 36, б) в левом борту Большофонтанской балки со стороны моря. Склон здесь имеет небольшую высоту (до 20 м), в геоморфологическом отношении это делювиально-оползневый участок, представляющий собой склон плато. Крутизна склона составляет около 20°. В основании его со стороны моря развиты оползневые процессы, причем ширина оползневого склона составляет 40–50 м, мощность оползневых накоплений 6–7 м. В геологическом строении принимают участие деградированные лессовидные суглинки (vd Q_{I-III}) мощностью до 5 м и менее, понтические известняки (N_{2p}) мощностью 10 м и мезотические глины вскрытой мощностью более 10 м. Подрайон, исходя из его индекса, расположен на Днестровско-Тилигульской аккумулятивной лессовой равнине на понтическом основании и представляет собой участки склонов, устьев балок высотой до 20 м. Подошва слоя понтических известняков находится в нижней части склона. Для определения устойчивости склона выполнена инженерно-геологическая генерализация и оценка грунтовых условий (рис. 41, табл. 30). По данным физико-механических свойств, полученным в результате этих работ, с помощью метода КЦПС на ЭВМ рассчитана устойчивость оползневого склона. Наименьшей устойчивостью обладает поверхность I, вдоль которой коэффициент $K_{уст} = 1,98$. В связи с этим участок можно отнести к обладающим высокой степенью устойчивости, что обусловлено выполненным здесь комплексом противооползневых мероприятий. Породы склона плато и оползневых накоплений в настоящее время не обводнены благодаря дренажным работам, что также способствовало повышению устойчивости склона.

Инженерно-геологический подрайон III-A-m-3 (пансионат "Зеленая горка") занимает юго-западную окраину г. Одесса между балками Ковалевского и Черноморка в районе строительства третьей очереди противооползневых мероприятий (рис. 42). Этот участок также отно-

Т а б л и ц а 30. Физико-механические свойства грунтов по типовому инженерно-геологическому разрезу №7. Оценка грунтовых условий

Грунт	Но- мер слоя	Влаж- ность W, %	Сред- няя плот- ность грунта ρ , г/см ³	Плот- ность сухого грунта ρ_s , г/см ³	Кэффи- циент пористо- сти ϵ	Сопротивление сдвигу при нормальных нагрузках 0,1; 0,2 и 0,3 МПа				Модуль дефор- мации E_0 , МПа	Кэффи- циент Пуассона μ
						Ненарушенная структура		Повторный сдвиг			
						Угол трения φ , град.	Сцепление C, МПа	Угол трения φ , град.	Сцепление C, МПа		

Лессовидные суглинки (Q _{I-III})	1	0,20	1,90	1,60	0,70	19	0,043	—	—	40	0,35
Известняки (N _{2p})	2	0,30	1,60	—	0,78	30	—	—	—	2500	0,30
Мзотические глины (N _{1m})	3	0,25	1,90	1,60	0,72	15	0,033	—	—	30	0,40
Оползневые накопления (др Q _{IV})	4	0,31	2,08	1,42	0,916	—	—	8	0,007	20	0,30

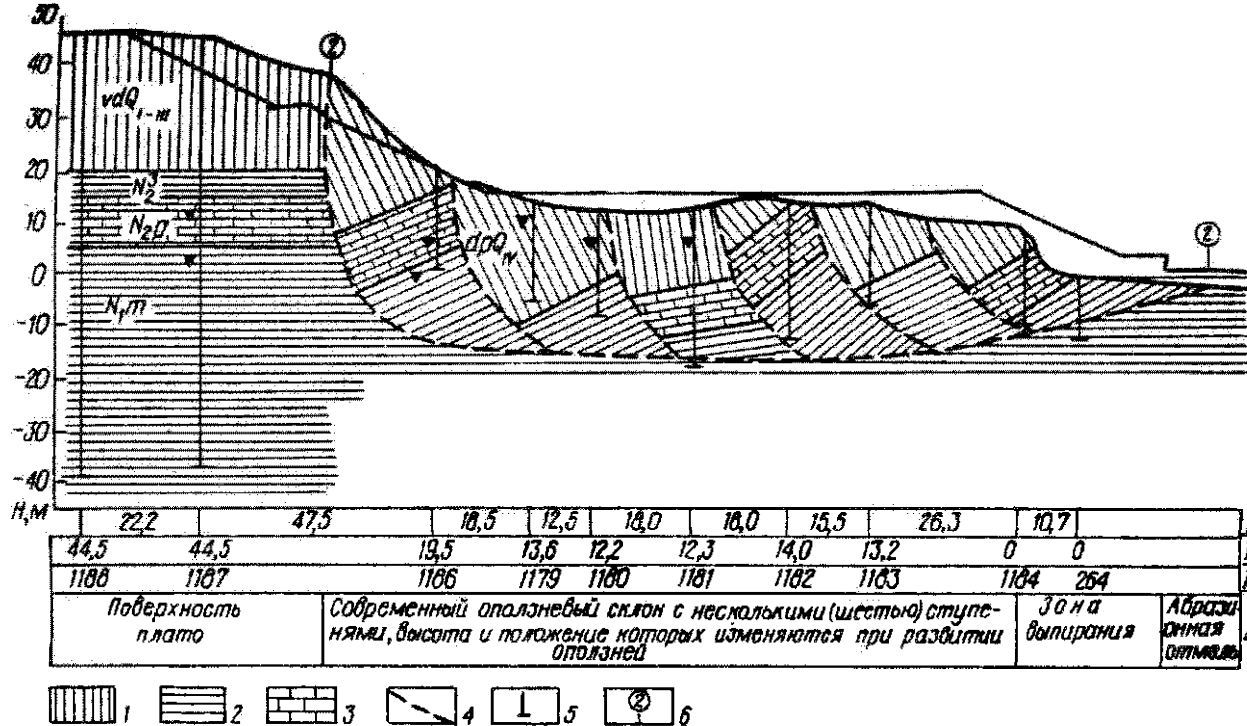


Рис. 42. Инженерно-геологический разрез подрайона П-А-м-3 (пансионат "Зеленая горка"):

1 – суглинки лессовидные; 2 – глины; 3 – известняки-ракушечники; 4 – поверхность оползневого смещения и границы между оползневыми ступенями; 5 – скважины; 6 – расчетная поверхность смещения; I – расстояние между скважинами, м;

II – абсолютные отметки устья скважин, м; III – номера скважин; IV – геоморфологическая характеристика

сится к Днестровско-Тилигульской аккумулятивной лессовой равнине на понтическом основании (область III-A). Побережье в пределах г. Одесса представляет собой систему водораздельных участков плато, причем главными отрицательными структурами являются Сухой и Куяльницкий лиманы. Эта часть побережья наиболее высоко приподнята над уровнем моря, высота берегового обрыва составляет 40–50 м и более, здесь развиты самые грандиозные оползни выдавливания из всех наблюдающихся на северо-западном побережье Черного моря. Опорный разрез в подрайоне III-A-м-3 в геоморфологическом отношении представлен поверхностью плато высотой 40–45 м, современным оползневым склоном с шестью ступенями, высота и положение которых изменяются при развитии оползней, зоной выпирания и абразивной отмелью, расположенными в основании склона. Общая протяженность оползневого склона 160 м, крутизна до 14°.

В верхней части геологического разреза залегают лессовидные суглинки (vd Q_{I–III}) мощностью 20–25 м, подстилаемые красно-бурыми глинами (N₂p) мощностью до 5 м. Последние служат водупором, разделяющим четвертичные и понтические водоносные горизонты. Под красно-бурыми глинами залегают понтические известняки (N₂p) мощностью до 12 м и мезотические глины вскрытой мощностью более 40 м. Геологическое строение оползневых накоплений напоминает строение плато, однако породы занрокинута к склону, перемешаны и обводнены. Поверхность смещения представляет собой сложную кривую, в прибровочной части плато напоминающую круглоцилиндрическую, в средней части — почти горизонтальную линию, которая по направлению к валу выдавливания несколько закругляется и выходит на подводную отмель на расстояние 35–40 м от берегового обрыва. Мощность оползневых накоплений в разных местах оползневого склона неодинакова, в среднем составляет около 25 м и колеблется в пределах 15–30 м.

Подземные воды содержатся во всех описанных выше комплексах пород. Первый от поверхности водоносный горизонт приурочен к толще лессовидных суглинков, вскрыт на глубине до 10 м от поверхности и имеет мощность порядка 12 м. Второй встречен при бурении в слое понтических известняков и заполняет 3/4 мощности этого слоя. Кроме того, в линзах песка и супесей, содержащихся в мезотических отложениях, заключены подземные воды, обладающие напором с установившимся уровнем, примерно соответствующим уровню моря. Полностью обводнены, по данным бурения и визуальных наблюдений, оползневые накопления, в которых вода в зависимости от времени года находится на глубинах 0–2 м и несколько глубже. В связи со значительной обводненностью оползневой склон растянут, что отрицательно сказывается на устойчивости участка коренного плато, расположенного за бровкой оползневого обрыва.

В процессе изучения устойчивости выполнены работы по оценке грунтовых условий типового разреза №8 (табл. 31), генерализация,

Т а б л и ц а 31. Физико-механические свойства грунтов по типовому инженерно-геологическому разрезу №8. Оценка грунтовых условий

Грунт	Но- мер слоя	Влаж- ность $W, \%$	Сред- няя плот- ность грунта $\rho, \text{г/см}^3$	Плот- ность сухого грунта $\rho_0, \text{г/см}^3$	Кoeffи- циент пористо- сти e	Сопротивление сдвигу при нормальных нагрузках 0,1; 0,2 и 0,3 МПа				Модуль дефор- мации $E_0, \text{МПа}$	Кoeffи- циент Пуассона μ
						Ненарушенная структура		Повторный сдвиг			
						Угол трения $\varphi, \text{град.}$	Сцепление $C, \text{МПа}$	Угол трения $\varphi, \text{град.}$	Сцепление $C, \text{МПа}$		

Лессовидные суглинки (Q_{I-III})	1	0,20	1,90	1,60	0,70	19	0,043	—	—	40	0,35
Красно-бурые глины (N_2)	1	0,24	1,98	1,60	0,70	18	0,040	—	—	30	0,40
Известняки (N_{2p})	2	0,30	1,60	—	0,78	30	—	—	—	2500	0,30
Глины (N_{1m})	3	0,25	1,99	1,60	0,72	15	0,033	—	—	30	0,40
Оползневые накопления (dp Q_{IV})	4	0,31	2,08	1,42	0,916	—	—	8	0,007	20	0,30



Рис. 43. Типовой инженерно-геологический разрез подрайона П-А-м-3.
Пачки пород:

1 — лессовидные суглинки ($vd Q_{I-III}$), красно-бурые глины (N_2^3); 2 — известняки (N_2p); 3 — глины (N_1m); 4 — оползневые накопления ($dp Q_{IV}$).

Штриховая кривая — поверхность оползневого смещения пород

моделирование и расчеты на ЭВМ. На инженерно-геологическом разрезе построены эпюры основных показателей физических свойств: коэффициента пористости, естественной влажности и плотности естественного сложения. Эти графики показывают, что анализируемые значения резко изменяются на границе раздела уровня грунтовых вод и поверхности оползневого смещения. В процессе генерализации в рассматриваемом районе выделено четыре пачки пород: лессовидные суглинки и красно-бурые глины, понтические известняки, мзотические глины и оползневые накопления (рис. 43). Основные физико-механические свойства, характеризующие эти породы, приведены в табл. 31. Подошва слоя понтических известняков залегает на отметках порядка 2 м над уровнем моря.

На рис. 44 и в табл. 25 приведены данные о напряженно-деформированном состоянии и устойчивости пород склона, полученные при моделировании методом тензометрической сетки и расчетов методами КИПС и Соловьева. Моделирование выполнено для условий однородного геологического строения и с учетом его неоднородности (наличие слоя известняка, отличающегося в 10–100 раз более высоким значением модуля деформации от вмещающих глинистых грунтов). Обе модели подтверждают формирование трещины закола на расстоянии 30–35 м от бровки оползневого обрыва и вала выдавливания в приурезной зоне. Сравнение распределения горизонтальных напряжений в первом и во втором случаях свидетельствует о существенном влиянии слоя известняка на концентрацию в нем напряжений и, следовательно, устойчивость всего склона.

Данные расчета устойчивости склона построением изолиний ($K_{уст} = \text{const}$) позволили выделить положение изолинии $K_{уст} = 1,0$, которая представляет собой линию вероятного оползневого смещения (см. рис. 42). Для средней и нижней частей склона эта линия практически совпадает с выделенной по данным бурения, а для верхней заходит в район плато, располагаясь в зоне максимальных значений растягивающих напряжений, и отсекает от плато блок коренных пород на расстоянии 35–40 м от бровки обрыва. Значения $K_{уст} = 1,0$ вдоль этой линии

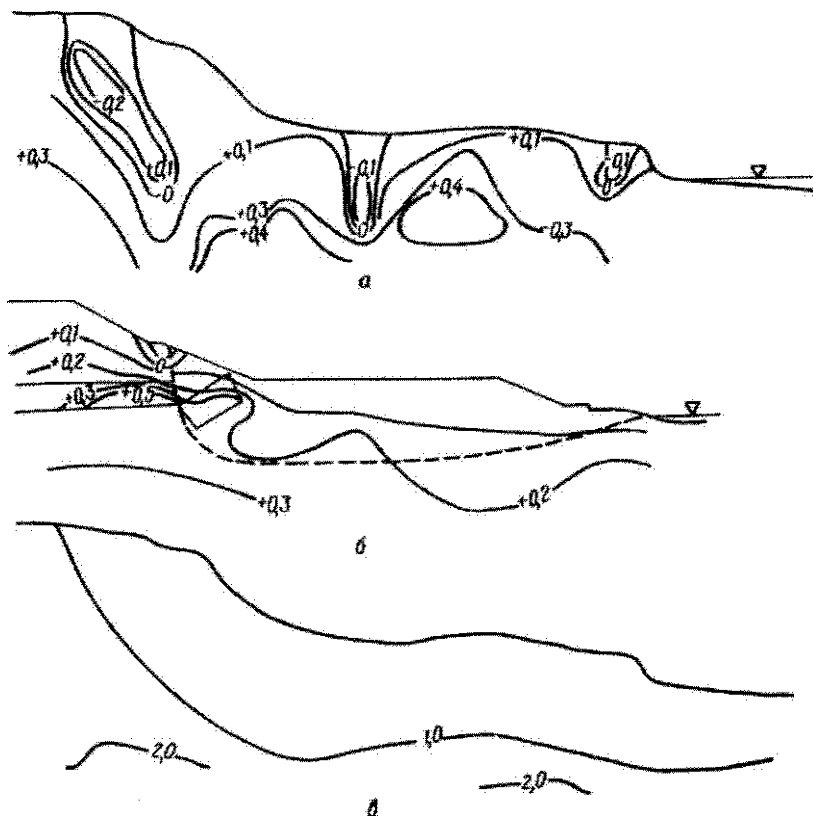


Рис. 44. Изолинии горизонтальных напряжений σ_x , МПа (а, б – склон соответственно естественной и проектной конфигураций) и устойчивости (в – склон естественной конфигурации) для подрайона III-A-м-3. Штриховая кривая – поверхность оползневой смещения

означают, что породы склона находятся в предельном состоянии. Об этом же свидетельствуют и данные натурных наблюдений (наличие трещин разрыва, бугров выдавливания, запрокидывания ступеней и другие оползневые деформации).

Данные расчета устойчивости склона, выполненные для указанного участка методами КЦПС и Соловьева, в принципе подтверждают результаты, полученные методом моделирования. Наиболее неустойчивым оказывается прирвовочный блок лессовидных суглинков и оползневых накоплений, для которого $K_{уст}$, рассчитанный методом КЦПС, оказался близко равным единице (см. табл. 25). Расчет вдоль выделенной по данным бурения поверхности смещения методом Соловьева привел к величине $K_{уст} = 1,0$.

Таким образом, оползневый склон в районе пансионата "Зеленая горка" представляет собой грунтовой массив, находящийся в предельно

устойчивым состоянием, о чем свидетельствуют данные натурных наблюдений, расчетов и моделирования. Для стабилизации оползневых склонов на этом участке побережья необходимо выполнить комплекс противооползневых мероприятий, включающих в себя срезку и планировку склонов, устройство контрбанкетов и противоабразионные работы, осушение лессовидных суглинков, понтических известняков и оползневых накоплений, отвод ливневых вод и агролесомелиорацию. Кроме того, необходимо установить стационарные наблюдения за деформацией склона.

Инженерно-геологический подрайон III-A-м-4 (Отрада, нголь-ня 2) расположен в центральной части г. Одесса (рис. 45), в курортной местности Отрада, приурочен к Днестровско-Тилигульской аккумулятивной лессовой равнине на понтическом основании (область III-A). Высота склона здесь наибольшая и составляет 50–52 м над уровнем моря. Склон сверху вниз сложен лессовидными суглинками мощностью до 20–25 м ($vd O_1-III$), красно-бурыми глинами мощностью до 5 м (N_2^3), понтическими известняками мощностью около 15 м ($N_2 p$), которые подстилаются мезотическими глинами с прослоями и линзами песков вскрытой мощностью до 30 м. Известняки залегают в нижней части склона. Геоморфологическое строение подрайона включает в себя участок плато с отметками около 50 м, поверхность современного оползневого склона, состоящего из нескольких оползневых ступеней, и подводную абразионную отмель. Общая ширина оползневого склона составляет 210–250 м, а на некоторых участках Отрады — до 300 м, крутизна — 14° . В породах оползневого склона содержится несколько водоносных горизонтов. Первый от поверхности заключен в лессовидных суглинках и до строительства дренажных сооружений (по данным скважин 1/376 и 45) находился на глубине до 5 м от поверхности. Воды этого горизонта дренировались оползневым обрывом, повсеместно выходили на поверхность и заболачивали оползневый склон. В результате строительства дренажных сооружений удалось снизить уровень горизонта на 3–5 м, что свидетельствует о недостаточно высокой эффективности вертикального дренажа. Второй водоносный горизонт содержится в слое понтических известняков и имеет мощность 5–7 м. Подземные воды этого горизонта также поступали в грунты оползневых накоплений, способствовали снижению их прочности и проявлению текучести и ползучести. В связи с этим оползневый склон расплывался, повышалась крутизна в месте оползневого обрыва, что наряду со снижением роли оползневых накоплений как контрбанкета способствовало образованию очередных оползневых подвижек, а сместившиеся в море, за пределы языка оползня, размокшие грунты более активно размывались морем. И в настоящее время на незащищенных участках, где сильно обводнены грунты оползневых накоплений, ширина оползневого склона увеличена, оползневые породы выдвигаются постоянно в море, расширяя оползневый склон и вызывая тем самым

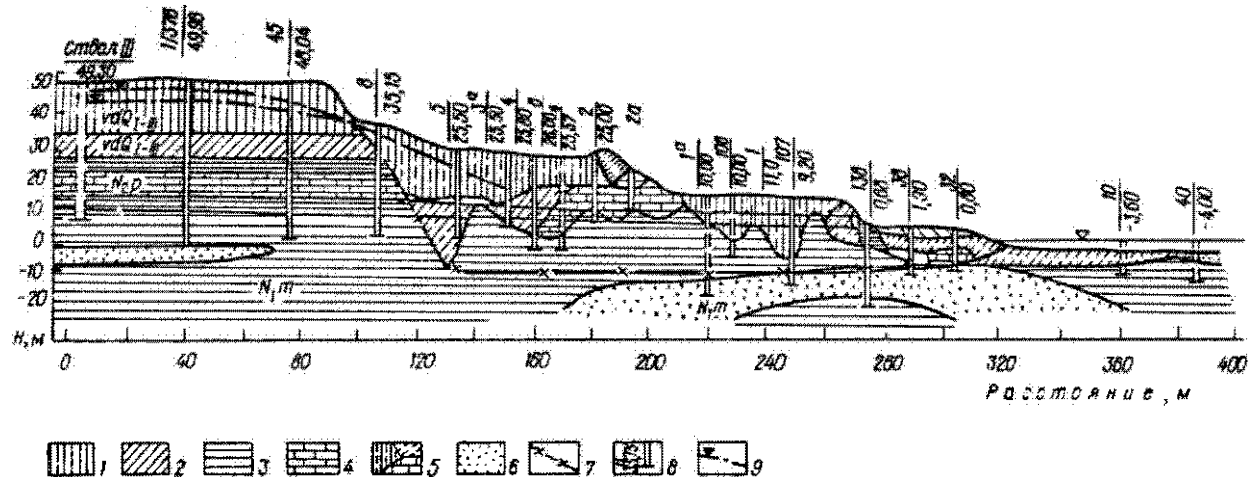


Рис. 45. Инженерно-геологический разрез подрайона III-A-m-4 (Отрада, штольня 2):

1 – суглинки лессовидные; 2 – суглинки красно-бурые; 3 – глины; 4 – известняки-ракушечники; 5 – оползневые накопления; 6 – пески среднезернистые; 7 – поверхность оползневого смещения; 8 – скважина с указанием ее номера (над чертой) и абсолютных отметок устья, м (под чертой); 9 – уровень грунтовых вод



Рис. 46. Типовой инженерно-геологический разрез подрайона III-A-
m-4 (Отрада). Пачки пород:

1 — суглинки лессовидные (vd Q_1 —III), глины красно-бурые (N_2^3); 2 — известняки (N_2p); 3 — глины (N_1m); 4 — пески (N_1m); 5 — оползневые накопления, техногенные образования. Штриховая кривая — поверхность оползневого смещения

активизацию процессов абразии. К таким участкам относится район с.Фонтанка и некоторые другие. До осуществления комплекса противооползневых мероприятий типичным представителем таких склонов был участок Отрады.

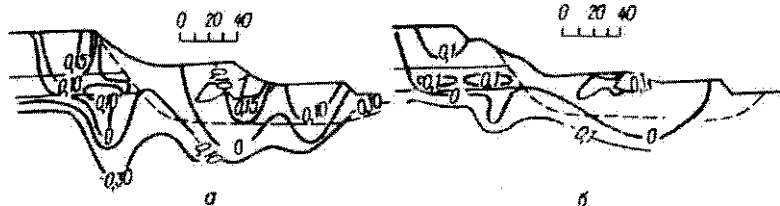
В настоящее время подземные воды понтического горизонта, расход которых составляет до 5 м^3 на 1 м берега в сутки, надежно перехвачен системой подземных дренажных сооружений. С помощью вертикального и горизонтального дренажей осушены оползневые накопления. Однако и в настоящее время, особенно в районе ул. Гефта, продолжают медленные оползневые подвижки на склонах, крутизна которых после осуществления комплекса противооползневых мероприятий не превышает 9° .

В линзах песка, заключенных в мзотических глинах, содержится напорный водоносный горизонт, причем напоры составляют до 15 м. Эти линзы мелкозернистых пылеватых песков и прослои лигнитизированных глин, залегающие на глубинах порядка 9—10 м ниже уровня моря, представляют собой ослабленную зону, к которой приурочена поверхность оползневого смещения, выделенная по данным бурения.

Для выполнения расчета устойчивости склонов и моделирования выполнены инженерно-геологическая схематизация (рис. 46) и оценка грунтовых условий (табл. 32). В инженерно-геологическом разрезе выделено пять пачек пород: лессовидные суглинки и красно-бурые глины, понтические известняки, мзотические глины, мзотические пески и ослабленные прослои грунтов в мзотических глинах, а также оползневые накопления. Обращает на себя внимание тот факт, что слабые прослои в мзотических глинах и оползшие водонасыщенные глинистые грунты обладают наименьшей прочностью: $\varphi = 8^\circ$, $C' = 0,007 \text{ МПа}$. Для сравнения, лессовидные суглинки характеризуются $\varphi = 22^\circ$, $C' = 0,042 \text{ МПа}$, а мзотические глины соответственно 15° и $0,033 \text{ МПа}$. Эти данные принимались при расчетах и моделировании для характеристики зоны оползневого смещения. Результаты расчетов показывают, что оползневый склон в рассматриваемом районе до строительства противоополз-

Т а б л и ц а 32. Физико-механические свойства грунтов по типовому инженерно-геологическому разрезу №9. Оценка грунтовых условий

Грунт	Но- мер слоя	Влаж- ность W, %	Сред- няя плот- ность грунта ρ , г/см ³	Плот- ность сухого грунта ρ_0 , г/см ³	Кэффи- циент пористо- сти ϵ	Сопротивление сдвигу при нормальных нагрузках 0,1; 0,2 и 0,3 МПа				Модуль дефор- мации E_0 , МПа	Кэффи- циент Пуассона μ
						Ненарушенная структура		Повторный сдвиг			
						Угол трения φ , град.	Сцепление C, МПа	Угол трения φ , град.	Сцепление C, МПа		
Лессовидные суглинки (Q_{I-III})	1	0,185	1,89	—	—	22	0,042	—	—	40	0,35
Красно-бурые глины (N_2^p)	1	0,259	1,96	—	0,70	17	0,115	—	—	30	0,40
Известняки (N_2p)	2	0,30	1,60	—	0,78	30	—	—	—	2500	0,30
Глины (N_1m)	3	0,274	1,98	—	0,79	15	0,033	—	—	30	0,42
Пески (N_1m)	4	0,22	2,04	1,72	0,639	13	0,019	7	0,009	10	0,35
Слабые прослой в мезотических глинах (N_1m)	5	0,30	1,90	1,50	0,90	8	0,007	—	—	5	0,35
Оползневые накопления ($dp Q_{IV}$)	6	0,31	2,08	1,42	0,916	—	—	8	0,007	20	0,30



новых мероприятий находился в состоянии, близком к предельному равновесию, а после их выполнения устойчивость его повысилась и сейчас, по данным расчетов методами КЦПС и Соловьева, достаточна для обеспечения длительной устойчивости склона (рис. 47, 48). Результаты моделирования напряженно-деформированного состояния методом тензометрической сетки свидетельствуют о том, что осуществление комплекса противооползневых мероприятий существенным образом уменьшило растягивающие напряжения за бровкой плато в лессовидных суглинках и сжимающие — в районе формирования вала выдавливания. Общая крутизна склона в результате выполнения противооползневых работ снижена до 10° , построены контрбанкеты, дренажные и другие сооружения.

Инженерно-геологический подрайон III-Б-3 (с. Сычавка) расположен к северо-востоку от г. Одессы на границе с Николаевской областью (рис. 49). Подрайон приурочен к низменной прибрежной равнине верхнеплиоценовых нерасчлененных террас (область III-Б). Высота склонов составляет 35 м, в их геологическом строении принимают участие лессовидные суглинки мощностью до 12 м ($vd Q_{1-III}$), верхнеплиоценовые красно-бурые глины (N_2^3), куяльницкие пески ($N_2 kj$) мощностью 5–7 м, понтические известняки ($N_2 p$) мощностью до 5 м, залегающие в нижней части склона, мэотические отложения, представленные глинами с линзами песков вскрытой мощностью до 20 м. Подземные воды встречены в понтических известняках и куяльницких песках, а также в песчаных линзах мэотических отложений и оползневых

Т а б л и ц а 33. Физико-механические свойства грунтов по типовому инженерно-геологическому разрезу №10. Оценка грунтовых условий

Грунт	Но- мер слоя	Влаж- ность $W, \%$	Сред- няя плот- ность грунта $\rho, \text{г/см}^3$	Плот- ность сухого грунта $\rho_0 \text{ г/см}^3$	Кoeffи- циент пористо- сти e	Сопротивление сдвигу при нормальных нагрузках 0,1; 0,2 и 0,3 МПа				Модуль дефор- мации $E_0, \text{МПа}$	Кoeffи- циент Пуассона μ
						Ненарушенная структура		Повторный сдвиг			
						Угол трения $\varphi, \text{град.}$	Сцепление $C, \text{МПа}$	Угол трения $\varphi, \text{град.}$	Сцепление $C, \text{МПа}$		
Лессовидные суглинки (Q_{1-III})	1	0,20	1,99	1,53	0,745	15	0,034	12	0,008	40	0,35
Красно-бурые глины (N_2^1)	1	0,23	2,06	1,58	0,754	15	0,038	11	0,002	30	0,40
Суглинки (N_2^3)	1	0,25	1,97	1,62	0,763	11	0,020	8	0,009	30	0,40
Пески ($N_2 k$)	4	0,22	2,04	1,72	0,639	13	0,019	—	—	10	0,35
Известняки (N_{2p})	2	0,30	1,60	—	0,78	30	—	—	—	2500	0,30
Глины (N_{1m})	3	0,29	2,01	1,66	0,83	15	0,033	—	—	30	0,42
Пески (N_{1m})	4	0,27	2,01	—	0,82	15	0,032	—	—	10	0,35
Оползневые накопления (др Q_{IV})	5	0,31	2,08	1,42	0,916	—	—	8	0,007	20	0,30

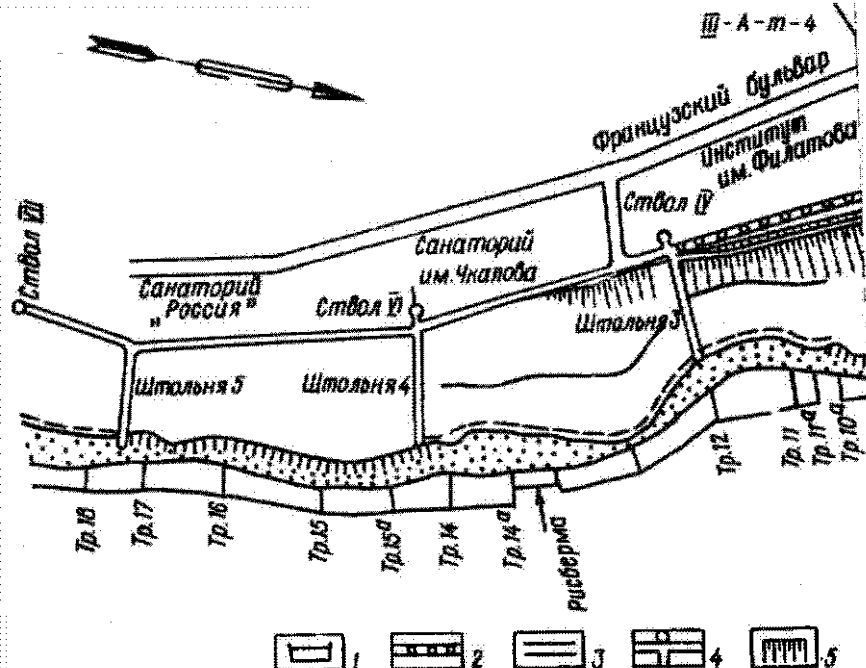
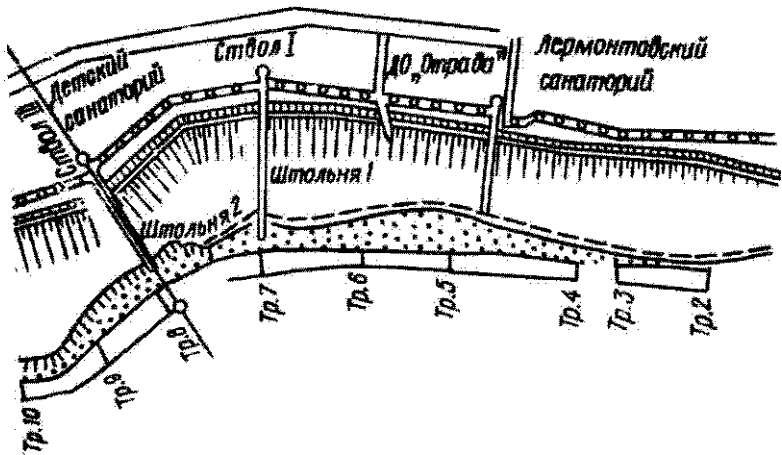


Рис. 48. Схема противооползневых сооружений на

1 - гидротехнические сооружения (траншеи, волноломы); 2 - дренажные скважины; 3 - планировка склона; 4 - береговая линия и над

накоплениях. В геоморфологическом отношении разрез представлен поверхностью плато, изрезанными долинами балок и лиманов. К плато примыкает оползневый склон длиной до 110 м и крутизной $17^{\circ}40'$, состоящий из пяти оползневых ступеней, в пределах которых сохраняется порядок залегания пород, однако они несколько запрокинуты в сторону коренного склона. Поверхность оползневого склона бугристая с большим количеством западин и валов, трещин, стенок отрыва, отделяющих оползневый склон от плато и каждую оползневую ступень друг от друга. Высота берегового обрыва до 6 м. В основании склонов имеется аккумулятивный песчаный пляж небольшой мощности, ширина надводной части которого не превышает 5 м.

На типовом разрезе выделено пять пачек пород (табл. 33): лессовидные суглинки, красно-бурые глины и суглинки; понтические известняки; мзотические глины; мзотические и куяльницкие пески и оползневые накопления (рис. 50). Наибольшими показателями прочности обладают понтические известняки, а из глинистых грунтов - лессовидные суглинки, угол внутреннего трения φ которых в сухом состоянии составляет 15° , а сцепление $C = 0,034$ МПа. Наименьшие показатели



участке первой очереди (Ланжерон - Аркадия);
 жины; 3 - дренажные галереи; 4 - водоотводящие штольни; 5 - участки срезки и
 водный пляж; 7 - береговой обрыв; 8 - подпорная стена

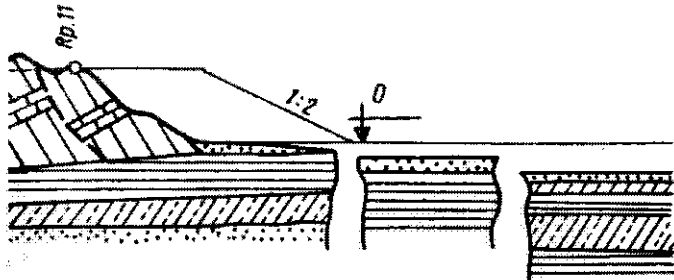
прочности имеют грунты оползневых накоплений в пределах поверхности смещения, где $\varphi = 8-12^\circ$, а $C = 0,007-0,009$ МПа. Расчеты устойчивости склона, выполненные методами КЦПС и Соловьева, показали, что склон и отдельные его фрагменты находятся в предельном состоянии (см. табл. 25). $K_{уст}$ вычислялся при значениях $\varphi = 12-15^\circ$ и $C = 0,007-0,018$ МПа. Устойчивость склона может быть обеспечена противооползневыми мероприятиями, включающими в себя срезку склонов, устройство контрбанкетов, пляжей и пляжеудерживающих сооружений, дренирование подземных и отвод поверхностных вод. Профиль склона проектной конфигурации, показанный на рис. 49, предложен проектным институтом "Укрюжгипрокоммустрой" и имеет устойчивость в пределах 1,42-1,75 (по данным института) и 1,34 (по данным Одесского университета). И в том, и в другом случаях противооползневые мероприятия обеспечивают высокую степень устойчивости оползневых склонов в данном подрайоне.

Инженерно-геологический подрайон III-Б-1-4 (с. Фонтанка) занимает водораздельное пространство Большого Аджалыкского и Малого Аджалыкского лиманов (рис. 51). По геоморфологическому при-



1 - суглинки лессовидные ($vd Q_{1-III}$); 2 - суглинки красно-бурые (N_2^3); 5 - суглинки ($N_1 m$), супеси ($N_1 m$); 6 - глины ($N_1 m$); 7 - оползневые на тояние между скважинами, м; II - расстояние от пункта наблюдения, м; III 1972 г. и июне 1973 г. соответственно:

156



34,20	110					140	I
80	90	100	110	120	130	II	
13,30	12,79	10,63	11,17	3,30	0,38	III	
12,20	11,17	2,63	0,38			IV	
12,30	2,05	3,29	0,34			V	
Береговой уступ	Пляж	Аккумулятивная отмель				VI	

подрайона III-A-43 (с. Сычавка);

3 – пески среднезернистые ($N_2 k_j$); 4 – известняки-ракушечники ($N_2 p$);
копления (др QIV); 8 – границы между оползевыми ступенями; I – рас-
– V – отметки рельефа, м (Балтийская система) в апреле 1971 г., августе
VI – геоморфологическая характеристика

трех-четырех оползневых ступеней, поверхность смещения которых опускается до отметок $-11 \div -12$ м. Ширина нижнего яруса составляет 110–120 м. В рельефе оползневого склона четко выделяются три уступа: первый – в районе бровки оползневого обрыва на плато, второй – на границе первого и второго ярусов оползней (обнажение понтических известняков в стенке обрыва) и третий – береговой уступ, в основании которого часто наблюдается глыбовый навал известнякового состава. В связи с изложенным подрайон относится к типу III-B-44, уникальному типу оползневых склонов двухъярусного строения.

В геологическом строении принимают участие отложения лессовидных пород (vd QI–III) мощностью до 20 м, красно-бурых глин (N_2^3) мощностью до 5 м, куяльницких глин, суглинков и песков ($N_2 k_j$) общей мощностью до 12 м, понтических известняков ($N_2 p$) мощностью

Т а б л и ц а 34. Физико-механические свойства грунтов по типовому инженерно-геологическому разрезу №11. Оценка грунтовых условий

Грунт	Но- мер слоя	Влаж- ность W, %	Сред- няя плот- ность грунта ρ , г/см ³	Плот- ность сухого грунта ρ_s , г/см ³	Кoeffи- циент пористо- сти e	Сопротивление сдвигу при нормальных нагрузках 0,1; 0,2 и 0,3 МПа				Модуль дефор- мации E_0 , МПа	Кoeffи- циент Пуассона μ
						Ненарушенная структура		Повторный сдвиг			
						Угол трения φ , град.	Сцепление C, МПа	Угол трения φ , град.	Сцепление C, МПа		
Супеси (Q _{I-III}) Лессовидные суглинки (Q _{I-III})	1	0,13	1,72	1,53	0,745	21	0,024	14	0,12	—	—
Глины (N ₂)	1	0,20	1,99	1,53	0,745	15	0,034	12	0,008	40	0,35
Глины (N ₂ k)	1	0,23	2,06	1,58	0,754	15	0,038	11	0,002	30	0,40
Известняки (N ₂ p)	1	0,22	2,13	1,59	0,663	14	0,007	9	0,006	30	0,40
Глины (N ₁ m)	2	0,06	1,23	—	1,15	32	1,00	20	0,000	2500	0,30
Оползневые накопления (dp Q _{IV})	3	0,27	2,16	1,49	0,834	15	0,019	9	0,007	25	0,40
	4	0,28	2,00	1,53	0,785	15	0,018	8	0,006	20	0,30



Рис. 52. Типовой инженерно-геологический разрез подрайона ПБ-44 (с. Фонтанка). Пачки пород:

1 – лесовидные суглинки, красно-бурые и серые глины; 2 – понтические известняки; 3 – мзотические глины; 4 – глинистые оползневые накопления. Штриховая кривая – поверхность оползневого смещения

Для выполнения расчетов устойчивости склона и моделирования осуществлены инженерно-геологическая схематизация (рис. 52) и оценка грунтовых условий разреза (табл. 34). Выделено четыре пачки пород, представляющих собой толщу неоген-четвертичных отложений мощностью около 30 м, слой понтических известняков, мзотические глины и глинистые оползневые накопления. Анализ изменения физических характеристик грунтов по вертикали свидетельствует о том, что наиболее заметно эти величины изменяются в районах повышенной обводненности и в местах наибольшего проявления оползневых деформаций (вдоль поверхности смещения). Прочностные характеристики грунтов изменяются в довольно широких пределах, причем наибольшие их значения характерны для слоя известняка ($\varphi = 32^\circ$, $R_{сж} > 1,0$ МПа). Среди глинистых образований наибольшую прочность имеют сухие лесовидные грунты ($\varphi = 21^\circ$, $C = 0,024$ МПа), а наименьшую – обводненные разуплотненные грунты оползневых накоплений ($\varphi = 8^\circ$, $C = 0,006$ МПа). Незначительной прочностью обладают также грунты ослабленного слоя в мзотических глинах, где $\varphi = 9^\circ$, $C = 0,007$ МПа. С учетом указанного выше разброса характеристик физико-механических свойств грунтов выполнены расчеты устойчивости оползневого склона и моделирование напряженно-деформированного состояния.

Данные моделирования методом тензометрической сетки свидетельствуют о том, что в оползневом склоне образовались две зоны растяжения. В первой формируется трещина закола на плато (поверхность смещения 5), во второй (средняя часть консоли известняка в районе скв. 41) – трещина закола в известняке, которая приведет к формированию очередного оползневого блока пород верхнего яруса. В основании оползневого склона на расстоянии 30–40 м от берегового уступа в пределах подводной аккумулятивной отмели, по данным моделирования, сформирована область сжатия, где образовался вал выдавливания. Таким образом, данные моделирования полностью подтверждают приведенную выше гипотезу о механизме образования двухъярусных оползней типа

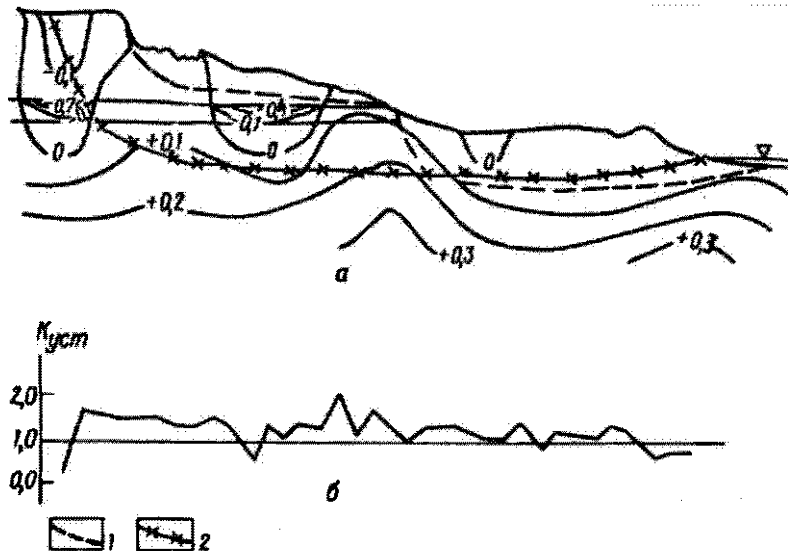


Рис. 53. Изолинии горизонтальных напряжений σ_x , МПа (а) и график устойчивости при $K_{уст} = 1,19$ (б) для склона подрайона III-Б-1-4: 1 — поверхности смещения двухъярусных оползней, 2 — поверхность предполагаемого оползневого смещения

III-Б-1-4. Данные расчетов на ЭВМ методом КЦПС (см. табл. 25) показывают, что лессовидные суглинки верхней части оползневого обрыва находятся в состоянии предельного равновесия ($K_{уст} = 1,09$ при $\varphi = 15^\circ$, $C = 0,034$ МПа). При дальнейшем снижении прочности грунтов из-за их обводненности подвижка блока лессовидных суглинков неизбежна. Расчет устойчивости методом Соловьева дал следующие значения $K_{уст}$: вдоль поверхностей 1–4 — 1,0; вдоль поверхности 5 — 1,38, а по данным моделирования — 1,19 (табл. 35, рис. 53). Результаты расчетов свидетельствуют о том, что верхний и нижний ярусы в районе с. Фонтанка находятся в предельно неустойчивом состоянии, но вероятность возникновения оползня по поверхности 5 незначительна. Следовательно, единая поверхность смещения для всего оползневого склона маловероятна. Оползни здесь будут происходить по схеме двух ярусов. Разрушение верхней части склона скорее всего возможно вследствие нарушения устойчивости блока неоген-четвертичных грунтов в результате их увлажнения и снижения прочности, о чем свидетельствуют расчеты методом КЦПС.

Рекомендованные институтом "Укрюжгипрокоммунстрой" противооползневые мероприятия (срезка и планировка склонов, устройство контрбанкетов и др.) приведут, как показывают данные расчетов моделирования, к увеличению $K_{уст}$ соответственно до 1,80 и 1,38 (табл. 35).

Инженерно-геологический подрайон III-Б-т-2 (с. Санжейка) находится на северо-востоке от Днестровского лимана в районе

Т а б л и ц а 35. Коэффициенты устойчивости склона в районе с. Фонтанка, рассчитанные по методу Соловьева

Номер расчетной поверхности смещения	Куст		Прочностные характеристики
	при естественном состоянии склона	с учетом инженерных мероприятий	
1	1,00	1,50	$\varphi = 8^\circ$, $C = 0,0137$ МПа
2	1,00	1,44	$\varphi = 11^\circ$, $C = 0,0137$ МПа
3	1,00	1,48	$\varphi = 8^\circ$, $C = 0,0144$ МПа
4	1,00	1,55	$\varphi = 8^\circ$, $C = 0,0144$ МПа
5	1,38 (1,19)	1,80 (1,38)	

П р и м е ч а н и е. В скобках указаны значения по результатам моделирования.

Санжейского маяка (рис. 54). По данным инженерно-геологического районирования, этот типовой участок расположен в приконтактной зоне регионов II и III и по особенностям морфоструктуры, геологического строения имеет сходные черты с первыми двумя подрайонами (с. Лебедевка, Будаковский лиман). В тектоническом отношении данная территория относится к северному крылу Причерноморской фанерозойской гетерогенной впадины (регион III), к низменной прибрежной равнине верхнеплиоценовых нерасчлененных террас (область III-Б). Участок включает в себя почти горизонтальную поверхность плато, береговой обрыв крутизной до $75-80^\circ$, прибрежную аккумулятивно-абразионную отмель, причем надводный пляж представляет собой прислоненную к берегу песчаную аккумулятивную форму мощностью до 1,5 м. Прибрежные склоны имеют высоту до 20 м. Верхняя часть разреза с отметки +18 до +2 представлена лессовыми грунтами — суглинками и супесями общей мощностью около 16 м. Лессовидные породы подстилаются древнеаллювиальными суглинками (aQ1) мощностью 5 м, ниже которых залегают крупнозернистые аллювиальные верхнеплиоценовые пески мощностью до 1,5 м. Эти пески подстилаются верхненеогеновыми глинами мощностью до 0,5 м, понтическими известняками мощностью 2 м, ниже которых расположена толща мезотических глин вскрытой мощностью 12 м. Глинистые грунты, залегающие первыми от поверхности (лессовые породы и аллювиальные суглинки), на всю мощность являются сухими. Подземные воды содержатся в крупнозернистых песках и обладают напором около 4 м, причем их установившийся уровень примерно соответствует уровню моря.

Слой понтических известняков расположен на 6 м ниже уровня моря. В соответствии с данными наблюдений за перемещением береговой линии скорость отступления берега на участке с. Санжейка составляет порядка 0,3–0,5 м/год. В связи с этим в возвышающихся над пляжем уступах лессовидных грунтов высотой до

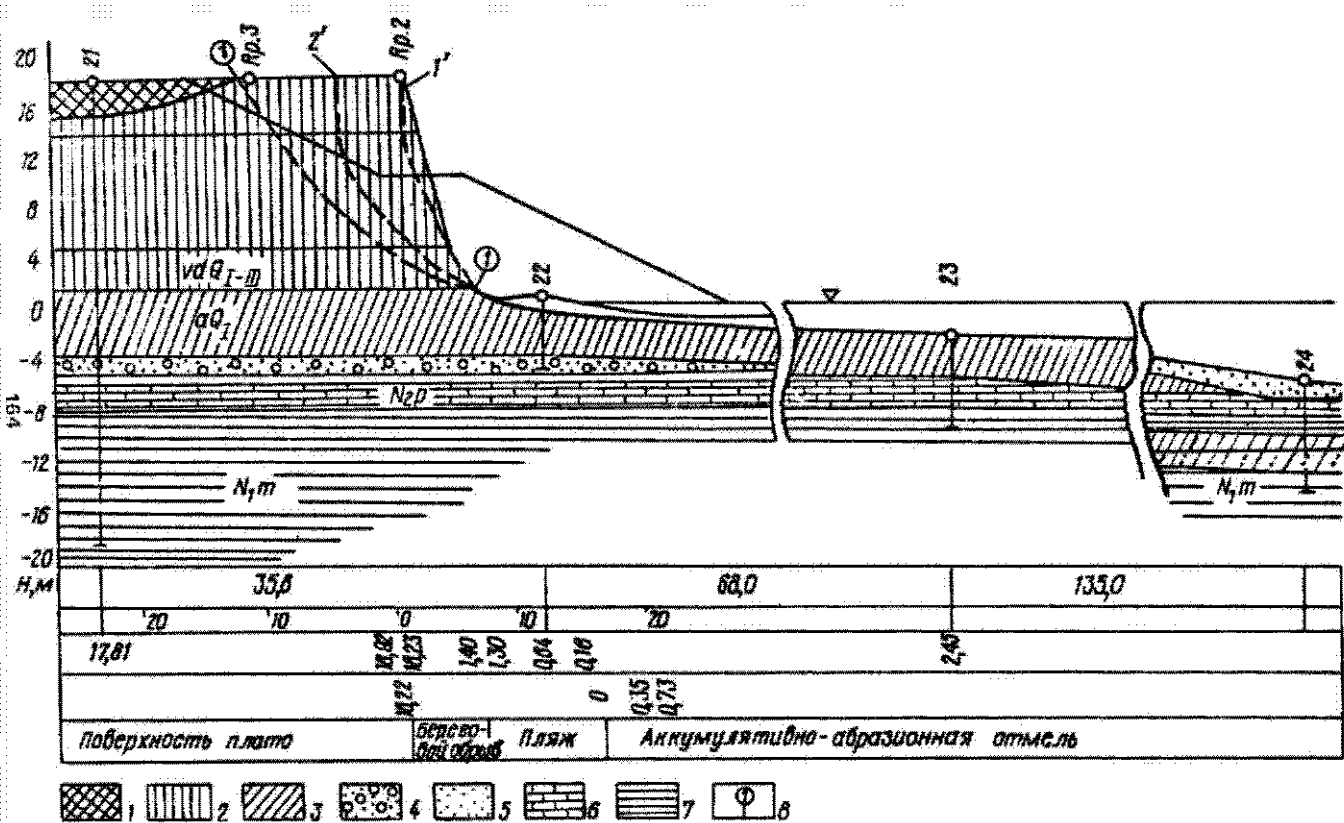


Рис. 54. Инженерно-геологический разрез подрайона III-Б-м-2 (с. Санжейка): 1 — техногенные накопления; 2 — лессовидные суглинки и супеси (вд Q₁-III); 3 — суглинки (в Q₁); 4 — пески мелко- и среднезернистые, гравелистые (в Q₁); 5 — пески среднезернистые (м Q₁IV); 6 — известняки-ракушечники (N₂P); 7 — глины серые (N₁m); 8 — расчетная поверхность смещения; 1' и 2' — контуры равнопрочного откоса соответственно при K_{уст} = 1,0 и K_{уст} = 1,3; I — расстояние между скважинами, м; II — расстояние от пункта наблюдения, м; III, IV — отметки рельефа, м (Балтийская система) в мае 1971 г. и ноябре 1972 г. соответственно; V — геоморфологическая характеристика

18 м постоянно формируются склоновые гравитационные процессы типа оползней-обвалов.

Оценка устойчивости пород для типового разреза №12 выполнена методами КЦПС и Соловьева. По значениям расчетных характеристик физико-механических свойств грунтов, приведенных в табл. 25, в соответствии с данными инженерно-геологической схематизации (рис. 55) в разрезе выделено четыре пачки пород. Характеристика грунтовых условий приведена в табл. 36.

Оползне-обвальные процессы происходят исключительно в толще лессовых грунтов, прочность которых определяется величиной $\varphi = 22^\circ$ и $C = 0,023$ МПа. K_{уст}, рассчитанный методом КЦПС по этим характеристикам (см. табл. 25), равен 0,81. В связи с тем, что склон в районе с. Санжейка находится в предельном состоянии, были выполнены обратные расчеты для корректировки физико-механических свойств грунтов. При K_{уст} = 1,0 получены следующие характеристики прочности грунтов: $\varphi = 24^\circ$, $C = 0,035$ МПа. Вычисления, выполненные методом равнопрочного откоса, дали возможность получить кривые конфигурации склона со значением K_{уст} 1,0 и 1,3 (см. рис. 54, табл. 25). Полученные результаты позволяют оценить исходное состояние устойчивости склона, откорректировать значения физико-механических свойств грунтов методами обратных расчетов; помочь в выборе комплекса противооползневых мероприятий, направленного на повышение устойчивости склона.

Инженерно-геологический подрайон III-Б-м-3 (с. Рыбаковка) расположен к востоку от г. Одесса (рис. 56) на водоразделе Тилигульского и Карабужского лиманов, приурочен к низменным прибрежным равнинам верхнеплиоценовых нерасчлененных террас (область III-Б). В морфологическом отношении участок представляет собой плато высотой до 40 м и примыкающий к нему со стороны моря оползневый склон с неровной бугристой поверхностью, ярко выраженным оползневым обрывом, тремя оползневыми ступенями (рис. 56) и береговым уступом. Высота склона составляет 36 м, ширина 90 м, крутизна 21° .

В геологическом строении принимают участие мезотические глины, понтические известняки, выходящие в основании склона на отметках уреза моря и выполняющие бронирующую роль при размыве волноприбоем, мощностью до 4 м. Выше залегают куяльницкие глины и пески

Грунт	Но- мер слоя	Влаж- ность W, %	Сред- няя плот- ность грунта ρ , г/см ³	Плот- ность сухого грунта ρ_0 , г/см ³	Кэффи- циент пористо- сти ϵ	Сопротивление сдвигу при нормальных нагрузках 0,1; 0,2 и 0,3 МПа					Модуль дефор- мации E_0 , МПа	Кэффи- циент Пуассона μ
						Ненарушенная структура		Повторный сдвиг				
						Угол трения φ , град.	Сцепление С, МПа	Угол трения φ , град.	Сцепление С, МПа			
Лессовидные суглинки (Q ₁ -III) Пески (а Q ₁) Красно-бурые глины (N ₂) Известняки (N ₂ p) Глины (N ₁ m)	1	0,19	1,95	1,68	0,678	32	0,023	8	0,009	40	0,35	
	2	0,22	2,04	1,72	0,639	13	0,019	7	0,009	—	—	
	1	0,25	1,98	1,48	0,764	15	0,022	6	0,007	30	0,40	
	3	0,35	1,23	—	1,15	32	1,00	20	0,000	2500	0,30	
	4	0,28	2,06	1,43	0,951	15	0,033	8	0,007	25	0,40	

общей мощностью 7-8 м, перекрытые красно-бурыми глинами мощностью до 5 м и лессовидными суглинками мощностью до 20 м. В связи с залеганием известняка в основании склона данный подрайон существенным образом отличается от других типовых разрезов. Как отмечалось выше, слой понтического известняка влияет на характер распределения напряжений и устойчивость оползневых склонов. Для моделирования и расчета устойчивости склона выполнены инженерно-геологическая схематизация (рис. 57) и оценка грунтовых условий (табл. 37). Подземные воды присутствуют практически во всех отложениях, за исключением неогеновых глин. Воды безнапорные. Оползневые накопления также обводнены. На разрезе выделены четыре пачки пород, представленные лессовидными супесями и суглинками, красно-бурыми суглинками и понтическими глинами; известняками; мзотическими глинами и оползневыми накоплениями.

Результаты моделирования напряженно-деформированного состояния и устойчивости

Т а б л и ц а 37. Физико-механические свойства грунтов по типовому инженерно-геологическому разрезу №13. Оценка грунтовых условий

Грунт	Но- мер слоя	Влаж- ность $W, \%$	Сред- няя плот- ность грунта $\rho, \text{г/см}^3$	Плот- ность сухого грунта $\rho_0, \text{г/см}^3$	Коеффи- циент пористо- сти e	Сопротивление сдвигу при нормальных нагрузках 0,1; 0,2 и 0,3 МПа				Модуль дефор- мации $E_0, \text{МПа}$	Коеффи- циент Пуассона μ
						Ненарушенная структура		Повторный сдвиг			
						Угол трения $\varphi, \text{град.}$	Сцепление $C, \text{МПа}$	Угол трения $\varphi, \text{град.}$	Сцепление $C, \text{МПа}$		

1001

Лессовидные суглинки (Q_{I-III})	1	0,18	1,99	1,49	0,792	17	0,019	11	0,009	40	0,35
Красно-бурые глины (N_2^3)	1	0,23	2,03	1,61	0,696	20	0,072	11	0,006	30	0,40
Глины ($N_2 k$)	1	0,27	2,00	1,41	0,855	14	0,050	6	0,018	30	0,40
Известняки ($N_2 p$)	2	0,32	1,23	—	1,14	32	1,00	20	0,000	2500	0,30
Глины ($N_1 m$)	3	0,29	1,95	1,65	0,951	20	0,032	11	0,018	25	0,40
Суглинки ($N_1 m$)	3	0,25	1,95	1,60	0,80	14	0,040	9	0,021	25	0,40
Оползневые накопления ($dp Q_{IV}$)	4	0,31	2,08	1,42	0,916	—	—	8	0,007	20	0,30



Рис. 57. Типовой инженерно-геологический разрез подрайона III-B-m-3 (с. Бугово, с. Рыбаковка). Пачки пород:

1 — лессовидные супеси и суглинки, красно-бурые глины; 2 — пески; 3 — известняки; 4 — мезотические глины; 5 — оползневые накопления. Штриховая кривая — поверхность оползневого смещения.

По данным, полученным в результате бурения и моделирования, установлена поверхность оползневого смещения, вдоль которой выполнен расчет $K_{уст}$. График изменения его частных значений показывает, что при общей устойчивости ($K_{уст} = 1,10$) частные значения распределяются неравномерно (рис. 58). Наименьший запас устойчивости имеют участки склонов в районе трещины закола, где, по-видимому, началось формирование поверхности смещения. В то же время подошва оползневого склона обладает высоким запасом прочности, что обеспечивает устойчивость склона в целом. Дальнейшее снижение устойчивости, как следует из анализа результатов моделирования и расчетов, будет идти по пути расширения трещины закола и снижения запаса устойчивости в подошве склона.

Т а б л и ц а 38. Коэффициенты устойчивости склонов в районе с. Рыбаковка, рассчитанные по методу Соловьева

Номер расчетной поверхности смещения	$K_{уст}$		Прочностные характеристики
	при естественном состоянии склона	с учетом инженерных мероприятий	
1	1,00	1,34	$\varphi = 10^\circ, C = 0,014 \text{ МПа}$
2	2,00	2,14	$\varphi = 10^\circ, C = 0,014 \text{ МПа}$
3	1,00	1,42	$\varphi = 10^\circ, C = 0,022 \text{ МПа}$

на в процессе размыва берегового уступа и продолжающегося формирования закола на плато. Расчеты методами Соловьева и КЦПС показывают, что верхняя часть оползневого склона (между бровкой и вероятной трещиной закола) находится в состоянии, близком к предельному ($K_{уст} = 1,00$). $K_{уст}$ вдоль поверхности оползневого смещения близок к 1,0. С учетом проведения комплекса противооползневых мероприятий (срезка, планировка, устройство контрбанкета и др.), как показывают расчеты, можно повысить $K_{уст}$ до 1,42 (табл. 38).

Таким образом, на инженерно-геологические условия участка в районе с. Рыбаковка существенное влияние оказывает слой полнотического известняка, залегающий в нижней части склона и бронирующий склон от размыва волноприбоем. В связи с этим переформирование

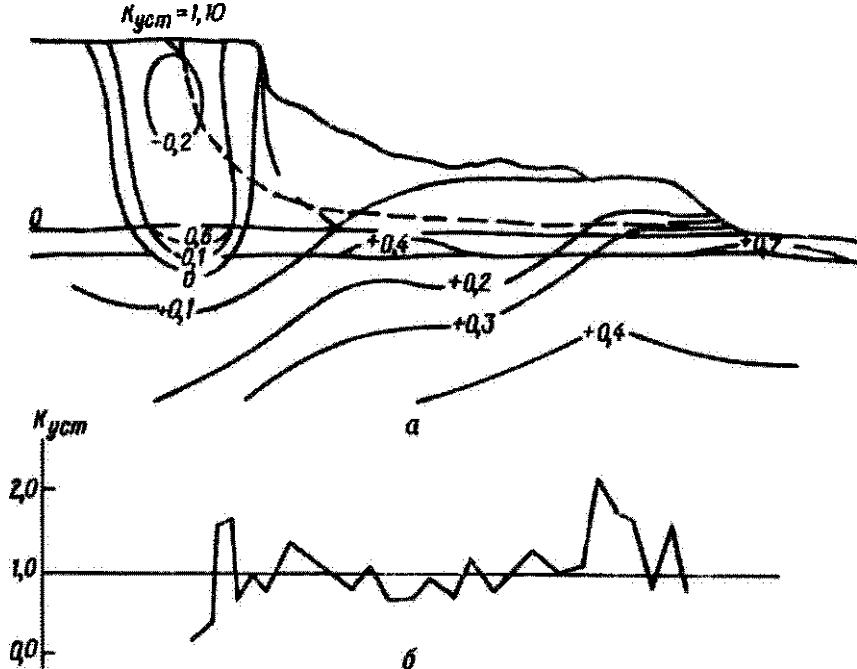


Рис. 58. Изолинии горизонтальных напряжений σ_x , МПа (а) и график устойчивости при $K_{уст} = 1,10$ (б) для склона подрайона III-Б-м-3 (с. Рыбаковка). Штриховая кривая – поверхность вероятного оползневого смещения

склона замедлено, он имеет максимальную крутизну для оползневых склонов всего северо-западного побережья Черного моря. Оползни в этом районе происходят реже, чем на других участках.

Инженерно-геологический подрайон III-Б-м-3 (с. Бугово) расположен к юго-западу от Сухого лимана (рис. 59). По данным районирования территории и типизации склонов он относится к низменным прибрежным равнинам верхнеплиоценовых нерасчлененных террас (область III-Б). Приморские склоны сложены лессовидными суглинками мощностью до 25 м, верхнеплиоценовыми красно-бурыми глинами мощностью до 5 м, средне-верхнеплиоценовыми глинами (N_2^{2-3}) мощностью до 10 м с прослоями и линзами песка, понтическими известняками небольшой мощности (до 5 м), подстилаемыми толщей мезотических глин с линзами песков и суглинков. Понтические известняки залегают ниже уровня моря. Высота склона составляет 35 м над уровнем моря, в связи с чем подрайон относится к типу III-Б-м-3, т.е. аналогичен участку в районе с. Рыбаковка.

Оползневый склон имеет длину около 200 м, его крутизна составляет 10° . Оползневое тело, по данным бурения и геоморфологической съемки, состоит из шести оползневых ступеней, представляющих собой

реликты старых оползней. Порядок залегания пород в оползневых ступенях на склоне почти такой же, как и в плато, но по направлению к морю этот порядок нарушается. Нижний оползневый уступ (прибрежный клиф) выражен нерезко, приурезовая часть склона сглажена и под уровнем моря имеет вид абразионной отмели. Песчаные отложения на пляже и абразионной отмели отсутствуют.

В породах оползневого склона развиты три водоносных горизонта: в лессовидных суглинках на контакте с красно-бурыми глинами, в пнгических известняках и песчаных линзах, заключенных в мзотических глинах. Первый водоносный горизонт имеет безнапорный характер и небольшую мощность. Подземные воды в линзах песка обладают небольшим напором, их пьезометрический уровень устанавливается, как правило, на уровне моря. Несмотря на невысокую обводненность коренных отложений плато, породы оползневых накоплений, как показывают данные бурения, обводнены достаточно интенсивно, более чем на 2/3 своей мощности. И если на плато подземные воды залегают на глубинах до 30 м от поверхности, то в оползневом склоне глубина их залегания составляет около 5 м. В связи с этим, по-видимому, оползневый склон при небольшой высоте имеет достаточно большую длину. Будучи обводненными, грунты оползневых накоплений растекаются и их роль как пригрузки склона снижается.

Для выяснения начальных условий напряженно-деформированного состояния выполнены работы по моделированию этих условий методами тензометрической сетки и ЭГДА, дана оценка устойчивости склонов по результатам моделирования и методу Соловьева (рис. 60). Как показывают результаты моделирования, характер распределения горизонтальных напряжений в породах оползневого склона свидетельствует о формировании трещины закола на плато на расстоянии 40 м от бровки обрыва. В этом же месте на графике устойчивости наблюдается уменьшение $K_{уст}$ (до 1,0 и меньше). Снижение устойчивости характерно также для нижней части склона в пределах поверхности 3, где общий $K_{уст}$ не превышает 1,0. Все это свидетельствует о продолжающемся формировании оползневой подвижки в районе с. Бугово в пределах типового разреза №13. Приведенные данные моделирования подтверждаются данными расчетов по методам Соловьева и КЦПС. $K_{уст}$ склона в естественном состоянии редко превышает значение 1,0, особенно для пород нижней части оползневого склона. Для поверхностей смещения №4, 5 и 6 данные моделирования и расчетов методом Соловьева несколько расходятся: $K_{уст}$ равен соответственно 1,3 и не более 1,02 (табл.39). По-видимому, в данном случае точные результаты получены по результатам моделирования.

Таким образом, различие между однотипными районами (с. Рыбковка и с. Бугово) состоит в том, что на рассматриваемом участке известняк залегает ниже уровня моря и не оказывает бронирующего действия при размыве берегового уступа. В связи с этим общая крутизна оползневого уступа здесь вдвое меньше.

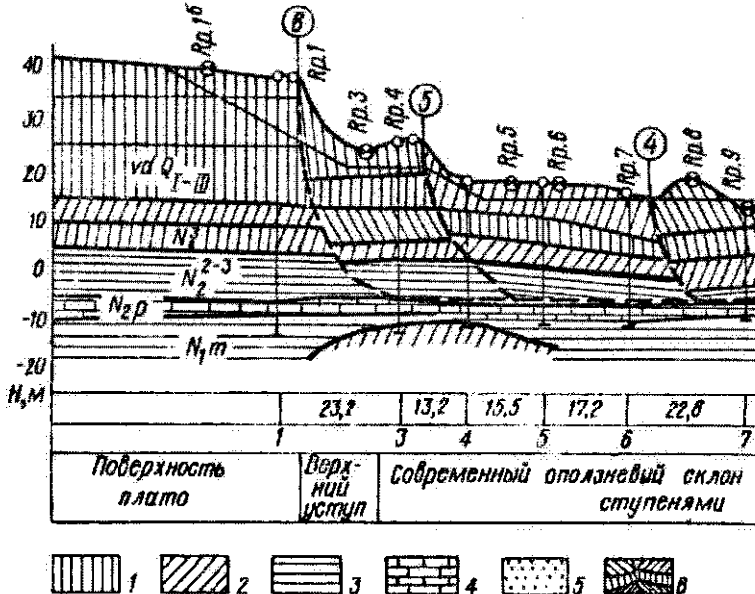


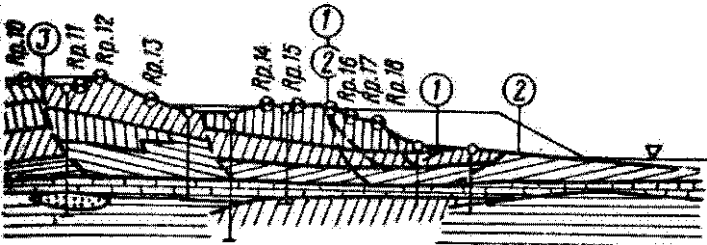
Рис. 59. Инженерно-геологический разрез

1 – суглинки лессовидные ($vd Q_{I-III}$); 2 – глины, суглинки красно-бурые (N_2^1); песка ($N_1 m$); 6 – оползневые накопления ($dp Q_{IV}$); 7 – расчетная поверхность м.м.; II – номер скважины;

Инженерно-геологический подрайон III-B-м-4 (северо-восток Григорьевского лимана) находится на побережье Черного моря к северо-востоку от Малого Аджалыкского лимана (рис. 61). Высота склона составляет 42,5 м. Участок приурочен к низменным прибрежным равнинам верхнеплиоценовых нерасчлененных террас (область III-B). Оползневые приморские склоны сложены лессовидными суглинками ($vd Q_{I-III}$) мощностью до 20 м, красно-бурыми глинами (N_2^1) мощностью до 1 м, понтическими глинами и известняками общей мощностью до 10 м, мзотическими песками, супесями и глинами вскрытой мощностью более 20 м. Оползневые накопления представлены четырьмя оползневыми ступенями, порядок залегания пород в которых практически не нарушен, слои несколько запрокинуты в сторону коренного плато. Положение оползневых ступеней по состоянию на май 1973 г. показано на разрезе (рис. 61).

Подземные воды при бурении встречены в лессовидных суглинках, понтических известняках, мзотических песках, в толще оползневых накоплений. Однако следует отметить, что обводненность оползневых накоплений и пород прилегающей части плато невысокая.

В морфологическом отношении подрайон представляет собой поверхность плато, четко отделенную бровкой оползневого обрыва от оползневого склона, имеющего ширину до 110 м. Крутизна склона



13,0	24,0	8,3	11,5	37,3	12,0		I
8	9	9 ^a	10	11 ^a	11		II
с шестью оползневыми				Нижний уступ и зона выщипывания оползней		Подводная абразионная отмель	III

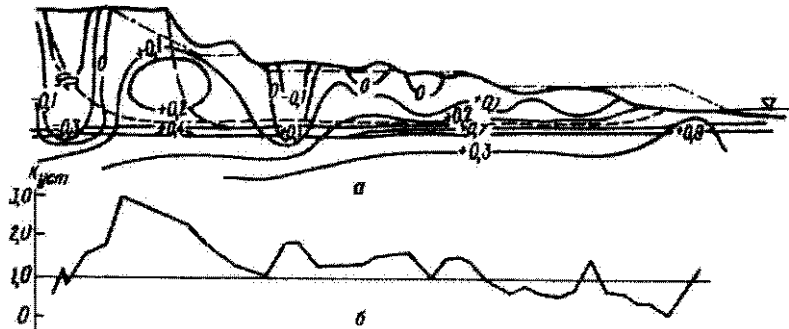


подрайона П-Б-м-3 (с. Бугово):

3 – глины серые (N_2^{2-3}), мзотические (N_{1m}); 4 – известняки (N_{2p}); 5 – пины смещения; 8 – границы оползневых ступеней; 1 – расстояние между скважинами. III – геоморфологическая характеристика

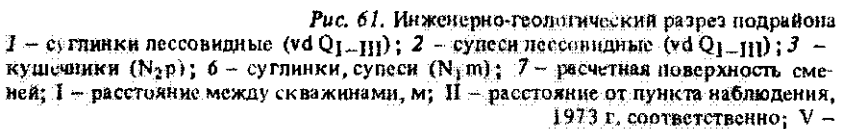
составляет порядка 20° , причем указанный участок по крутизне оползневового склона несколько уступает участку в районе с. Рыбаковка. Это связано, как было отмечено выше, с небольшой обводненностью пород подземными водами. В нижней части склона хорошо выражены береговой уступ (клиф) и абразионная отмель.

В процессе инженерно-геологической типизации выделены четыре пачки пород: супеси, лессовидные суглинки, красно-бурые суглинки и понтические глины; известняки; мзотические глины и оползневые накопления (рис. 62). Наибольшими прочностными характеристиками обладают понтические известняки, у которых сопротивление раздавливанию составляет не менее 1,0 МПа, а также лессовидные суглинки, находящиеся в воздушно-сухом состоянии ($\varphi = 22^\circ$, $C = 0,023$ МПа) (табл. 40). Наименьшую прочность имеют обводненные глинистые оползневые накопления ($\varphi = 8^\circ$, $C = 0,007$ МПа). В соответствии с полученными характеристиками грунтов выполнены расчеты устойчивости методом КЦПС и Соловьева. В результате первым методом при $\varphi = 15^\circ$ и $C = 0,018$ МПа получен низкий $K_{уст}$, равный 0,79. В связи с этим произведены обратные расчеты, которые позволили откорректировать эти значения и получить для $K_{уст} = 1,0$ $\varphi = 18^\circ$ и $C = 0,025$ МПа. Кроме того, выполнены расчеты для нескольких вариантов прочностных характеристик грунтов методом Соловьева для по-

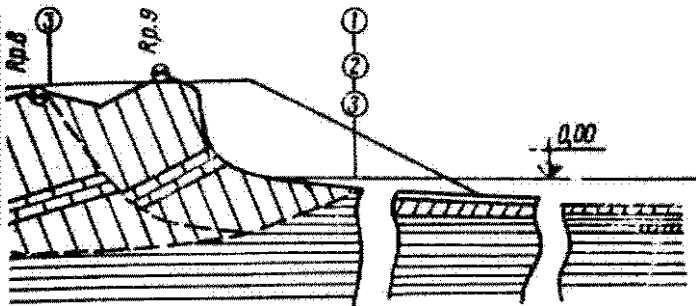


Т а б л и ц а 40. Физико-механические свойства грунтов по типовому инженерно-геологическому разрезу №14. Оценка грунтовых условий

Грунт	Но- мер слоя	Влаж- ность W, %	Сред- няя плот- ность грунта ρ , г/см ³	Плот- ность сухого грунта ρ_s , г/см ³	Кэффи- циент пористо- сти ϵ	Сопротивление сдвигу при нормальных нагрузках 0,1; 0,2 и 0,3 МПа				Модуль дефор- мации E_0 , МПа	Кэффи- циент Пуассона μ
						Ненарушенная структура		Повторный сдвиг			
						Угол трения φ , град.	Сцепление C , МПа	Угол трения φ , град.	Сцепление C , МПа		
Супеси (Q_{I-III})	1	0,11	1,66	1,51	0,791	20	0,028	13	—	—	—
Лессовидные суглинки (Q_{I-III})	1	0,19	1,95	1,68	0,678	22	0,023	8	0,007	40	0,35
Красно-бурые суглинки (N_2^3)	1	0,25	1,97	1,62	0,763	11	0,020	8	0,009	30	0,40
Глины (N_{2p})	1	0,30	2,02	1,43	0,91	16	0,026	7	0,009	25	0,40
Известняки (N_{2p})	2	0,06	1,23	—	1,15	32	1,00	20	0,000	2500	0,30
Глины (N_{1m})	3	0,28	2,06	1,43	0,951	15	0,033	8	0,007	25	0,40
Оползневые накопления (др Q_{IV})	4	0,31	2,08	1,42	0,916	15	0,018	8	0,007	20	0,30



обвальных склонов показал, что под влиянием природных факторов (морская абразия, деятельность подземных вод на участках, где они ранее отсутствовали, подрезка и пригрузка склонов, отбор большого количества песка в прибрежной зоне и др.) многие из них находятся в состоянии предельного равновесия [92]. На всем участке северо-западного побережья Черного моря от устья р. Дунай до устья р. Днепр можно выделить два региона (регионы II и III), в которых прибрежные склоны существенно отличаются друг от друга по характеру гравитационных процессов. Во II регионе в результате деятельности волноприбой разрушаются субвертикальные откосы, сложенные преимущественно лессовидными суглинками. Механизм разрушения — обвалы (с. Лебедевка) и оползни-обвалы (Будакский маяк). К этому же



										I	
										110	170
										II	
80	90	100	110	120	130					III	
13,09	13,00	11,20	26,3	15,37	15,00	13,40	1,17	0,74	0,49	2,60	4,80
13,02	13,93	13,90	12,07	13,32	14,32	14,27	15,45	0,85	-0,25		
										IV	
■ ступ.	березовой обрыв (илиф)		Абразионная отмель								V



III-B-m-4 (северо-восток Григорьевского лимана):

суглинки красно-бурые (N_{12}^1); 4 — глины серые (N_{1p} , N_{1m}); 5 — известняки-растения; 8 — оползневые накопления (др. QIV); 9 — границы оползневых ступеней; III, IV — отметки рельефа, м (Балтийская система) в октябре 1971 г. и мае 1972 г. Геоморфологическая характеристика

типу оползневых склонов относится и район с. Санжейки, расположенный в регионе III, на границе с регионом II (левый берег Днестровского лимана). В регионе III в основном развиты блоковые оползни, причем их размеры, глубина захвата мезотических глин, количество ярусов и околосклоновых ступеней зависят от целого ряда геологических причин. Наиболее крупные оползни блокового типа развиты в г. Одесса в связи с тем, что прибрежные склоны здесь имеют наибольшие отметки поверхности (до 55 м над уровнем моря) и максимальную обводненность подземными водами. По этой причине ширина оползневых склонов здесь составляет, как правило, более 200 м, а крутизна естественных склонов зависит от высотного положения в склоне слоя известняка и обводненности пачано-глинистых грунтов. Во всяком случае, природная крутизна откосов здесь не превышает $16^\circ - 17^\circ$ (13-я

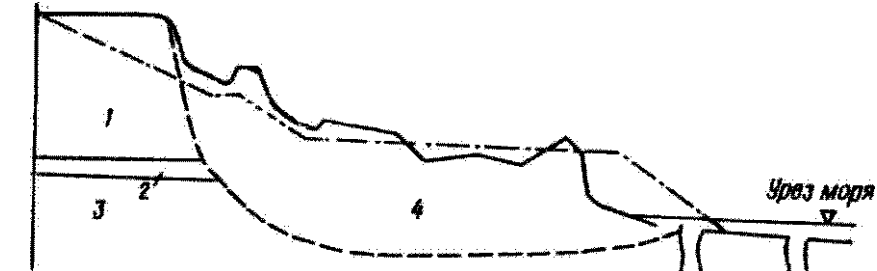


Рис. 62. Типовой инженерно-геологический разрез подрайона III-B-m-4 (северо-восток Григорьевского лимана). Пачки пород: 1 — супеси, лессовидные суглинки, красно-бурые и понтические глины; 2 — известняки; 3 — маотические глины, суглинки; 4 — оползневые накопления. Штрих-пунктирная и штриховая кривые — соответственно проектная форма склона и поверхность оползневого смещения

станция Большого Фонтана, пансионат "Зеленая горка"), часто составляет $10^\circ - 12^\circ$ (Ланжерон, Отрада). В других случаях в связи с изменением высотного положения понтического известняка можно выделить некоторые разновидности оползневых склонов. При залегании известняка в верхней части разреза (с. Григорьевка и Приморский бульвар) формируются оползневые склоны небольшой высоты и ширины, устойчивость которых зависит от прочностных характеристик глинистых грунтов, подстилающих известняки. При залегании известняков в

Т а б л и ц а 41. Коэффициенты устойчивости склона в районе северо-востока Григорьевского лимана (метод Соловьева)

Номер расчетной поверхности смещения	$K_{уст}$		Прочностные характеристики
	при естественном состоянии склона	с учетом инженерных мероприятий	
1	1,00	1,45	$\varphi = 5^\circ, C = 0,025 \text{ МПа}$
2	1,08	1,54	$\varphi = 5^\circ, C = 0,0137 \text{ МПа}$
3	1,00	1,63	$\varphi = 16^\circ, C = 0,0137 \text{ МПа}$

средней части склона тип оползневых подвижек зависит от прочности известняка и его мощности. Если мощность известняка невелика (с. Сычавка), то оползни мало отличаются от обычного типа блоковых оползней, может только несколько увеличиваться количество оползневых ступеней. Подобная же картина (одноярусные блоковые оползни) наблюдается и тогда, когда известняк хотя и имеет значительную мощность, обладает невысокими показателями прочности (13-я станция

Большого Фонтана). Однако в этом случае формируются склоны повышенной крутизны (до 17°). Если известняк расположен в средней части склона, имеет значительную мощность и прочность, то возникают двухъярусные оползни, механизм которых описан выше (с. Фонтанка). При залегании известняка в нижней части склона на отметках уровня моря (с. Рыбаковка) происходит формирование крутых оползневых склонов в связи с тем, что процессы абразии оказываются замедленными. Крутизна оползневых склонов здесь максимальная и составляет $21-22^\circ$.

Следует отметить некоторые общие закономерности формирования напряженно-деформированного состояния и устойчивости оползневых склонов на опорных поперечниках, выявленные в результате стационарных наблюдений, построения графиков изменений частных значений $K_{уст}$ вдоль фиксированной поверхности смещения, расчета $K_{уст}$ методами КЦПС и Соловьева.

График изменения частных значений $K_{уст}$ (см. рис. 58) показывает, что при общей устойчивости при $K_{уст} = 1,10$ частные значения распределяются неравномерно. Наименьшим запасом устойчивости характеризуются участки склона в районе смещения. Условия, близкие к состоянию предельного равновесия, отмечены также в средней части потенциальной зоны смещения. В то же время подошва оползневого склона обладает высоким запасом прочности, что обеспечивает устойчивость склона в целом. Дальнейшее снижение устойчивости, как следует из анализа данных рис. 58, будет идти по пути расширения трещины закола и снижения запаса устойчивости в подошве склона в процессе размыва берегового уступа и продолжающегося формирования трещины закола на плато. Расчеты методами Соловьева и КЦПС, выполненные по приведенным выше программам на ЭВМ, показывают, что верхняя часть оползневых склонов (между бровкой и вероятной трещиной закола) находится в состоянии, близком к предельному (подрайон III-B-m-3 — $K_{уст} = 1,01$; подрайон III-A-k-2 — $K_{уст} = 1,1$). Проведение противооползневых мероприятий, как показывают расчеты, может повысить $K_{уст}$ до 1,42.

Комплексный анализ полей напряжений, прочности и устойчивости позволяет, кроме того, наметить дополнительные инженерно-геологические исследования, необходимые для окончательного заключения об устойчивости оползневых склонов. Обнаружение зон вероятного разрушения и пластических деформаций (области в массиве пород, где $K_{уст} = 1$) помогает правильно и целенаправленно организовать горные, буровые работы, отбор и испытание образцов, а также наметить мероприятия, направленные на повышение устойчивости склона.

5. ОЦЕНКА ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРОТИВООПОЛЗНЕВЫХ МЕРОПРИЯТИЙ

5.1. ПРОТИВООПОЛЗНЕВЫЕ МЕРОПРИЯТИЯ И КОНСТРУКТИВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ СООРУЖЕНИЙ

В истории изучения одесских оползней, разработке предположений по их закреплению и осуществлению противооползневых мероприятий можно выделить четыре этапа [20, 31].

Первый этап — 1794—1920 гг. — накопление данных о природных условиях северо-западного побережья Черного моря, выяснение причин нарушения устойчивости склонов, разработка многочисленных гипотез о механизме оползней, первые попытки составления рекомендаций по борьбе с ними. Несмотря на повсеместное развитие оползневых явлений на побережье г. Одесса, фактически в дореволюционный период серьезная, планомерная борьба с оползнями не велась. Можно только отметить, что в 1882—1884 гг. были проведены некоторые укрепительные работы: пройдена галерея через мыс Большой Фонтан для перехвата понтического водоносного горизонта, с юго-западной стороны этого мыса для предохранения этого берега от размыва построена оградительная стенка в виде забитых свай. Однако эти работы не дали никакого эффекта и в том же 1884 г. берегоукрепительные сооружения были разрушены. В 1889 г. по предложению проф. И. Мушкетова и А. Иностранцева на Ланжероне была пройдена перпендикулярно берегу дренажная галерея длиной 98 м, причем она имела небольшое разветвление к северу протяженностью 32 м. Галерея просуществовала 11 лет, но в 1910 г. на этом участке произошел крупный оползень, частично ее уничтоживший.

Второй этап — 1920—1936 гг. — комплексное изучение оползней и мер борьбы с ними. В этот период предпринимаются попытки комплексного решения вопросов борьбы с оползнями. Систематическое разрушение ул. Геффа вызвало необходимость сооружения Лермонтовской дренажной галереи. Строительство велось с 1924 по 1928 г. Галерея протяженностью 1026 м пройдена параллельно берегу, ее лоток заложен в мзотических глинах, благодаря чему в нее практически полностью разгружается понтический водоносный горизонт на этом участке [20]. В 1911—1913 гг. для предохранения берега от разрушения построена Ланжероновская набережная.

Из небольшого опыта противопопзневового строительства на побережье г. Одесса в этот период можно сделать вывод, что хотя отдельные противопопзневые сооружения выполнили свою задачу, тем не менее общий эффект достигнут не был. Разрозненное влияние отдельных сооружений не прекратило оползневые процессы. Таким образом, стало ясно, что только комплексность проведения мероприятий и строгая система противопопзневого строительства приведут к прекращению оползнепроявления на отдельных склонах.

Третий этап — 1936-1959 гг. — разработка проектов и схем по борьбе с оползнями на основе всестороннего учета роли природных факторов, комплексный подход к выбору противопопзневых сооружений, стремление к комплексной оценке роли природных факторов и устойчивости склонов. В результате осуществления обширных изысканий и исследований в 1939 г. под руководством А.М. Дранникова был составлен и утвержден первый проект противопопзневых мероприятий на Одесском побережье [20]. Проект комплексно и достаточно полно учитывал природную обстановку, а также роль оползнеобразующих факторов и сводился к выполнению следующих мероприятий: прекращение размыва берегового уступа путем устройства искусственных пляжей с комплексом пляжеудерживающих гидротехнических сооружений; перехват четвертичного и плейстоценового водонесных горизонтов, осушение оползневых склонов; срезка и одерновка склонов и организованный отвод поверхностных вод. Великая Отечественная война не позволила осуществить этот проект.

Четвертый этап — с 1958 г. по настоящее время — выполнение комплекса противопопзневых мероприятий, изучение их эффективности на основе последних достижений науки и техники.

В 1958 г. с учетом предыдущих работ Ялтинским отделением института "Гипроград" был разработан второй проект противопопзневых мероприятий на участке Одесского побережья Ланжерон — Аркадия протяженностью 5,7 км [69]. В основу этого проекта были положены материалы детальных инженерно-геологических изысканий, которые позволили определить комплекс и объемы необходимых противопопзневых мероприятий. Второй проект в основном содержит технические решения первого, но на новой качественной основе.

Закрепление побережья по второму проекту началось в 1959 г. со строительства бунт длиной 40-50 м с завозом в межбунное пространство песка. Однако бунты такой длины оказались не в состоянии удерживать стабильный песчаный пляж. В 1961 г. был разработан проект, основанный на способе удержания песка на пляже с помощью системы траверсов и волноломов. Сначала строились надводные волноломы (в районе Ланжерона), а затем подводные, кавказского типа. Однако строительство сооружений шло медленными темпами, и к 1964 г. они имели длину около 0,5 км.

Одновременно с осуществлением противополезневых мероприятий велись натурные наблюдения за их эффективностью. Это давало возможность достаточно оперативно корректировать проектные решения с целью увеличения их влияния на повышение устойчивости склонов и снижения при этом материальных затрат. Таким образом, в 1964 г. проект прогнвооползневых мероприятий первой очереди был откорректирован и началось активное строительство, которое завершилось в 1968 г.

Комплекс противополезневых мероприятий, предусмотренных проектом 1964 г., учитывал необходимость приведения напряженного состояния оползневых склонов в соответствие с прочностью слагающих их пород, устранение вредного влияния оползнеобразующих факторов и включал в себя следующее: 1) ликвидацию морской абразии путем создания искусственных пляжей, удерживаемых системой подводных волноломов и траверсов; 2) перехват и организованный отвод подземных вод четвертичного и понтического водоносных горизонтов для предотвращения постоянного увлажнения пород оползневых склонов; 3) организованный отвод поверхностных вод путем строительства нагорных канав, лотков, перепадов и быстроток; 4) срезка и террасирование склонов, их закрепление (одерновка, посев травы, посадка кустарников и деревьев).

В условиях абразионного побережья от ширины пляжа зависит интенсивность разрушения берега волноприбоем. Пляж предохраняет побережье и прибрежную отмель до глубин 3,5–4,0 м (на расстоянии 100–120 м от уреза) от размыва волнами. Для удержания пляжа и предохранения от размыва контрбанкета в море на расстоянии 100–120 м от уреза были построены подводные волноломы, гребень которых заглублен ниже среднего уровня моря на 0,6 м. Таким образом, волноломы построены за пределами зоны возможного формирования вала выдавливания. Конструкция волноломов обеспечивает некоторое гашение энергии волны (от 10 до 35 % в зависимости от ее высоты), остальную ее часть гасят отмель и пляж. Основное назначение волнолома — удерживание песка искусственного пляжа от выноса на большие глубины.

Результирующая основного вдольберегового потока наносов на участке первой очереди противополезневых мероприятий направлена с юга на север. Внутри акватории песок переносится через волноломы в обе стороны и одновременно через траверсы в северном направлении, происходит попеременное движение наносов с юга на север и наоборот в зависимости от направления штормового волнения. Таким образом, на данном участке существуют две взаимосвязанные системы движения песчаных наносов — система основного вдольберегового потока наносов и локальная система перемещения наносов внутри замкнутых акваторий.

Со строительством второй очереди на участке Аркадия — мыс Большой Фонтан происходит перенос наносов с этого участка в бли-

жайшие бассейны первой очереди. Так, после рефулирования пляжей в Аркадийской бухте в большинстве акваторий первой очереди пляжи пополнились песком общим объемом свыше 30 тыс. м³ [95].

Для обеспечения стабильного положения пляжа акватории между волноломом и берегом через 200—250 м перегородены перпендикулярными к берегу надводными сооружениями — траверсами. Эти сооружения не дают возможности песку перемещаться вдоль берега под действием косо подходящей волны. В акватории с волноломами и траверсами рефулировался песок из расчета 120—140 м³ на 1 м побережья, который образовал надводный пляж шириной до 40 м и высотой до 2 м над уровнем моря. В общей сложности за все время строительства на пляжи в пределах первой очереди противооползневых мероприятий было зарефулировано 530 тыс. м³ песка. Таким образом, пляж выполняет вторую важную функцию — служит пригрузкой в районе возможного образования вала выдавливания. Прибрежная отмель между урезом моря и волноломом покрыта слоем песка мощностью 0,5—1,5 м. Общая площадь созданных на участке искусственных пляжей составила 20 га. Потери песка в процессе размыва пляжей составили за десятилетний период наблюдений 10—15% в замкнутых бассейнах и 10—25% — в полузамкнутых.

На участках приглубых берегов, где волноломы не могут быть вынесены в море на расстояние, для создания искусственных пляжей необходимого объема построены волноотбойные стены распластанного профиля — рисбермы. Это разновидность контрфорсного укрепления побережья в условиях активного воздействия волноприбоя. Пригрузка, создаваемая этими сооружениями, составляет 150—200 т на 1 м побережья. Такие сооружения построены на участке открытого побережья в районе Ланжерона, санатория им. Чкалова и Аркадии общей протяженностью 556 м и в акватории Яхтклуба протяженностью 500 м, под прикрытием волнолома. Ширина склона за счет создания искусственного пляжа увеличилась на 30—40 м, что составило 10—30 % от первоначальной и привело к уменьшению крутизны склона на 1,5—2°. В результате выполненных морских гидротехнических противооползневых мероприятий ликвидирован размыв берегового уступа и подводной отмели в зоне формирования вала выдавливания.

На отдельных участках побережья общей протяженностью 1360 м, на которых оползневые подвижки в момент строительства были наиболее интенсивными, построены подпорные стены на искусственном пляже с созданием застенного грунтового контрбанкета объемом от 60 до 100 м³ на 1 м протяженности этих сооружений.

Уровень четвертичного водоносного горизонта понижался на участке Ланжерон — санаторий им. Чкалова с помощью 195 дренажных скважин. Скважины расположены на расстоянии 15—25 м друг от друга и имеют диаметр (в обводненной толще лессовидных грунтов) 630 мм. Скважины оборудованы фильтрами на всю мощность водоносного го-

горизонта и вода из них сбрасывается в дренажную галерею, либо в толщу понтических известняков в местах отсутствия галерей.

Фильтровая колонна диаметром 76 мм оборудована щелевыми отверстиями со скважностью 10 %. При установке фильтра делали трехслойную обсыпку: внутренний и средний слои — гравий фракции соответственно 8–12 и 1,5–3,5 мм; наружный слой — песок фракции 0,3–0,5 мм. При оборудовании скважин в водоупоре выполняли надежную гидролизацию для предотвращения возможности прорыва обсыпки фильтра и разжиженных лессовидных грунтов в галерею. За работой дренажных скважин осуществляется эксплуатационный уход и надзор, т.к. без этого с течением времени они кольматируются и разрушаются, теряют свое назначение и начинают аккумулировать значительные объемы воды, которая в дальнейшем подает на оползневый склон.

Для дренирования вод понтического водоносного горизонта на участке, параллельно бровке обрыва, пройдена подземная галерея общей длиной 3971 м. Галерея пройдена на контакте маотических глин и понтических известняков на расстоянии 100–120 м от бровки склона в глубь плато по следующим причинам: для избежания фильтрации воды под галереей и попадания ее в оползневый склон; для осушения массива известняков и глин на расстоянии до 100 м в глубь склона и предотвращения снижения их прочности в результате увлажнения; для предотвращения деформаций и разрушения галереи в результате возможных оползневых подвижек.

Галерея имеет круглое сечение диаметром 2,2 м, крепится и зависит от прочности известняков в кровле, либо полностью — четырьмя железобетонными тубингами, либо двумя тубингами в нижней части. Для надежной гидроизоляции нижние тубинги, образующие водосбросный лоток, погружены в глину на 0,5–0,6 м. Выше отметки кровли глин в тубингах, обращенных в сторону потока подземных вод, имеются специальные дренажные прорези, через которые вода поступает в галерею.

Крепление галереи осуществлялось в процессе проходки. В результате пучения грунтов в выработке глина плотно обжимает тубинги и создаются условия полной гидроизоляции. Кроме этого, сторона галереи, обращенная к морю, тампонировалась цементным раствором для избежания перетекания воды в оползневый склон.

Водосбросные штольни пройдены на побережье примерно через 1 км в местах понижения кровли водоупора. Общее погружение кровли водоупора, при незначительных локальных отклонениях, наблюдается от Ланжерона к штольне 4, после чего начинается ее подъем в сторону Аркадии. Максимальная отметка кровли водоупора отмечена в районе Лермонтовской штольни (+9,4 м), а минимальная — в районе штольни 4 (+3,6 м). Перепад высот кровли маотических глин на расстоянии 3,25 км составляет 5,8 м, а общий уклон — 0,0018. После проходки штолен произошло частичное осушение смещенных

блоков известняков в оползневом склоне. Поступающая в галерею вода может сбрасываться в море сразу всеми штольнями, а в случае деформации или разрушения одной из них сброс осуществляется через соседнюю, расположенную ниже по потоку.

Для уменьшения касательных напряжений до значений, меньших сопротивления сдвигу мезотических глин, необходимо было снизить вертикальную нагрузку под подошвой склона на 0,25–0,30 МПа. Уменьшение последней на такую величину достигается срезкой уступа высотой 15 м, что в плане составляет до 40–50 м в глубь плато от бровки обрыва. Срезка и планировка оползневых склонов проведена на участке Ланжерон – санаторий им. Чкалова протяженностью 3,5 км. Однако на отдельных участках (в первую очередь районы ул. Гефия, киностудии, стадиона "Динамо" и санатория им. Чкалова) из-за плотной застройки побережья многоэтажными зданиями срезка была выполнена в неполном проектом объеме. Ширина срезки на этих участках была ограничена 20-метровой полосой. Одновременно со срезкой были террасированы склоны, засыпаны и снивелированы мелкие овраги, впадины, промоины. После срезки ширина оползневых склонов увеличилась на 20–40 м, что составило 10–25 % первоначальной ширины и привело к уменьшению крутизны склона на 1,5–2,0°.

Для закрепления склонов и предотвращения эрозии осуществлено строительство нагорных лотков, перепадов, быстотоков, водобойных колодцев общей протяженностью 7,2 км. На отдельных участках склона отсыпан слой чернозема, который удерживался с помощью фашин. Одерновкой, посевом травы и лесонасаждениями были закреплены склоны на площади 26 га, в результате чего появился хороший лесонарк на побережье. Выполнение комплекса противооползневых и берегозащитных мероприятий позволило стабилизировать прибрежные склоны и превратить их в зону, пригодную для активного хозяйственного освоения и отдыха трудящихся.

5.2. МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ОЦЕНКИ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРОТИВООПОЛЗНЕВЫХ МЕРОПРИЯТИЙ

Дренажные сооружения. Оценка эффективности работы дренажных сооружений дана на основании анализа результатов многолетних режимных наблюдений и лабораторного моделирования для участков первой очереди противооползневых мероприятий г. Одесса. В связи с тем, что дренирование подземных вод выполнено параллельно с другими видами противооползневых мероприятий, и воздействие подземных вод – это не единственный оползнеобразующий фактор, оценивалась только техническая эффективность построенных дренажных сооружений.

Уровень четвертичного водоносного горизонта на участке понижался 195 фильтроскважинами, из которых 144 входят в дренажную

галерею. Общая протяженность дренажной завесы составляет 3,5 км, а расстояние между фильтроскважинами — 15—25 м. Эффективность дренажа данного горизонта и осушения надизвестняковой толщи пород оценивали с помощью различных методик, сходимость результатов по которым была достаточно высокой [33, 36]. Среднее значение эффективности дренажных скважин по понижению уровня четвертичного водоносного горизонта практически сразу после окончания строительства составило 41,6 % при колебаниях от 36,1 до 48,6 %. Высокая эффективность работы дренажных фильтроскважин объясняется тем, что после ввода их в действие произошло скачкообразное снижение уровней в наблюдательных скважинах, а тенденция его изменения во времени в расчетах не учитывалась.

Методика оценки эффективности дренажа четвертичного водоносного горизонта, основанная на результатах сравнения осушенной площади: доля оси дренажной завесы с площадью водоносного горизонта между рядом фильтроскважин и оползневым склоном, позволяет качественно оценить степень их осушающего влияния. В то же время она не учитывает мощность водоносного горизонта, а в связи с практическим отсутствием участков со 100%-ным понижением уровней не дает возможность обоснованно выделить площадь осушения. Использование этой методики более перспективно для оценки эффективности осушения локальных оползней.

Наиболее методически верной является оценка эффективности дренажа, основанная на результатах сравнения среднего суммарного годового дебита фильтроскважин дренажной завесы с расчетным расходом водоносного горизонта. Эта методика позволяет определить, какое количество воды дренируют фильтроскважины, а какое поступает на оползневый склон. Существенный недостаток методики — сложность расчетов расхолов водоносного горизонта с учетом неоднородности водовмещающих пород по разрезу. Поэтому для получения достоверных значений естественного расхода подземного потока целесообразно применение других методов.

Одна из наиболее простых методик оценки эффективности дренажа заключается в сравнении средних величин понижения уровней подземных вод на участке со средней мощностью водоносного горизонта. Этот способ перспективен и дает принципиально верные результаты, но в связи с существенными различиями в уровнях водоносного горизонта для получения достоверных данных необходимо большое количество режимных наблюдений. Поэтому его использовали параллельно с другими методиками.

Технологичный и достоверный метод определения естественного расхода подземного потока — моделирование, которое позволяет учесть фильтрационную неоднородность и, используя данные натурных наблюдений за длительный промежуток времени (20 лет), проследить за изменением эффективности работы сооружений за соот-

ветствующий период. Эффективность эксплуатации фильтровсважин определяли методом сравнения общего притока подземных вод, полученного по результатам моделирования, со средним суммарным многолетним дебитом скважин [49]. Моделирование и расчеты проводили с учетом неоднородности фильтрационных свойств водовмещающих лессовидных суглинков.

Решение задач на сплошных моделях методом ЭГДА сводится к получению гидродинамической сетки фильтрации, т.е. к построению на модели линии токов и линий равного потенциала (напора), что в дальнейшем позволяет определить по ней элементы фильтрационного потока и рассчитать расход.

При составлении модели области фильтрации для моделирования методом ЭГДА из электропроводной бумаги строится геометрическое подобие моделируемого профильного фильтрационного потока, задаются удельные проводимости модели, пропорциональные коэффициентам фильтрации, и устанавливаются потенциалы на ее границах по заданным значениям напора [21].

Переход от гидрогеологической схемы к аналоговой модели осуществляется в результате геофильтрационной схематизации, которая включает в себя следующие основные этапы: установление характера протекания процесса во времени, пространственной структуры модели, внешних и внутренних границ исследуемого потока, внутреннего строения гидрогеологического объекта. Для решения задачи отыскания величин напоров с помощью моделирования формируется исходная математическая модель фильтрационного процесса. При этом принималось, что тип режима является стационарным, движение подземных вод описывается линейным законом фильтрации Дарси, плотность жидкости неизменна, а пористая среда несжимаема, подземный поток движется без образования пустот и разрыва сплошности, т.е. в математической интерпретации движение подчиняется уравнению неразрывности.

Обоснование границ области фильтрации (схемы задания граничных условий) применительно к схеме полуограниченного в плане потока заключалось в выделении условной области, за пределами которой не будет происходить существенная деформация гидродинамической сетки, вызванная влиянием работы ряда дренажных скважин. Таким образом, граничные условия определялись тем, что свободная поверхность вне зоны деформаций потока должна быть близка к горизонтальной, а потенциал при моделировании методом ЭГДА задается вдоль линии равного напора, имеющей преимущественно вертикальную ориентировку. Область фильтрационного потока, в пределах которой свободная поверхность является субгоризонтальной, выделяли по результатам наблюдений. Вдоль участка высачивания устанавливали линейную шину с распределением потенциала, реализующим равенство напоров и ординат поверхности склона по отноше-

Год	Средний расход естественного потока подземных вод, рассчитанный по результатам моделирования для отдельных профилей, м ³ /сут	Годовой расход естественного потока подземных вод, тыс. м ³ /год	Суммарный средний годовой дебит фильтроскважин, тыс. м ³ /год	Водозахват дренажными фильтроскважинами естественного потока подземных вод, %
1966	0,62670	672,864	133,95	19,9
1970	0,52134	666,012	138,00	20,7
1975	0,52789	674,382	148,50	22,0
1980	0,54230	692,660	161,00	23,2
1986	,54891	701,228	169,40	24,2

нию к водоупору. Положение свободной поверхности определяли подбором в результате двух-трех приближений по известной методике [21]. В качестве водоупора принята кровля красно-бурых глин, коэффициенты фильтрации которых на два-три порядка меньше, чем у водовмещающих лессовидных суглинков.

Эффективность дренажа понтического водоносного горизонта оценивали на основании анализа результатов наблюдений за уровнями в скважинах, расположенных в пределах осушаемого участка и полевых обследований дренажной галереи и водоотводящих штолен. Общий естественный расход фильтрационного потока определяли по результатам моделирования методом ЭГДА для четырех профилей участка побережья. Выбранным для моделирования профилям соответствовали четыре створа наблюдательных скважин. Было составлено и реализовано 20 моделей, по которым получены значения естественных расходов для каждого участка в соответствующие периоды времени.

Большие различия (от 35,5 до 48,9 м) в уровнях четвертичного водоносного горизонта на наблюдательных скважинах на выбранных для моделирования участках объясняются главным образом тем, что кровля водоупора также имеет значительные колебания абсолютных отметок — от 21,8 до 29,1 м. Наибольший естественный расход подземного потока отмечается на участке в районе ул. Гефта и Лермонтовского санатория, что связано с тем, что он расположен в наиболее старой части города, где утечки из водонесущих коммуникаций оказывают существенное влияние на повышение уровня четвертичного водоносного горизонта. Для расчета естественного потока по всему участку взяты средние значения расходов, полученные по результатам моделирования для отдельных профилей.

Для определения эффективности дренажа четвертичного водоносного горизонта был выполнен анализ колебаний дебитов фильтроскважин за многолетний период и взаимосвязи суммарного среднегодового дебита с общим годовым расходом естественного потока. Результаты

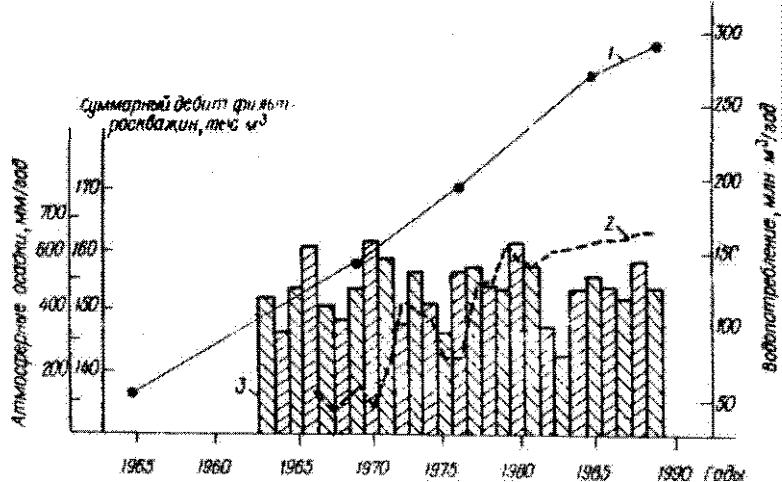


Рис. 63. Совмещенный график суммарного дебита фильтроскважин (2), атмосферных осадков (3) и водопотребления в г. Одесса (1)

анализа, приведены в табл. 42, свидетельствуют об изменении водозахватывающей способности дренажной завесы от 19,9 в 1966 г. до 24,2% в 1986 г. при общем повышении годового расхода естественного потока на осушаемом участке.

Суммарные среднегодовые дебиты фильтроскважин возрастают со 134 в 1966 г. до 169,4 тыс. м³ в 1986 г. Дебиты фильтроскважин изменяются в широких пределах — от 0,11 (скв. 52) до 14,3 м³/сут (скв. 31) и даже на одном участке могут существенно различаться. Это связано, в первую очередь, с качеством бурения и обсыпки фильтра. Однако в местах с более высокими уровнями водоносного горизонта из прискважинной зоны более интенсивно вымываются пылеватые частицы, а из фильтра — кольматирующее вещество. Этим можно объяснить рост дебита некоторых фильтроскважин во времени при прочих равных условиях. За период 1966–1989 гг. при общем числе работающих фильтроскважин 114, входящих в дренажную галерею, дебит снижался в 20 из них, был постоянным в 43 и повышался в 81.

Совмещенный график суммарных дебитов фильтроскважин, атмосферных осадков и водопотребления г. Одесса приведен на рис. 63. Анализ рис. 63 дает возможность установить взаимосвязь дебитов фильтроскважин с ростом водопотребления; четкой связи с годовыми нормами атмосферных осадков не установлено, хотя годам с большим количеством атмосферных осадков (1970, 1973, 1980 гг.) соответствует рост суммарных дебитов фильтроскважин.

Вывод о росте эффективности фильтроскважин (водозахватывающей способности дренажной завесы) подтверждается результатами режимных наблюдений за уровнями подземных вод в скважинах, распо-

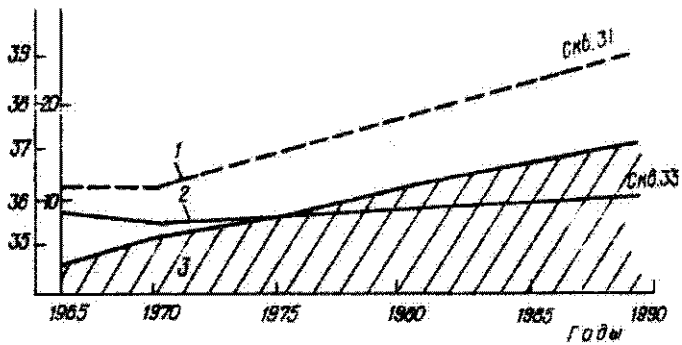
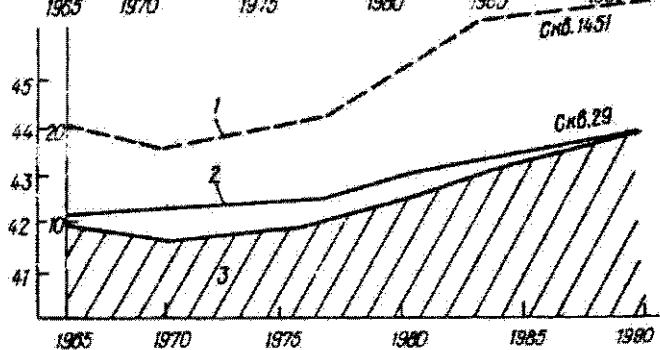
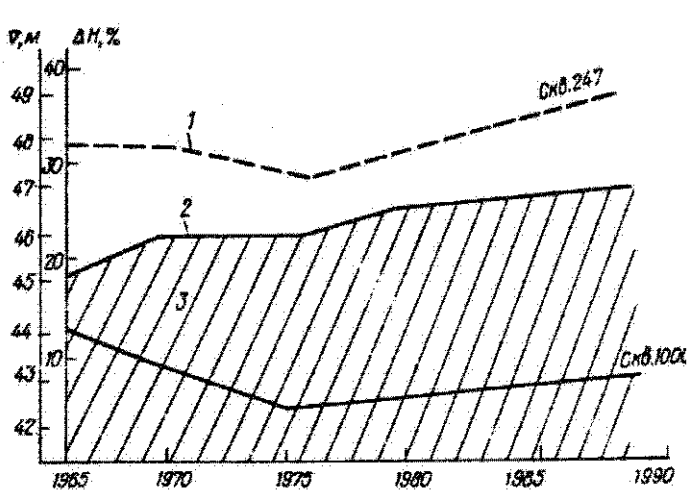
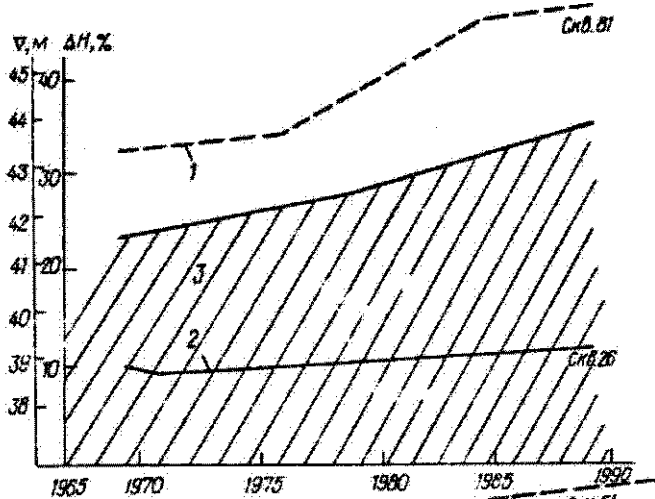


Рис. 64. Оценка эффективности эксплуатации дренажных фильтроскважин по результатам режимных наблюдений за уровнями водоносного горизонта: 1, 2 — уровни в скважинах, расположенных в зоне влияния дренажной завесы (2) и за ее пределами (1); 3 — эффективность работы завесы во времени по сопоставлению уровней (%)

ложенных в непосредственной близости от оси дренажа, и в скважинах за пределами области влияния дренажной завесы (рис. 64). Уровни подземных вод возрастают независимо от места расположения скважины, но с разной интенсивностью. Так, подъем уровней в скважинах, расположенных за пределами зоны влияния дренажной завесы, происходит интенсивнее, что приводит к увеличению разницы в уровнях соответствующих скважин с течением времени.

До строительства дренажных сооружений скорость подъема уровней четвертичного водоносного горизонта в приборочной части плато составляла 0,17–0,25 м/год [33]. После ввода в эксплуатацию дренажных сооружений средняя скорость подъема уровня существенно снизилась и за период 1966–1989 гг. не превышает 0,1 м/год (рис. 65).

Несмотря на относительно невысокую техническую эффективность фильтроскважин, осуществление дренажной завесы на большей площади участка дало положительные результаты — существенно снизились уровни водоносного горизонта, уменьшились гидростатическое и гидродинамическое давления в районе бровки обрыва, оползневые деформации в лессовидных суглинках не происходят. Тем не менее подземные воды, не дренированные фильтроскважинами, продолжают поступать в оползневые накопления, вызывая в местах максимального обводнения локальные подвижки. К таким участкам относятся оползневые склоны в районе стадиона "Динамо" и тренировочной базы "Черноморец". Здесь на протяжении многих лет существует несколько "мочажин" площадью 50–400 м², расположенных в средней части склона. Площадь "мочажин" изменяется в зависимости от времени года. О полном обводнении оползневых накоплений в нижней части склона в районе Одесской киностудии свидетельствуют результаты обследования технологического шахтного ствола в штольне 2. Ствол расположен в 80 м от портала штольни, закреплен железобетонными тубингами, через щели между которыми, начиная с отметок земной поверхности, дренируются подземные воды.

В районе санатория им. Чкалова дренаж четвертичного водоносного горизонта выполнен не был, так как на момент строительства противооползневых мероприятий (1964–1968 гг.) уровни водоносного горизонта были невысокие. За прошедшие 20 лет в результате ненормированного полива, застройки территории и утечек из водонесущих коммуникаций уровни резко поднялись. Технологический ствол, расположенный в глухой части штольни 4, на расстоянии 400 м от портала, дренирует подземные воды с глубины 6,0 м от поверхности. Весной 1987 г. на территории санатория им. Чкалова произошел оползень

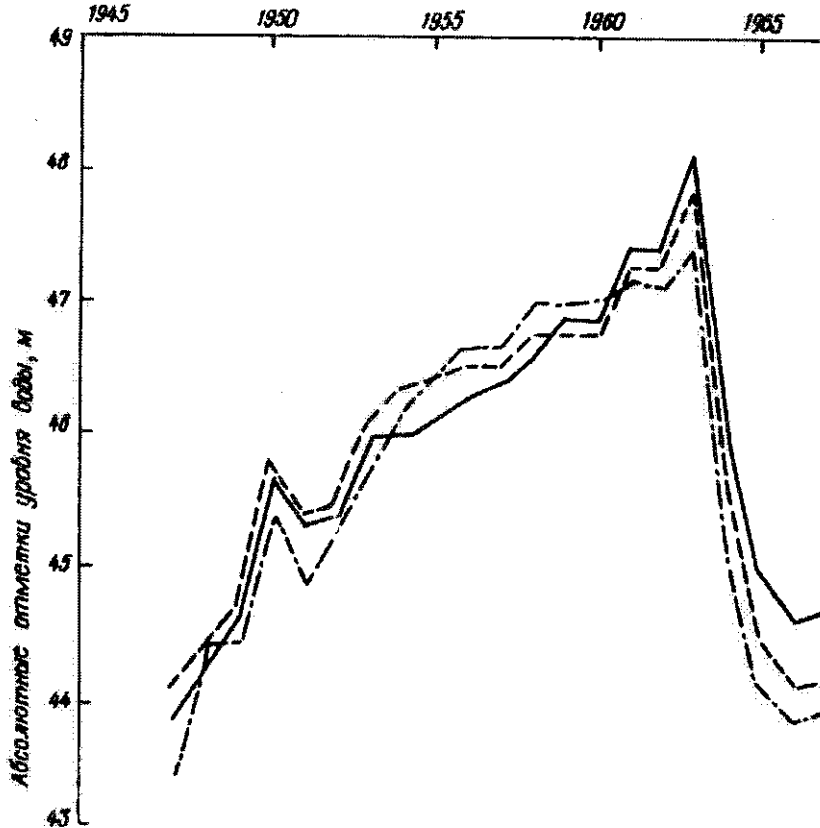
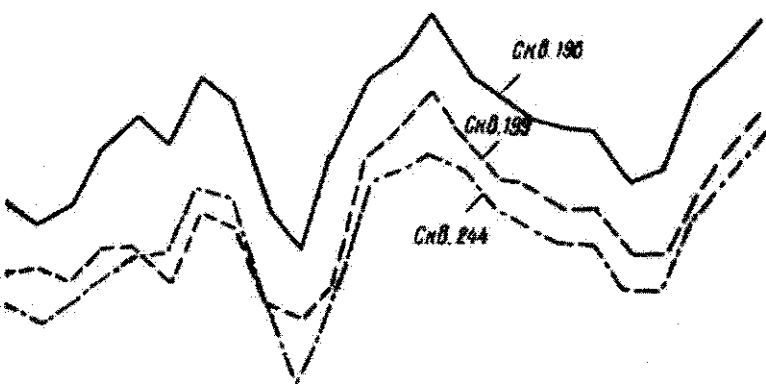


Рис. 65. Изменение уровней четвертичного водоносного горизонта

(III типа) в толще лессовидных суглинков. Образование оползня этого типа связано с воздействием четвертичного водоносного горизонта и указывает на необходимость выполнения мероприятий по дренажу на этом участке.

В ходе обследования водоотводящих штолен установлено, что область контакта между коренным массивом и оползневыми накоплениями представляет собой разуплотненную зону и является коллектором для части воды, поступающей в оползневые накопления.

Эффективность дренажа понтического водоносного горизонта можно оценить по данным, полученным в процессе проходки подземных сооружений, и по режимным наблюдениям в скважинах. В период строительства и первое время после его окончания наблюдался значительный водоприток к штольням, пройденным в основном в оползневых накоплениях. Наибольшие притоки были зарегистрированы из сместившихся блоков известняка и в отдельных случаях составляли до



в прибрежной части плато за многолетний период

500 м³/ч. В процессе строительства дренажной галереи, пройденной по контакту мезотических глин и понтических известняков, и в начальный период после его окончания вода поступала в галерею с обеих сторон — со стороны склона и со стороны коренного массива. Через 2–3 месяца после окончания строительства (1967 г.) приток воды со стороны оползневого склона полностью прекратился и исчезли существовавшие на нем 11 постоянных источников с дебитами от 0,5 до 9,5 м³/ч.

Уровень понтического водоносного горизонта в результате дренажа резко снизился и в настоящее время со стороны коренного массива галерея обводнена на 0,3–0,4 м выше кровли водоупора (рис. 66). Максимальные притоки к дренажной галерее приурочены к участкам понижения кровли водоупора, а минимальные — к местам повышения. Режимные наблюдения за уровнем водоносного горизонта в скважинах свидетельствуют о полном осушении понтических известняков между галереями и морем (рис. 67).

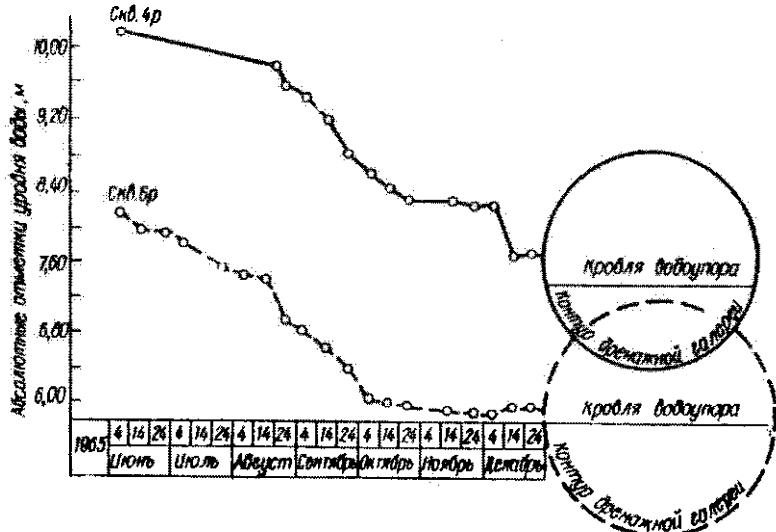


Рис. 66. Понижение уровня понтического водоносного горизонта дренажной галереи

Срезка и планировка склонов. Оценка эффективности проектируемых и осуществленных противооползневых мероприятий выполнялась с помощью моделирования методом эквивалентных материалов. Для этого был составлен инженерно-геологический разрез моделируемого участка (13-я станция Большого Фонтана) и проанализированы физико-механические свойства слагающих его пород [31].

При построении модели геологическое строение склона было схематизировано, т.е. были исключены несущественные детали разреза, усложнявшие изготовление модели и не влияющие на устойчивость склона. Разрез моделируемого участка включал в себя толщу лессовидных суглинков, понтические известняки, мезотические глины в несмещенном залегании и в оползневых накоплениях и прослойки грунтов, отличающихся пониженной прочностью (линзы песка и лигнитизированных глин). Подбор эквивалентных материалов, имитировавших в модели указанные породы природы, был выполнен в соответствии с требованиями теории подобия для моделирования условий разрушения. Масштаб моделирования составил 1:125.

С целью оценки роли противооползневых мероприятий и причин, вызывающих нарушение условий равновесия склона, были исследованы четыре основных состояния его устойчивости: 1) непосредственно перед оползневым смещением 1957 г. (условие предельного равновесия); 2) после оползня 1957 г., в результате чего склон продвинулся в сторону моря на 15–20 м, что привело к уменьшению его первоначальной крутизны с 17° до $14^\circ 50'$; 3) с учетом срезки и планировки склона

(уменьшение крутизны до 13°) и устройства контрбанкета; 4) с учетом выполнения полного комплекса мероприятий, в результате чего крутизна склона уменьшилась до $11^\circ 20'$ или на $3^\circ 30'$ (за счет отсыпки пляжа).

Для удобства проведения исследований моделирование осуществлялось в порядке, обратном приведенному выше, т.е. начиналось от наиболее устойчивой формы профиля склона и доводилось до наименее устойчивой. Достигалось это последовательным уменьшением пригрузки в нижней части модели и соответственным увеличением крутизны склона. Такая последовательность позволила изучить процесс зарождения и развития деформаций, а также изменение вертикальных и горизонтальных напряжений в породах склона.

Напряжения измеряли тензометрическими датчиками. Возникновение и развитие деформаций в модели регистрировалось с помощью повторного фотографирования и составления схем. Деформации измеряли от постоянных точек, нанесенных на прозрачную переднюю стенку стендовой установки. На модели, воспроизводившей склон с контрбанкетом, пляжем и планировкой (противооползневые мероприятия в полном объеме), хрупкие и пластические деформации не проявились. Вертикальные напряжения в прибрежной зоне и горизонтальные в зоне вероятного смещения (вдоль поверхности скольжения) оказались наименьшими из зарегистрированных в процессе эксперимента. Вертикальные напряжения в нижней части склона под влиянием пригрузки были максимально высокими. Снятие пляжа привело к некоторому увеличению напряжений, направленных вдоль поверхности смещения. После снятия пляжа началось медленное формирование вала выдавливания и проявились некоторые незначительные деформации, в основном в блоках известняка, находящихся в оползневом склоне.

В модели, соответствующей состоянию склона после оползневой подвижки, стали развиваться пластические и хрупкие деформации — расширились трещины в глыбах известняка, началось медленное движение грунтов в пределах зоны смещения, появилась трещина в пласте известняка, находящегося в несмещенном состоянии, и поверхность отрыва в районе бровки. Датчики, расположенные в пределах поверхности смещения, отметили дальнейшее возрастание напряжений. Вертикальные напряжения в прибрежной части склона увеличились, тогда как в нижней его части они резко снизились в результате ликвидации пригрузки.

На модели, учитывающей абразионную подрезку склона до крутизны 17° , соответствующей состоянию предельного равновесия (перед оползнем 1957 г.), выявлено дальнейшее возрастание напряжений в основании склона и вдоль поверхности смещения. Датчики, расположенные в пределах поверхности смещения, отметили в это время резкое увеличение напряжений, а датчики, расположенные в нижней части склона, — минимальные значения вертикальных напряжений. В слое из-

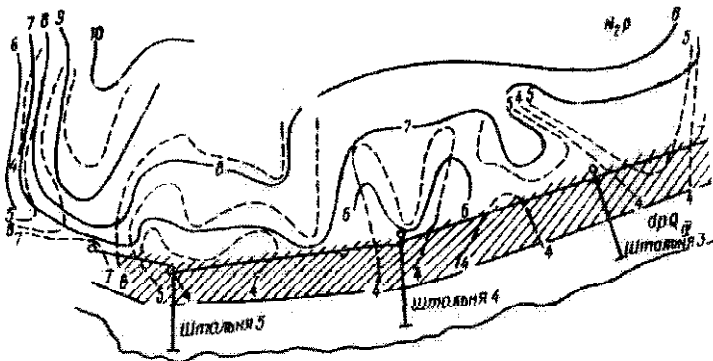


Рис. 67. Карта гидроизогии понтического водоносного горизонта
1 — изогии кровли водоупора; 2 — гидроизогии понтического горизонта

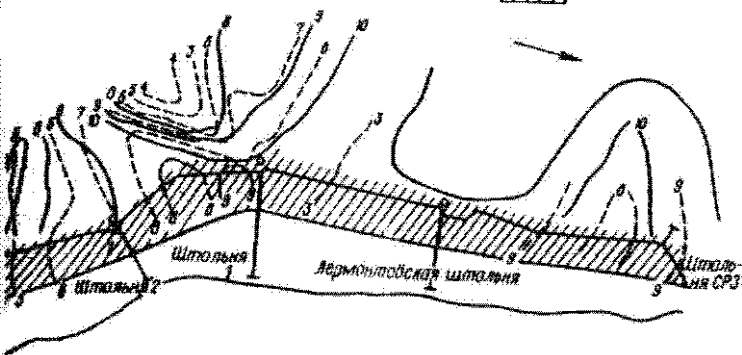
известняка вертикальные напряжения возросли. Аналогичная концентрация напряжений в известняке у бровки склона была выявлена при моделировании напряженного состояния методом тензометрической сетки. При увеличении крутизны склона до предельного значения в этом пласте возникла трещина закола.

В процессе подрезки склона до состояния предельного равновесия активно проявились пластические и хрупкие деформации в материалах модели — быстро увеличился вал выдавливания, появились зияющие трещины на поверхности оползневого склона, особенно у абразионного уступа, полностью сформировалась поверхность смещения, обозначился новый закол на плато в зоне концентрации растягивающих горизонтальных напряжений (в 30 м от бровки обрыва). Все оползневое тело продвинулось в сторону моря на 5–7 м, а верхний блок опустился на 10 м. В результате местного резкого увеличения крутизны склона в районе бровки обрыва произошел разрыв в слое известняка и раскрылась секущая трещина в зоне растягивающих напряжений. Дальнейшие эволюции (воспроизведение взвешивающего давления напорных вод, срезка вала выдавливания) привели к полному разрушению модели.

Данные об изменении горизонтальных и вертикальных напряжений, измеренных в зоне поверхности оползневого смещения в процессе моделирования, позволяют сделать заключение о величине $K_{уст}$ склона. Для этого проанализированы показатели датчиков при следующем допущении — значения напряжений, отмеченные этими датчиками при крутизне склона 17° в состоянии предельного равновесия, соответ-

Масштаб 1:5000

0 100 200



(участок первой очереди противооползневых мероприятий г.Одесса):
1 - (1989 г.); 2 - площадь, осушенная в результате эксплуатации дренажных
желей

вуют величине коэффициента устойчивости склона, близкой к единице. Из сравнения этих показателей со значениями напряжений, полученных при максимально устойчивой форме профиля склона с крутизной $11^{\circ}20'$, можно получить данные об изменении $K_{уст}$ в местах установки датчиков. Максимальное из полученных значений составляет 1,53, минимальное - 1,27. Последнее значение близко совпадает с данными об увеличении $K_{уст}$ склона, полученными в результате расчета при моделировании напряженного состояния методом тензометрической сетки.

На модели из эквивалентных материалов более детально, чем на моделях из упругих материалов, можно воспроизвести детали противооползневых мероприятий. К такой детализации, кроме изменения профиля склона вследствие вертикальной планировки, относится устройство волноломов, подпорной сетки, отсыпка пляжей. Исследования на модели показали, что силовой эффект от таких мероприятий неравноценен. Роль волноломов и подпорной стенки незначительна, несколько выше влияние на напряжения отсыпки пляжа, однако основное изменение напряженного состояния связано с выполнением вертикальной планировки и созданием мощного контрбанкета в основании склона.

Модель для изучения напряженно-деформированного состояния с целью оценки устойчивости и, следовательно, эффективности противооползневых мероприятий, осуществленных на участке первой очереди от Ланжерона до Аркадии, была изготовлена с учетом выявленных в предыдущих сериях экспериментов особенностей механизма образования глубоких оползней выдавливания [48]. В результате выполненной

Т а б л и ц а 43. Физико-механические свойства пород и эквивалентных материалов модели (участок в районе штормов 2)

Инженерно-геологические пакчи пород			Условные пакчи модели					Эквивалентные материалы						
Но- мер пач- ки	Мош- ность, м	Краткое лито- логическое описание	Ин- декс пач- ки	Физико-механические свойства пород					Физико-механические свойства материалов					Состав эквива- лентных мате- риалов
				γ , кН/м ³	φ , град.	C , МПа	$R_{сж}$, МПа	μ	γ , кН/м ³	φ , град.	C , МПа	$R_{сж}$, МПа	μ	
1	16	Лессовидные суглинки и суглинки (Q _I -III)	A	19,0	19	0,04		0,35	16,5	29	$5 \cdot 10^{-4}$			Песок мелко-зернистый (97%), масло AC-8 (3%)
	5	Красно-бурые глины (N ₂ ³)		19,5	18	0,04	-	-	-	-	-	-	-	
	15	Известняк в ненарушенном залегании (N ₂ p)	B	16,0	30	1,00	4,0	-	14,5	-	-	0,1	-	Песок мелко-зернистый (94,5%), клей (2%), вода (3,5%)
2	10	Известняк в оползневых накоплениях		16,0	-	-	0,5	-	14,5	-	-	0,03	-	
3	50	Глины с прослоями песков (N ₁ m)	B	19,9	14	0,11	-	0,45	10,3	15	$7,5 \cdot 10^{-4}$	-	0,45	Игдантин: желатин (5%), глицерин (7,5%), вода (87,5%)
4	20	Оползневые накопления (dp Q _{IV})	Г	20,0	11	0,04	-	-	16,5	10	$3,5 \cdot 10^{-4}$	-	-	Испантин: желатин (5%), глицерин (7,5%), вода (87,5%) нарушенной структуры

Примечание: γ — удельный вес; φ — угол внутреннего трения; C — сцепление; $R_{сж}$ — сопротивление одноосному сжатию; μ — коэффициент Пуассона.

генерализации инженерно-геологический разрез участка был упрощен, в нем было выделено четыре условных пакки пород. Физико-механические свойства пород и имитирующих их эквивалентных материалов приведены в табл. 43 (масштаб моделирования 1:150).

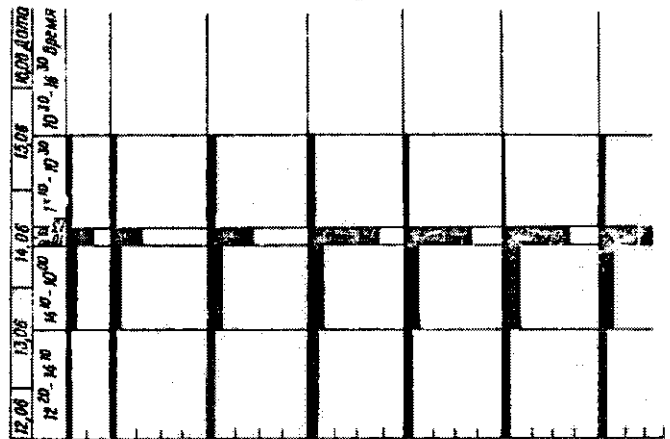
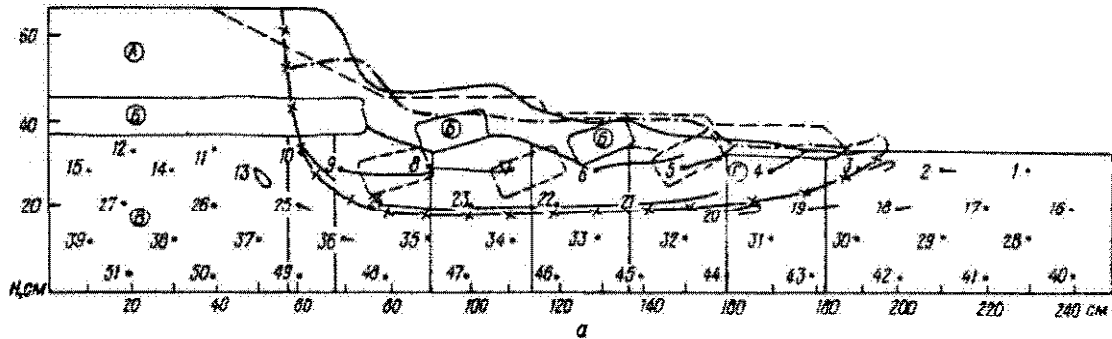
Воспроизводившийся в модели оползневый склон в районе Отрады (штольня 2) находился в состоянии предельного равновесия перед оползнем 1953 г. Поэтому после окончания формовки и выреза профиля склона в модели стали развиваться деформации. Через 5 ч после начала эксперимента они становятся видимыми в средней части оползневого склона. Так, деформация участков склона в районе I и II оползневой террас составила 0,5—0,6 см.

На развитие деформаций в слое материала, эквивалентного мезотическим глинам, указывают датчики-деформометры. На этом этапе наибольшие значения касательных напряжений зафиксировали датчики № 13 и № 25 — 1,91 и 1,39 кПа соответственно, расположенные под слоем эквивалентного известняку материала в коренном массиве, и № 4 и № 21 — 3,53 и 2,34 кПа соответственно, расположенные под первым блоком в оползневых накоплениях. Слой понтических известняков в коренном залегании является зоной концентрации максимальных касательных напряжений [39, 89], поэтому датчики, расположенные в соответствующих местах модели, показали их высокие значения.

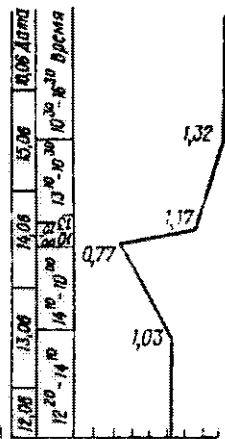
Через сутки в модели перед первым оползневым блоком образовался вал выдавливания высотой 1,5 см и длиной 10 см, что составляет в пересчете на натурный объект 2,25 и 15 м соответственно. Деформация участков склона в районе I и II оползневых террас составила 1,6 см. После подрезки вала выдавливания в модели активно развиваются пластические и начинают проявляться хрупкие деформации. На месте подрезки образуется новый вал выдавливания высотой до 2 см (3 м в пересчете на натурный объект), формируется поверхность оползневого смещения, появляются трещины в районе бровки оползневого склона шириной до 0,5 см в верхней части. Участок склона в районе второго оползневого блока опускается вниз на 1,2 см и незначительно перемещается в сторону уреза.

Траектории перемещения датчиков и их ориентировки в модели хорошо согласуются с формирующейся поверхностью оползневого смещения. От остальных отличается лишь траектория перемещения датчика № 13, расположенного под слоем эквивалентного известняку материала в ненарушенном залегании. Сначала датчик перемещается вниз, а затем в сторону плато, что свидетельствует о задавливании эквивалентного мезотическим глинам материала в глубь массива.

Максимальные значения вертикальных напряжений на этом этапе фиксируют датчики № 10, 13, 25, расположенные под слоем эквивалентного известняку материала в коренном массиве, и датчики № 21, 22, находящиеся под первым и вторым оползневыми блоками. Наибольшие скорости перемещения на этом этапе эксперимента зарегистриро-



1 2 1 2 3 1 2 3 1 2 3 1 2 3 1 2 3 $\gamma_{12}, \text{CM/4}$



0,6 0,8 1,0 $\kappa_{\text{гн}}$

a — схема модели (1 — профиль склона до оползня 1953 г.; 2 — профиль склона после оползня; 3 — поверхность оползневого смещения; 4 — профиль склона после выполнения противооползневых мероприятий; 5 — датчик, его номер, траектория перемещения); *b* — скорости перемещения датчиков в модели в процессе эксперимента; *в* — график изменения значений $K_{уст}$ склона в процессе эксперимента

ваны датчиками № 4–7, 21, 23 (до 0,4–0,5 см/ч), установленными в средней части склона и в районе первого оползневого блока (рис. 68).

После замачивания эквивалентного известняку материала и незначительной подрезки вала выдавливания в модели начинают активно проявляться хрупкие деформации. После значительного изгиба, сопровождающегося двухсторонним выдавливанием эквивалентного мезотического глина материала в сторону склона и в глубь массива, происходит разлом консоли из эквивалентного известняку материала, раскрываются трещины за бровкой склона, быстро увеличивается вал выдавливания. Последняя незначительная подрезка вала выдавливания приводит к катастрофическому оползневому смещению.

Перемещение отделившегося блока начинается с его поступательного движения в сторону склона и постепенного запрокидывания. В это же время окончательно сформировывается зона деформации в средней части в виде пластической деформации, в районе вала выдавливания — в виде разрывов и надвига. Оползневой блок перемещается по поверхности смещения на 9,5 см, что составляет в пересчете на натурный объект 13,25 м, и запрокидывается в сторону плато под углом 12° – 14° , первый и второй оползневые блоки запрокидываются в сторону плато под углами 15° и 20° соответственно. Стенка срыва по эквивалентному лессовидным суглинкам материалу субвертикальная, что отвечает природному аналогу.

Скорости перемещения датчиков на этом этапе различны для отдельных участков модели. Так, скорость перемещения датчиков № 5, 6, 21, расположенных под первым оползневым блоком, составляет 2,5 см/ч; датчиков № 8, 23, 24, находящихся в средней части склона, — 3,0; датчиков № 9, 10, установленных под сформировавшимся третьим оползневым блоком, — 1,0 см/ч.

Максимальные значения касательных напряжений на этом этапе зафиксировали датчики № 9, 10, 25 — до 2,70 кПа, расположенные под смещающимся блоком из эквивалентного известняку материала, и датчики № 4–6, 21 — от 18,6 до 2,67 кПа, находящиеся под первым оползневым блоком и на месте формирования вала выдавливания. После оползня все датчики зарегистрировали приблизительно одинаковые значения касательных напряжений. Вертикальные напряжения после окончания оползня резко снижаются под сформировавшимся третьим и первым оползневыми блоками в 2–3 раза (1,60 кПа), но возрастают в средней части оползневого склона от 0,3 до 4,00 кПа (датчики № 23 и 24).

Анализ траекторий движения центров датчиков (линий смещения) в процессе оползня позволяет выделить три их разновидности: 1) линейные, близкие к круглоцилиндрическим, в основном в средней части склона и в районе уреза; 2) волнистого очертания, близкие к S-образным, приуроченные к блокам из эквивалентного известняку материала; 3) замкнутые либо полузамкнутые линии, расположенные под ненарушенным слоем из эквивалентного известняку материала на отметках уреза моря.

В результате оползня крутизна склона уменьшается с 17° до 13° деформации постепенно затухают, склон переходит в устойчивое состояние. После затухания всех видов деформаций в модели выполнена имитация противооползневых мероприятий — срезка и планировка склона с устройством контрбанкета, в результате чего крутизна склона уменьшилась до 11° , что соответствует натурному склону на участке в районе штольни 2 после выполнения противооползневых работ. После выполнения этих мероприятий произошла незначительная деформация некоторых элементов модели — образование сети мелких трещин в районе контрбанкета и раскрытие трещины в верхней части склона, nasledующей поверхность оползневого смещения. В таком состоянии модель выдерживалась двое суток, датчики не отметили роста касательных напряжений, видимые деформации прекратились. Это свидетельствует о том, что оползневой процесс в модели прекратился — комплекс противооползневых мероприятий обеспечил устойчивость склона.

Характер деформирования модели на разных этапах эксперимента соответствует развитию оползневого процесса на природных склонах, а морфологические и морфометрические характеристики близко совпадают с учетом масштаба моделирования. Таким образом, в процессе эксперимента полностью подтвердилась правильность инженерно-геологической схематизации и выбора геомеханической схемы для моделирования.

Оценка эффективности противооползневых мероприятий по результатам изучения напряженно-деформированного состояния склонов на модели из эквивалентных материалов выполнена по двум показателям: скорости перемещения датчиков в модели на разных этапах эксперимента и величине коэффициентов устойчивости склона, рассчитанных по показателям датчиков. Эти показатели сопоставлялись для каждого этапа развития склона.

Критерием оценки эффективности противооползневых работ по скоростям перемещений датчиков является их снижение и постепенное затухание после оползня и практически полная стабилизация после выполнения мероприятий. Оценка эффективности противооползневых работ по увеличению устойчивости склона заключается в расчете коэффициента устойчивости, сводится к определению в каждой точке разреза вдоль поверхности смещения сопротивления пород сдвигу и максимальных касательных напряжений. Максимальные касательные напряжения установлены расчетным путем вместе с другими компонентами напряжений на основании данных о деформациях датчиков, полученных в результате моделирования напряженного состояния. Таким образом,

коэффициенты устойчивости склона рассчитывали с учетом существующего напряженного состояния пород.

Так, на первом этапе эксперимента непосредственно после окончания формовки модели склон находится в состоянии предельного равновесия, скорость перемещения датчиков составляет 0,1–0,3 см/ч, незначительно различаясь на разных участках склона. В модели происходят медленные пластические деформации с образованием вала выдавливания и после начала его циклической подрезки скорость смещений увеличивается до 0,4–0,5 см/ч. Рассчитанный для этого этапа $K_{уст}$ равен 1,03.

Этап катастрофического оползневых смещений характеризуется высокими скоростями перемещения датчиков — 2,5–3,0 см/ч. Наибольшие скорости перемещения имеют датчики, расположенные в районе образования вала выдавливания и головы оползня. Коэффициент устойчивости для этого этапа определять некорректно, но для сравнения он рассчитан и составляет 0,77.

После окончания оползня склон постепенно переходит в устойчивое состояние, скорости перемещений датчиков снижаются до 0,1–0,2 см/ч, и через 3–4 ч видимое их движение в модели прекращается. Коэффициент устойчивости склона на этом этапе составляет 1,17. После выполнения в модели в соответствии с натурным аналогом комплекса противооползневых мероприятий, включающих срезку, планировку склона и устройство контрбанкетов, видимых перемещений датчиков не происходит. Коэффициент устойчивости возрастает до 1,31, что гарантированно обеспечивает запас устойчивости склона.

Таким образом, анализ скоростей перемещения датчиков в модели на разных этапах эксперимента характеризует высокую степень эффективности противооползневых мероприятий, приведших к полной стабилизации склона. Несмотря на то что в модели из эквивалентных материалов можно воспроизвести более детально, чем на других физических моделях, элементы противооползневых мероприятий, целый ряд важных защитных работ, таких, как дренаж подземных и отвод поверхностных вод, одерновка склонов, устройство пляжей, учесть не удастся. В результате этого оценка эффективности противооползневых мероприятий, выполненная по результатам моделирования, не является комплексной и несколько занижена, но тем не менее свидетельствует о высокой степени эффективности проведенных работ.

Комплексная оценка эффективности противооползневых мероприятий. Критический анализ современного состояния теории и практики инженерно-геологического моделирования оползней и расчетов устойчивости оползневых склонов свидетельствует о том, что их использование для оценки эффективности отдельных видов противооползневых мероприятий дает принципиально правильные результаты, но не позволяет учесть суммарный противооползневый эффект. Это связано с тем, что в отдельной модели практически невозможно учесть все мероприятия для оценки их эффективности (берегозащитные и дре-

нажные сооружения, планировка и срезка склонов, их техническая мелнорация), а результаты, полученные на разных моделях (при моделировании области фильтрации, напряженного состояния, работы берегозащитных сооружений), не могут быть просуммированы. Кроме того, отсутствие наблюдений за изменением грунтовых условий после окончания строительства и в процессе эксплуатации противооползневых сооружений исключает возможность оценки устойчивости склонов в интересующий момент времени.

Вместе с тем установление общих закономерностей изменения устойчивости склонов и соответственно эффективности противооползневых мероприятий во времени необходимо для диагностики современного состояния системы, выявления неблагополучных участков и принятия в связи с этим неотложных инженерно-технических решений, а также для оценки проектируемых работ, рекомендуемых к применению на других участках побережья, находящихся в аналогичных инженерно-геологических условиях. Наиболее объективным и интегральным критерием, учитывающим как суммарный эффект работы всего комплекса противооползневых мероприятий, так и изменение природных условий, является скорость и величина деформаций склонов.

Коренной массив, не затронутый оползневыми подвижками, находится в устойчивом состоянии и имеет небольшие скорости деформаций, в то время как скорости деформаций оползневых накоплений в пределах склона существенно выше. Критерием устойчивости склона и максимальной эффективности выполненных противооползневых мероприятий является совпадение скоростей деформаций оползневых накоплений и коренного массива при общей тенденции их к снижению во времени, что характеризует поведение склона как единой кинематической системы.

Сопоставление скоростей деформаций должно сопровождаться сравнением с их допустимыми значениями, которые могут быть получены по результатам анализа наблюдений за динамикой склонов до осуществления противооползневых мероприятий. Допустимые скорости деформаций соответствуют этапу стабилизации склона после оползня (склон обладает наибольшим запасом устойчивости). Скорости деформаций коренного массива, не затронутого оползневыми смещениями, и оползневых накоплений определялись как средние значения скоростей смещения реперов в каждой из подсистем независимо от того, где расположены реперные створы — на поверхности склонов или в штольнях.

Таким образом, основные положения предлагаемой методики оценки эффективности комплекса противооползневых мероприятий заключаются в следующем: установление допустимых скоростей деформаций по результатам геодезических наблюдений за оползнями на изучаемом участке; сопоставление скоростей деформаций коренного массива и оползневых накоплений во времени.

Геодезические наблюдения за оползневymi процессами на изучаемом участке до осуществления противооползневых мероприятий велись с 1933 г. Одесской оползневой станцией и Причерноморской комплексной геолого-разведочной экспедицией по створам наблюдательных реперов, расположенных в основном перпендикулярно к урезу моря и заканчивающихся на расстоянии до 150 м от бровки в глубь плато.

После выполнения на участке противооползневых работ, предусмотренных проектом, Одесским противооползневым управлением в 1973 г. были заложены 11 новых наблюдательных створов. Подземная реперная сеть закладывалась в 1964–1966 гг. в элементы крепления водоотводящих штолен, которые пройдены в толще оползневых накоплений и заканчиваются в породах, не затронутых оползневыми подвижками. Штольня является гибким, субгоризонтальным сооружением, которое чутко отражает характер деформаций, происходящих в массиве. Расположены штольни по побережью примерно через 1 км, деформации каждой из них характеризуют состояние устойчивости соответствующего участка. Время геодезических наблюдений за деформациями склонов до и после осуществления противооползневых мероприятий охватывает период более 50 лет.

Комплекс противооползневых мероприятий выполняли на склонах, находящихся на разных этапах оползневого процесса. Это обусловило значительный интервал для скоростей деформаций различных участков побережья.

По поверхностной реперной сети проводили регулярные геодезические наблюдения по оценке вертикальных деформаций. Горизонтальные перемещения не определяли по техническим причинам. Исключение составляет прибрежная часть плато, где выполняли наблюдения за трещинами закола. Исследования вели по 18 створам реперов, из них в качестве опорных выбраны профили, приуроченные к четырем участкам побережья, которые выделили в соответствии с расположением дренажных штолен.

Геодезические наблюдения за оползневым склоном в районе Лермонтовского санатория ведутся с 1955 г. В период 1955–1959 гг. скорости вертикальных деформаций склона на этом участке находятся в интервале 30–70 мм/год с общей тенденцией к росту. К 1962 г. скорости достигли предельных для этого участка значений – 192 мм/год, и в начале 1963 г. здесь произошел крупный оползень. После оползня скорости скачкообразно снижаются, но абсолютная величина их остается значительной – 38–45 мм/год, что связано с существенными деформациями самого оползневого тела. В это же время деформации на плато незначительны. Наблюдения в связи с производством планировочных работ прекращены в 1966 г. и возобновлены в 1973 г. В период 1974–1981 гг. скорость вертикальных деформаций склона не превышала 20 мм/год (рис. 69).

Геодезические наблюдения за деформациями оползневого склона в районе стадиона "Динамо" ведутся с 1955 г. Максимальная скорость

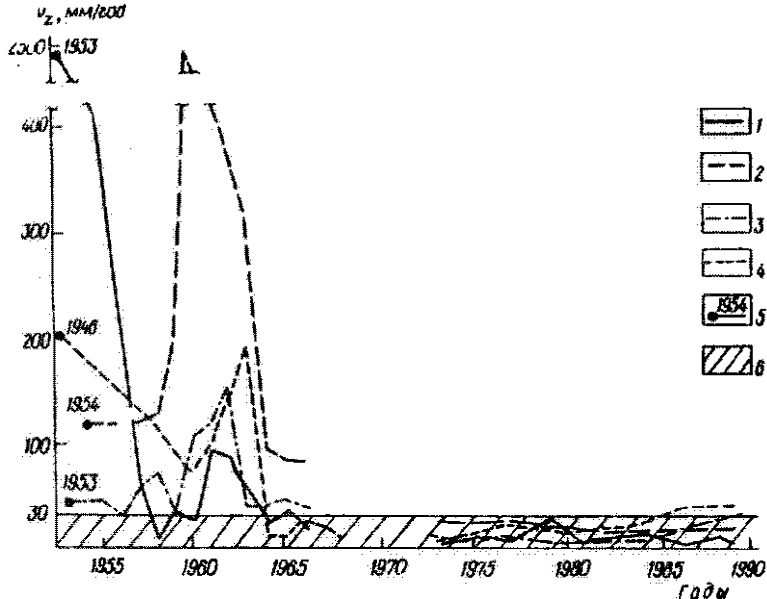


Рис. 69. Графики скоростей вертикальных деформаций природных склонов на участке первой очереди противооползневых мероприятий г. Одесса: 1-4 — створы: в районах Лермонтовского санатория (1), стадиона "Динамо" (2), Института им. В.П.Филатова (3), Обсерватории, шгольня, 4 (4); 5 — оползень на данном участке; 6 — допустимые скорости деформации склонов

вертикальных деформаций склона 415 мм/год, установленная в 1955 г., подтверждает данные об оползневых подвижках 1953 г. В 1958 г. скорости затухают до 5 мм/год, немного увеличившись в период 1961–1962 гг. и затем опять уменьшившись до 15–30 мм/год. В период 1965–1976 гг. исследования не проводили. С момента возобновления наблюдений в 1978 г. по настоящее время скорости вертикальных деформаций склона незначительны (10–15 мм/год), наибольшая скорость (24 мм/год) зафиксирована в 1978 г.

В результате изучения участка склона в районе Института им. В.П.Филатова в период 1956–1965 гг. было отмечено формирование крупной оползневой подвижки. За это время отколовшийся блок шириной до 40 м опустился относительно своего первоначального положения на 2,2 – 3,75 м, горизонтальное смещение составило 2,3 м. Весь оползневой склон пришел в движение, на расстоянии 40 м от берега сформировался вал выдавливания. Скорость вертикальных деформаций изменялась от 2470 мм/год в 1960 г. до 320 мм/год в 1963 г. Только к 1964 г. скорость снизилась до 90 мм/год и была близка к этому значению в 1966 г., когда на этом участке были выполнены противооползневые мероприятия. Наблюдения за деформациями склона, возобновленные в

1974 г., показавли, что скорость вертикальных деформаций не превышает 10 мм/год. Таким образом, в результате проведенных противооползневых мероприятий был остановлен один из самых крупных оползней, развивающихся на побережье.

Исследования деформаций склона в районе Гидрометобсерватории ведутся с 1946 г. Весной 1946 г. от плато отделился массив грунта шириной 9 м и длиной 116 м. К 1963 г. отделившийся блок опустился на 2,6–4,2 м с незначительным горизонтальным перемещением в сторону уреза. В период 1955–1960 гг. скорости вертикальных деформаций снижались со 165 до 70 мм/год, а затем вновь возрастают и к 1963 г. достигают максимума – 190 мм/год. Активизации оползневых деформаций на данном участке способствовало искусственное замачивание пород с южного борта оползня сточными водами. В период 1963–1968 гг. оползневой склон не испытывал существенных деформаций, их скорости значительно снизились и находились в интервале 5–25 мм/год. После 1968 г. за этим участком не наблюдали.

Таким образом, анализ результатов натурных наблюдений за природными склонами показал, что до осуществления противооползневых мероприятий все участки испытывали значительные деформации. Их скорость и абсолютная величина зависели от этапа оползневого процесса, на котором находились изучаемые участки, характеризующиеся разной степенью устойчивости: от временно устойчивых, где оползневая подвижка произошла непосредственно перед строительством, до находящихся в стадии подготовки к смещению, неустойчивых, где оползневые деформации активно развивались непосредственно перед строительством.

Скорости вертикальных деформаций природных склонов изменяются в широких пределах – от 5 до 2970 мм/год. На всех участках оползней образовывались и развивались в разное время. Оползневые склоны до 1964 г. находились в естественном состоянии, выполнявшиеся противооползневые мероприятия были не комплексными и склоны продолжали испытывать негативное влияние оползнеобразующих факторов. Этот факт подтверждается высокими скоростями деформирования и возникновением на некоторых участках оползней. После проведения комплекса противооползневых мероприятий произошло скачкообразное снижение скоростей деформаций склонов на всем участке и оползневые деформации прекратились.

При анализе скоростей деформаций во времени (с 1933 г. по настоящее время) было установлено, что оползнеобразование происходит при скоростях вертикальных деформаций более 100 мм/год. В период стабилизации оползня скорости деформаций оползневых накоплений не превышают 30–50 мм/год. Это позволяет сделать вывод о том, что скорости вертикальных деформаций 30 мм/год для склонов Одесского побережья относительно безопасны и могут быть приняты как допустимые при оценке эффективности комплекса противооползневых мероприятий.

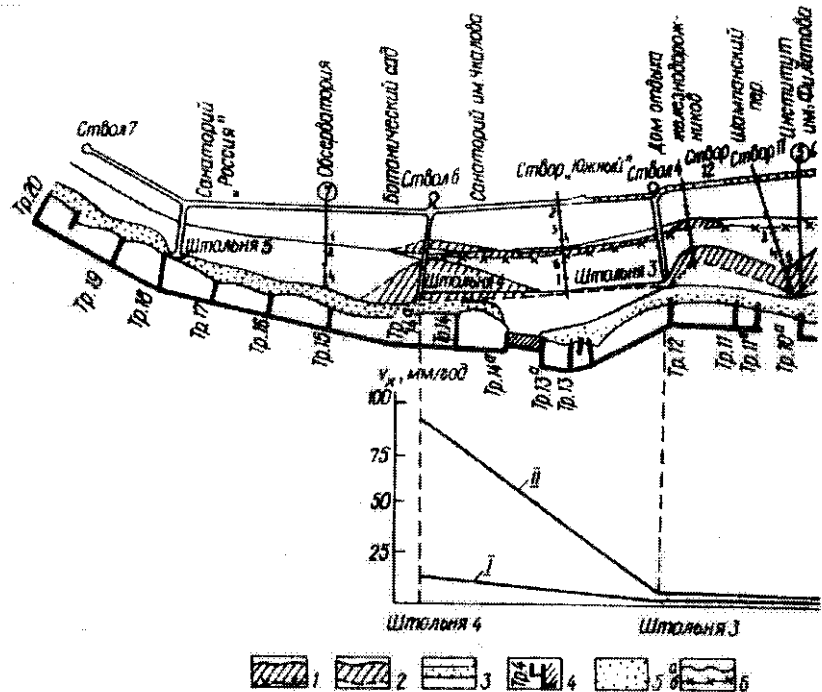
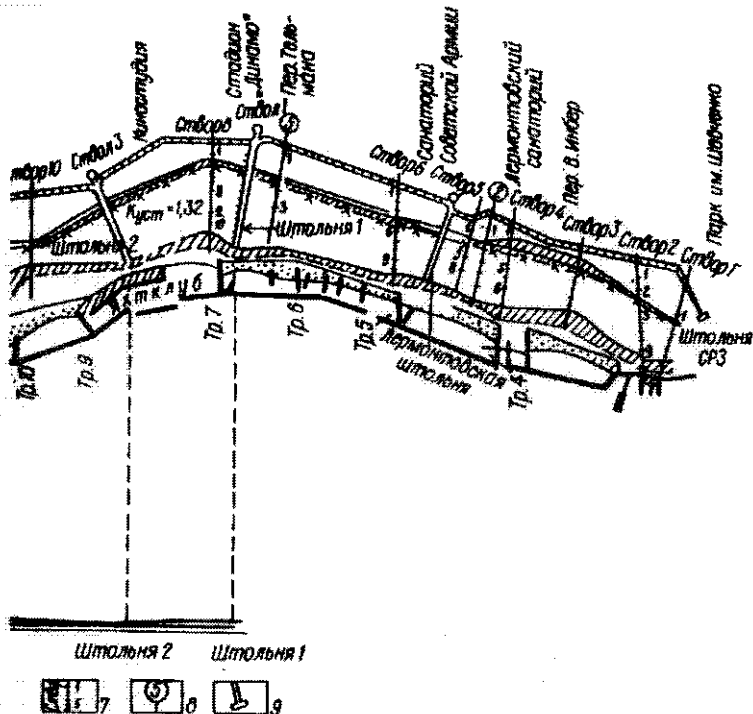


Рис. 70. Схема распределения скоростей деформации склонов на участке

1, 2 — эпюры средних вертикальных скоростей деформации соответственно 3 — галереи, оборудованные дренажными фильтроскважинами; 4 — гидротехниче (а) и бровка плато до осуществления противооползневых мероприятий (6); 7, 8 1989 и 1973–1989 гг.; 9 — штольни, оборудованные реперами (1966–1989 гг.); 1 оползневых накоплений

Таким образом, если склоны претерпевают вертикальные деформации со скоростями 7–30 мм/год, то такие склоны находятся в устойчивом состоянии. Если же скорость возрастает и выходит за пределы указанной, то появляется опасность оползнепроявления и возникает необходимость принятия срочных мер. Этот критерий не может быть распространен на оползни III типа, которые происходят в лессовидных суглинках.

В настоящее время склоны на участке Ланжерон — Аркадия испытывают вертикальные деформации со скоростями, не превышающими 15–20 мм/год, за исключением района штольни 4, где скорости по результатам кратковременных наблюдений достигают 35–40 мм/год. Предлагаемый критерий позволяет установить, что указанный участок побережья находится в неблагоприятном состоянии. Это подтверждается результатами полевых наблюдений на территории биостанции



первой очереди противооползневых мероприятий г. Одесса; плато и оползневых накоплений (1989 г.); масштаб 1 см – 10 мм/год; скисе. сооружения; 5 – искусственные шпалы; 6 – современная бровка плато – наблюдательные створы поверхностных реперов соответственно 1955 – и II – средние горизонтальные скорости деформации соответственно и плато (1989 г.)

Одесского университета, которая расположена в нижней части оползневой террасы, где образовалось несколько провалов, а в самом здании биостанции появились крупные трещины. Продолжающиеся оползневые деформации на данном участке объясняются тем, что противооползневые мероприятия здесь были выполнены в минимальном объеме – практически не проведена срезка прибрежной части, отсутствует дренаж четвертичного водоносного горизонта, малый объем контрбанкета в приуездовой части. В настоящее время в результате ненормированного полива территории санатория им. Чкалова и Ботанического сада Одесского университета, а также утечек из водонесущих коммуникаций постоянно повышаются уровни четвертичного водоносного горизонта, что приводит к снижению устойчивости склона на этом участке побережья. В период 1984–1987 гг. сооружения в прибрежной части плато здесь существенно деформируются (разрушаются парапеты, ог-

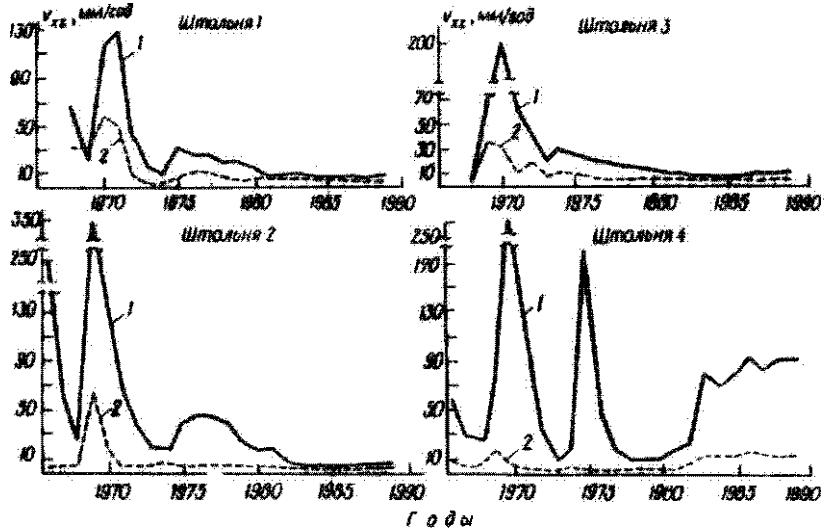


Рис. 71. Графики результирующих скоростей смещений реперов участков штолен 1–4:

1 – в оползневых накоплениях; 2 – в коренном массиве

раждения, каменные заборы, тротуары), что вызвано указанными выше причинами. В 1987 г. в районе санатория им. Чкалова произошел оползень III типа.

По результатам геодезических наблюдений за поверхностной реперной сетью построена схема распределения скоростей деформации оползневых накоплений и плато вдоль побережья на участке Ланжерон – Аркадия (рис. 70). Одновременно исследовались перемещения реперов, вмонтированных в крепления подземных дренажных сооружений. Результаты наблюдений за перемещениями реперов в четырех наблюдательных створах, оборудованных в штольнях 1–4, проанализированы за период 1965–1989 гг. Для установления механизма деформации склонов вертикальную и горизонтальную составляющие перемещения реперов рассматривали отдельно. По их величинам рассчитывали скорости перемещения для каждого репера, определяли результирующую скорость отдельно для групп реперов, расположенных в пределах оползневого склона и коренного массива (рис. 71) [32, 35].

Наблюдения за деформациями оползневого склона в районе штольни 1 начаты в сентябре 1965 г., для чего был оборудован створ из 15 реперов, вмонтированных в элементы крепления штольни. Расстояние между реперами составляет 29,4–29,6 м. За период 1965–1969 гг. в штольне 1 в основном произошло оседание кровли, максимальные значения которого приурочены к реперам № 5 и 9 и составили соответственно 55 и 46 мм. Незначительный выпор отмечен в средней части склона, в районе реперов № 6 и 7.

Характер вертикальных деформаций хорошо увязывается с особенностями геологического строения оползневого склона: выпор крепи происходит на участках, где при проходке штольни зафиксированы небольшие валы выдавливания в мзотических глинах; соответственно места опускания кровли этих глин приурочены к участкам крепи, расположенным между валами. Изучение характера продольных смещений в штольне 1 позволяет сделать вывод о том, что оползневый склон на этом участке побережья испытывает некоторое расширение. За период 1965—1968 гг. ширина склона, по данным наблюдений за смещением реперов, увеличилась на 291 мм. Наибольшие смещения произошли за это время между реперами № 5 и 6 (52 мм), № 8 и 10 (83 мм).

В это время скорости горизонтальных перемещений реперов наибольшие за весь двадцатилетний период наблюдений и составляют для реперов коренного массива (№ 7—15) в среднем 130 мм в год, а для реперов оползневых накоплений (№ 1—6) — 300 мм в год. К началу 1967 г. скорости перемещений всех 15 реперов резко уменьшаются до 10—30 мм в год. В следующем 1968 г. отмечается увеличение скорости перемещения реперов в горизонтальном направлении, причем, как и ранее, в 3—4 раза интенсивнее движутся реперы № 1—5. Их скорость составляет 130—150 мм в год. К августу 1969 г. продольные удлинения сохранились только в районе реперов № 8—10, на участке между реперами № 1 и 5 отмечается сжатие, расстояние между ними сократилось на 30 мм. Скорость перемещения реперов в это время упала до 20—80 мм в год, причем интенсивность передвижения реперов коренного массива и оползневых накоплений почти одинакова. Но к середине 1970 г. резко возросли скорости перемещения всех реперов (как горизонтальная, так и вертикальная составляющие).

Скорость продольных перемещений реперов № 1—6 составила в среднем около 300 мм в год, № 7—15 — около 180 мм. Скорости вертикальных деформаций всех реперов в тот период были сопоставлены (деформации реперов коренного массива и оползневых накоплений) и составили в среднем около 40 мм в год. В период 1972—1975 гг. интенсивной деформации склона не отмечено. Скорость горизонтальных перемещений составила 5—12 мм в год. Преобладали вертикальные перемещения со скоростью 10—12 мм в год. В спокойном состоянии склон находился до середины 1977 г. В это время отмечено резкое возрастание скоростей вертикальных деформаций реперов оползневых накоплений, что вызвано, по-видимому, землетрясением силой до 6 баллов (март 1977 г.). Скорости продольных перемещений существенно не увеличились и составили 3—20 мм в год. С 1977 г. по 1986 г. происходит уменьшение скоростей перемещения реперов и в 1986 г. скорость горизонтальных перемещений реперов составляет 0—10 мм в год, а вертикальных — 0—12 мм в год, причем скорость деформации реперов № 7—15 не превышает 5—7 мм в год.

В штольне 2 наблюдения за смещением 12 реперов ведутся с апреля 1966 г. Крепление штольни между реперами № 6 и 12 испытывало вертикальные смещения положительного знака до 1969 г. С 1966 г. по январь 1968 г. участок штольни между реперами № 4—12 удлинился за счет расхождения звеньев крепления на 438 мм, причем основные деформации зафиксированы между реперами № 5 и 6 и составили 410 мм. В результате произошел вывал вышележащих грунтов в штольню, а на поверхности образовалась провальная воронка диаметром около 2,5 м. Быстрое продольное смещение этого участка склона вызвало сжатие между реперами № 4 и 1, суммарная величина которого составила 20 мм. Характер деформаций штольни 2 (выпор у реперов № 6—8, интенсивное растяжение между реперами № 5 и 6, сжатие у портала) свидетельствуют о развитии оползневой подвижки на этом участке склона. Подвижка произошла потому, что к началу 1969 г. комплекс противооползневых мероприятий здесь не был завершен.

На участке побережья в районе траверсов № 7 и 9, в средней части которого расположен портал штольни 2, не было осуществлено устройство контрбанкета и искусственного пляжа, а выполнена лишь вертикальная планировка склона, в результате которой его крутизна уменьшилась на 1° . Более значительная срезка была невозможна из-за сплошной застройки прибрежной части плато многоэтажными зданиями. В 1969 г. после деформации штольни 2 был установлен контрбанкет между траверсами № 7 и 8 в объеме до 100 м^3 на 1 м побережья. Но несмотря на это, в середине 1970 г. отмечены максимальные скорости перемещения реперов как в горизонтальном (300—360 мм/год), так и в вертикальном (10—40 мм/год) направлениях. После отмеченного максимума скорость деформации уменьшалась до 1974 г., составив около 20 мм в год, а в 1975 г. (в оползневых накоплениях) активизировалась до 30—40 мм в год в горизонтальном направлении и 16—25 мм в год в вертикальном. Далее в 1985 г. продольные деформации уменьшаются, их скорость составляет 0—20 мм/год. При общем уменьшении скоростей деформаций в вертикальном направлении к 1985 г. отмечается увеличение скорости до 15 мм/год в период 1981—1983 гг. В 1985 г. скорость вертикальных перемещений реперов составила 0,5—5,0 мм в год, причем, как и в штольне 1, скорости деформаций штольни в коренном массиве и в оползневых накоплениях почти одинаковые.

Наименьшие из всех наблюдающихся деформаций на побережье от Ланжерона до Аркадии до 1970 г. были отмечены в штольне 3, расположенной в районе клиники им. В.П.Фидатова. На этом участке до 1964 г. развивалась крупная оползневая подвижка. Проведенные мероприятия по срезке и планировке верхней части склона и создание искусственного пляжа и контрбанкета объемом до 150 м^3 на 1 м берега способствовали ее прекращению. Общее удлинение штольни за период 1966—1969 гг. произошло всего на 85 мм, причем основная деформация

ция (37 мм) приурочена к участку между реперами № 5 и 6, расположенному под бровкой обрыва. Наменьшие деформации наблюдаются с января 1968 г. по июнь 1969 г. В это время скорость деформации не превышает 5–7 мм в год. Но в 1970–1971 гг., как и в случае со штольнями 1 и 2, резко увеличились скорости деформации в вертикальном направлении — до 55 мм в год, в горизонтальном — от 10 до 270 мм в год, причем наибольшие скорости (170–270 мм/год) отмечены у реперов оползневых накоплений № 1–6. После 1971 г. скорость деформации резко уменьшается до 10–15 мм в год, в конце 1972 г. скорость вновь увеличивается в вертикальном направлении для всех реперов (от 15 до 80 мм в год). В этот момент деформация в горизонтальном направлении происходила со скоростью 3–15 мм в год. В дальнейшем (к 1985 г.) скорость деформаций как вертикальных, так и горизонтальных снижалась. Небольшое повышение скоростей было отмечено в 1974–1975 гг. (до 20–30 мм в год). С начала 1975 г. до конца 1976 г. скорость репера № 7 резко отличается от скоростей передвижения всех остальных реперов штольни. В этот период она достигла значений порядка 300 мм в год. Увеличение скоростей перемещений репера № 7, который расположен в 20 м от бровки склона в глубь плато, свидетельствует об активизации уже имеющихся трещин или об образовании новой трещины (закола) в слое известняка.

В 1985 г. скорость деформации в горизонтальном направлении составила 0–10 мм в год, в вертикальном — 0–7 мм в год. Скорости реперов на участке штольни в пределах коренного массива практически не отличаются от скоростей реперов, расположенных на участке штольни в пределах оползневых накоплений.

Наблюдения за деформациями штольни 4 (санаторий им. Чкалова) проводятся по 14 реперам, расположенным на расстоянии 29,3–29,7 м друг от друга. Строительство противооползневых сооружений началось здесь после оползня, произошедшего в ноябре 1963 г. Анализ данных о деформациях штольни за период апрель 1966 г. — 1969 г. показывает, что крепь этой выработки повсеместно претерпевает выдор, максимумы которого отмечаются от репера № 6 (под бровкой склона) к реперу № 2 (портал) и составляют соответственно 74 и 112 мм. Общая величина горизонтальных деформаций в этот период составляет 135 мм, причем их максимум приурочен к устьевой части штольни (между реперами № 1–3) и составляет 91 мм. Незначительное растяжение отмечено под бровкой склона (19 мм) между реперами № 5 и 6. На двух участках, между реперами № 4–5 и № 6–8, в результате повторных исследований установлены зоны незначительного сжатия. Разрушения крепления штольни не обнаружено. В этот период (1967–1969 гг.) скорости продольной деформации штольни не превышают 10 мм в год, а вертикальной — 25 мм в год. Отсутствие заметных подвижек на склоне связано, по всей видимости, с тем, что противооползневые мероприятия здесь осуществлены непосредственно

после катастрофической оползневой подвижки, после которой наступила стадия временной устойчивости склона.

В 1970–1971 гг. скорости деформации штольни резко возросли, особенно той ее части, которая расположена в пределах оползневых накоплений. Скорость деформации в вертикальном направлении реперов № 1–6 в этот период достигла 300–400 мм в год, реперов № 6–14 – 30 мм в год. В горизонтальном направлении реперы перемещались со скоростью 10–50 мм в год. В отличие от штолен 1–3 в районе штольни 4 отмечается преобладание вертикальных движений над горизонтальными. С 1971 по 1983 г. продольные перемещения характеризовались постоянной скоростью, и их скорость не превышала 20 мм в год. В 1973–1974 гг. скорости вертикальных деформаций реперов № 1–6 не превышали 10 мм в год и были практически равны скорости перемещений реперов № 7–14. В 1975–1976 гг. скорости деформирования реперов, расположенных в пределах оползневых накоплений, снова резко увеличиваются (до 180 мм в год), а к 1983 г. снизились до 5 мм в год. В 1986 г. скорость горизонтальных деформаций возросла до 120 мм в год, вертикальных – до 20 мм в год.

Необходимо отметить, что на участке побережья в районе штольни 4 срезка склона не выполнена из-за близкого расположения корпусов от бровки обрыва. Прекращение крупных оползневых подвижек и увеличение устойчивости склона было достигнуто только созданием искусственного пляжа шириной до 20 м, что привело к уменьшению крутизны склона на $0^{\circ}48'$.

5.3. РЕКОМЕНДАЦИИ ПО ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИМ ИССЛЕДОВАНИЯМ В ПЕРИОД ЭКСПЛУАТАЦИИ ПРОТИВООПОЛЗНЕВЫХ СООРУЖЕНИЙ

В результате осуществления противооползневых мероприятий можно достичь достаточно высокой эффективности закрепления оползнеопасных склонов. Однако набор сооружений и их объем в каждом конкретном случае зависит от степени устойчивости склона до начала работ. Одно из основных сооружений противооползневого комплекса – искусственный песчаный пляж. С одной стороны, он предохраняет береговой обрыв и прибрежную отмель в районе формирования вала выдавливания от размыва и тем самым устраняет причину оползня. Но ликвидировать причину – это еще не значит остановить оползень. Все зависит от состояния устойчивости склона, в котором он находится до начала работ. Если его устойчивость была близка к состоянию предельного равновесия, то ликвидация абразии не приведет к прекращению деформаций.

С другой стороны, с помощью искусственного пляжа можно восстановить устойчивый профиль склона и создать надежный контрбанкет. Данные наблюдений показывают, что волноломами и траверсами мож-

но удержат до 120 м^3 песка на 1 м побережья. Для удержания больших объемов песка необходимо нарастить гребни на траверсах, т.к. песок постоянно перемещается с юга на север. В тех местах побережья, где после окончания работ продолжаются деформации, нужно увеличить пригрузку в основании склона. Это можно сделать за счет увеличения объема пляжа до 200 м^3 на 1 м берега.

Защита побережья с помощью подвижного пляжа позволяет создать в основании склона контрбанкет любого размера. В случае смещений песка к югу или северу и накопления в районе мысов его можно без больших материальных затрат вернуть в места дефицита с помощью земснарядов.

Опыт эксплуатации искусственных пляжей показывает, что волноломами и траверсами не удастся удержать песок на участках побережья, ориентированных на юго-восток (северные стороны мысов). В этих случаях защита побережья с помощью искусственных пляжей не рациональна. Песок под действием преобладающих волнений юго-восточного и восточного направлений активно смещается к северу, накапливается у волнолома, переваливает через него и безвозвратно уносится в море. Примером могут служить участки берега между траверсами №9—10 и 12—13.

Эффективность дренажных скважин, как показывает опыт стационарных наблюдений, не превышает 25 %. Большая часть подземных вод четвертичного горизонта поступает на оползневый склон. Сгущение сети скважин в два раза (уменьшение расстояния между ними до 10 м) незначительно (на 5—10 %) увеличивает эффект водопонижения. Приведенные данные позволяют сделать вывод о нерациональности применения вертикальных дренажных скважин для осушения лесс-видных грунтов. Поэтому при необходимости их осушения в последующем противопопзневом строительстве скважины нужно заменить дренажной прорезью или системой горизонтального дренажа.

Водоупор четвертичного водоносного горизонта (красно-бурые суглинки) залегает на глубине 7—18 м от поверхности. При осуществлении работ по срезке склона он окажется на глубине до 2—13 м, и сооружение траншей, заполненной дренирующим материалом, не вызовет затруднений. Такой способ дренирования позволит отвести значительно больше воды, чем это удастся при помощи дренажных скважин.

Осушение грунтов оползневых накоплений является одним из важных мероприятий, обеспечивающих повышение устойчивости склона. В результате проходки дренажных штолен удалось обнаружить, что вода скапливается в глыбах известняка, погруженных в глинистые грунты. Как правило, грунты, окружающие эти глыбы, наиболее обводнены и характеризуются наименьшей прочностью. Первым шагом в направлении общего осушения оползневых масс может служить поиск обводненных глыб известняка геофизическими методами разведки и их осушение горизонтальными дренажными скважинами.

Подземные воды понтического водоносного горизонта дренируются с помощью совершенной дренажной галереи, из которой вода по-

ступая в штольни и отводятся в море. Штольни проходят в местах наибольших понижений кровли водоупора. Эти участки, по данным стационарных наблюдений, имеют наибольшие водопритоки.

В 1965 г. на участке первой очереди были построены штольни и галереи общей протяженностью 2950 м. При увеличении в 1966 г. длины галереи на 2190 м приток практически не повысился. При правильной закладке дренажных штोलен (в местах понижений кровли маотических глин) можно отказаться от устройства непрерывной дренажной галереи, ограничившись небольшими ответвлениями в стороны от штолен. Это мероприятие, не снижая эффективности дренажных сооружений, значительно удешевит их.

Выполнение противооползневых мероприятий не всегда приводит к прекращению деформации оползневого склона. Это бывает по следующим причинам: невозможность осуществления работ по срезке склона в полном объеме из-за плотной городской застройки; высокая влажность грунтов в оползневом склоне; сложность устройства контрбанкета в основании склона на приглубых участках берега и т.д. В таких случаях необходимо прибегать к искусственному закреплению грунтов.

Данные лабораторного моделирования напряженного состояния пород показывают, что максимальная концентрация касательных напряжений приурочена к слою несмещенного известняка. Катастрофическая оползневая подвижка начинается после разрыва слоя известняка и образования трещины закола. Прочность этого известняка, как правило, не превышает 1,0 МПа. Искусственное увеличение прочности в 2 — 3 раза приводит к значительному увеличению запаса устойчивости склона. Аналогичный эффект может быть достигнут в результате закрепления грунтов, залегающих в толще маотических глин на глубине около 20 м ниже уровня моря и представленных линзами песка с напорными водами и лигнитизированными глинами.

В отдельных случаях для прекращения деформаций склона необходимо разработать достаточно эффективный метод закрепления водонасыщенных глинистых грунтов, находящихся в текучепластичном и даже текучем состоянии.

Очередность осуществления работ на оползневых склонах — один из важнейших вопросов противооползневого строительства. Нередко от правильности выбранной очередности зависит успех борьбы с оползнями. Опыт строительства и данные лабораторных исследований устойчивости склонов позволяют дать некоторые рекомендации по этому вопросу.

Начинать строительство необходимо с мероприятий, направленных на ликвидацию причины, вызывающей нарушение устойчивости склона. Таким мероприятием является создание стабильного искусственного пляжа шириной до 40—45 м. К срезке и планировке склона следует приступить после устройства пляжей и подпорных стен, за которые отсыпают грунт, срезанный в верхней части склона.

В процессе срезки нельзя допустить даже временного увеличения крутизны отдельных частей каждой оползневой ступени. Форма склона

после планировки должна быть плавной, без резких перепадов. После работ по вертикальной планировке можно приступить к проходке дренажных штолен. Эти сооружения, пересекающие тело оползня, наиболее чувствительны к измененным напряженным состояниям. Повышение напряжений в отдельных местах может привести к серьезным их деформациям. Мероприятия необходимо осуществлять комплексно, быстрыми темпами, без перерывов в строительстве.

Ответ на вопрос об эффективности комплекса противооползневых мероприятий, полученный путем многолетних стационарных наблюдений после завершения строительства, надежен и гарантирован от всякого рода ошибок. Но с его помощью можно проверить действенность принятых мер через много лет после окончания строительства. А этот опыт может оказаться и отрицательным. Поэтому инженеры-геологи и проектировщики нуждаются в разработке методики определения эффективности мероприятий до осуществления строительства, на стадии проектирования. Для этого необходимо разработать методику прогнозирования устойчивости склонов в зависимости от изменения его основных характеристик — высоты и крутизны, научиться определять и учитывать механизм оползневого процесса и роль отдельных факторов, приводящих к нарушению условий равновесия.

Для решения поставленных вопросов целесообразно применение лабораторного моделирования напряженного состояния и устойчивости оползневых склонов. Экспериментальное изучение распределения напряжений на моделях должно проводиться с учетом основных особенностей геологического строения массива — выяснения прочностных и деформационных характеристик, обнаружения зон пониженной прочности и условий обводненности грунтов. С этой целью выполняются лабораторные исследования физико-механических характеристик грунтов и устанавливается их зависимость от состава, влажности и действующих в массиве напряжений. При моделировании устойчивости оползневого склона учитываются особенности геологического строения.

Моделирование напряженного состояния пород оползневых склонов на стадии проектирования сооружений позволяет выяснить: 1) особенности механизма оползневого процесса; 2) необходимую крутизну для склона, обладающего достаточно высоким коэффициентом устойчивости ($K_{уст} \geq 1,20$); 3) объемы срезки и планировки в верхней части склона и контрбанкета в основании; 4) роль абразии (подрезки нижней части склона) как основного оползнеобразующего фактора в нарушении условий равновесия; 5) размещение зон разной степени устойчивости в породах оползневого склона; 6) эффективность комплекса противооползневых мероприятий в результате анализа напряжений, измеряемых вдоль поверхности оползневого смещения при различных условиях устойчивости склонов.

С помощью моделирования выделяются зоны концентрации напряжений в породах склона. Концентрация касательных напряжений

совпадает с зонами вероятного разрушения (малой прочности) пород: в средней части оползневого склона преобладают горизонтальные растягивающие напряжения, а под его основанием и в районе вала выдавливания — зоны сжатия, зона растягивающих напряжений и деформаций растяжения отмечается в 30—40 м за бровкой обрыва; зона концентрации нормальных и касательных напряжений зафиксирована в слое понтического известняка.

Исследование напряженно-деформированного состояния массивов пород необходимо вести последовательно, начиная их на самых ранних стадиях изысканий. На первом этапе нужно изучить общий характер напряженно-деформированного состояния массива и определить величины и закономерности распределения напряжений. Эти исследования можно выполнять на моделях однородного строения. Направление исследований — выяснение зон концентраций напряжений и неустойчивых зон в изучаемом массиве. Последующие инженерно-геологические изыскания и исследования должны быть направлены на детальное изучение прочностных и деформационных свойств пород в пределах выделенных зон пониженной устойчивости. Для этих же зон в дальнейшем необходимо сделать натурные контрольные измерения напряжений.

Второй этап изучения напряжений осуществляется на более поздних стадиях проектирования, когда определены основные виды сооружений, характер и объемы противооползневых мероприятий. Для оценки правильности инженерно-геологической гипотезы, на основании которой определены меры борьбы с оползнями, должно применяться лабораторное моделирование с учетом выявленных на предыдущих стадиях особенностей природной обстановки. Для этого составляется подробный инженерно-геологический разрез, определяются расчетные характеристики грунтов, выделяются зоны с низкими показателями прочности. Все эти сведения необходимы для построения модели, учитывающей особенности геологического строения склона и предназначенной для уточнения механизма оползневого процесса, назначения вида, очередности осуществления, места расположения и объема противооползневых мероприятий, предварительной оценки их эффективности. Сложность поставленных вопросов требует применения одновременно нескольких методов лабораторного моделирования и расчетов на ЭВМ с последующим сопоставлением полученных результатов. Осуществление этих работ (в сочетании с данными инженерно-геологических изысканий, лабораторных испытаний грунтов и полевых измерений напряжений) позволяет проверить правильность инженерно-геологических прогнозов, положенных в основу проекта, и количественно оценить эффективность предлагаемого комплекса противооползневых мероприятий до его осуществления в натуре.

Инженерно-геологические исследования на стадии строительства должны быть направлены на решение следующих вопросов: 1) проверка инженерно-геологических прогнозов и заключений, положенных в

основу проекта; 2) контроль за правильным выполнением очередности мероприятий, отвечающих основному направлению борьбы с оползнями; 3) инженерно-геологическая документация при осуществлении работ по срезке и планировке склонов, выемках грунтов, проходке подземных дренажных сооружений и скважин; составление геологических разрезов, описание зон трещиноватости, выделение прослоев грунтов, характеризующихся низкой прочностью, повышенной обводненностью; изучение текстурных и прочностных особенностей глинистых грунтов непосредственно в забоях выработок; 4) организация стационарных наблюдений за устойчивостью склонов, деформациями сооружений, эффективностью отдельных мероприятий комплекса (по удержанию искусственных пляжей, осушению водоносных горизонтов, изучению величин напряжений и деформаций в результате выполнения различных работ); 5) натурные измерения напряжений в породах склонов в процессе проходки подземных сооружений и их сопоставление с данными лабораторного моделирования; изменение величин напряжений в результате осуществления комплекса противооползневых мероприятий.

Задачи инженерно-геологической службы в период эксплуатации противооползневых сооружений должны быть направлены на выяснение эффективности комплекса мероприятий и отдельных сооружений. Опыт, накопленный в этот период, позволяет оценить правильность принятого в проекте направления борьбы с оползнями и достаточность выполненных работ по отдельным видам сооружений. Осуществление противооползневых мероприятий можно рассматривать как своеобразный эксперимент в натуре и полученные данные особенно ценны для последующего проектирования и строительства новых комплексов защитных сооружений.

Основные задачи инженерно-геологической службы в период эксплуатации сооружений должны сводиться к следующему.

1. Стационарные наблюдения за эффективностью комплекса мероприятий и отдельных сооружений; изучение величин и характера деформаций на склоне и внутри массива оползневых пород; определение зон максимальных деформаций, сопоставление их величин с отмеченными до осуществления мероприятий и с объемами выполненных работ. В результате такого анализа можно выделить участки, где принятые меры привели к полной стабилизации склона (например, район штольни 3 и 1), или к уменьшению оползневых деформаций (район ул. Гефта); не привели к увеличению устойчивости склона. Это дает возможность правильно наметить пути повышения устойчивости склона и использовать полученный опыт при последующем строительстве.

2. Выяснение причин нарушения устойчивости склонов после осуществления противооползневых мероприятий и разработка рекомендаций по их устранению. Так, например, в районе Ланжерона и ул. Гефта деформации на склоне продолжают после завершения работ. Исследования, проведенные на этом участке, показывают, что основные

деформации протекают в верхней (ниже бровки обрыва) и средней частях склона. В результате постоянных подвижек, напоминающих по характеру пластические течения, в средней части склона образовался вал высотой до 1,5 м. На этом участке побережья деформации на склоне в оползневых накоплениях происходят из-за большой влажности грунтов. Поэтому для стабилизации подвижек необходимо прекратить поступление воды в оползневый склон и осушить глинистые грунты, находящиеся в текуче-пластическом, а местами — в текучем состоянии. Деформация склона в районе санатория им. Чкалова происходит из-за недостаточных объемов срезки грунта в верхней части обрыва и отсутствия необходимой пригрузки в районе вала выдавливания. Для стабилизации склона на этом участке можно рекомендовать устройство мощного контрбанкета в его основании и отсыпку пляжа необходимого объема.

3. Согласование с противооползневой службой всех видов строительных работ на участке склона, где проведены противооползневые мероприятия. Разработка критериев, норм и правил, позволяющих осуществлять контроль за строительством в оползневой зоне. Первоочередной застройке должны подлежать те участки склона, где, по данным наблюдений, деформации после осуществления противооползневых мероприятий прекратились. Во всех остальных случаях необходимо исходить из анализа величин деформаций склонов, контрольных расчетов на ЭВМ и данных лабораторного моделирования устойчивости.

4. Наблюдения за устойчивостью и деформациями оползневого склона и прилегающей к нему территории с целью разработки предложений по их хозяйственному освоению и охране геологической среды.

1. Аксентьев Г.А. Результаты наблюдений за абразионной деятельностью Черного моря у берегов Одессы // Тр. Одес. ун-та. Сер. геол. и геогр. наук. — 1960. — 150, вып. 7. — С. 131–136.
2. Амброз Ю.А., Васютинская Т.Д., Зелинский И.П. и др. Оползни северо-западного Причерноморья и противооползневые сооружения. — Киев; Одесса. — 1979. — С. 61–64.
3. Амброз Ю.А., Федорченко Т.П. К вопросу о взаимозависимости эволюции береговой линии и развития речных долин северо-западного Причерноморья // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. — 1967. — Вып. 1. — С. 16–22.
4. Амброз Ю.А., Федорченко Т.П. К изучению поверхностей выравнивания северо-западного Причерноморья // Там же. — 1968. — Вып. 2. — С. 19–25.
5. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. Геологическое строение и история Черного моря. — М.; Л.: Изд-во АН УССР, 1983. — 234 с.
6. Бачманов А.Н. Изучение современных вертикальных движений земной коры поверхности на территории г. Одессы // Современные движения земной коры. — 1963. — №1. — С. 19–22.
7. Бертман Л.Я., Шуйский Ю.Д. Динамика побережья Черного моря между Одесским заливом и дельтой Дуная // Докл. АН СССР. Сер. геогр. — 1968. — №3. — С. 60–67.
8. Бондарик Г.К. Общая теория инженерной (физической) геологии. — М.: Недра, 1981. — 256 с.
9. Бураковский В.Е., Гуревич Б.Л. К вопросу о границе Восточно-Европейской платформы в северо-западном секторе Черного моря и южной части междуречья Прут-Днестр // Докл. АН СССР. — 1970. — 193, вып. 3. — С. 656–658.
10. Выржиковский Р.Р. Современная трансгрессия Черного моря // Вестн. Укр. отд. геол. ком. — 1928. — №11. — С. 12–14.
11. Выржиковский Р.Р. Задачи в области изучения абразии на Северном побережье. — ГУЕГМС УССР. — 1933. — 15 с.
12. Гаркаленко И.А., Краснощек А.Я. О восточном продолжении Добруджи // Геофиз. сб. — 1965. — Вып. 1. — С. 82–86.
13. Гаркаленко И.А., Никофорок Б.С., Каморный А.Ф. и др. Глубинное строение Азово-Черноморского региона по материалам геофизических исследований // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. — 1969. — Вып. 3. — С. 85–93.
14. Генеральная схема противооползневых и берегозащитных мероприятий на Черноморском побережье УССР / И.П.Зелинский, Л.А.Заярный, В.П.Кузнецов, Л.Б.Розовский. — Одесса, 1978. — 79 с.
15. Гожик П.Ф., Андрияш О.П. Влияние неотектоники на формирование гидроэрозии Причерноморья // Тез. докл. I респ. тектон. совещ. (Киев, 1971). — Киев, 1971. — С. 35–38.

16. Гончар Г.Я. Гидрогеологические условия северо-западного Причерноморья и прилегающей части шельфа // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. - Вып. 1. - С. 192-199.
17. Голодковская Г.А., Трофимов В.Т. Теоретические вопросы региональной инженерной геологии // 27 межд. геол. конгр. (Москва, 4-14 авг. 1984 г.). Доклады. Секция 17. Инж. геол. - М., 1984. - Т. 17. - С. 72-78.
18. Гриза О.О., Зелінський І.П., Смирнов Р.О. Результат застосування вертикального дренажу в противисувному будівництві на узбережжі м. Одеса // Геологія узбережжя і дна Чорного та Азовського морів у межах УРСР. - 1970. - Вип. 4. - С. 115-122.
19. Гузенко А.В. Изучение инженерно-геологических условий и устойчивости склонов долины лимана Малый Аджылык для целей крупного портового строительства: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - Одесса, 1978. - 24 с.
20. Дранников А.М. Одесские оползни (Типы, причины их образования и меры борьбы с ними) // Тр. Одес. ун-та. Сер. геол. и геогр. наук. - 1960. - 150, вып. 7. - С. 15-23.
21. Дружинин Н.И. Изучение региональных потоков подземных вод методом электрогидродинамических аналогий. - М.: Недра, 1966. - 336 с.
22. Друмя А.В. К вопросу о границе и времени формирования западной части Причерноморской впадины // Докл. АН СССР. - 1962. - 145, вып. 6. - С. 1360-1362.
23. Дятловский Л.И. Напряжения в гравитационных плотинах на песчаных основаниях. - Киев: Изд-во АН УССР, 1959. - 239 с.
24. Емельянова Е.П. Роль климатических факторов в оползневых процессах // Сов. геология. - 1958. - №9. - С. 107-127.
25. Емельянова Е.П. К вопросу о механизме и причинах оползней у Одессы // Тр. Одес. ун-та. Сер. геол. и геогр. наук. - 1960. - 150, вып. 7. - С. 25-42.
26. Емельянова Е.П. Основные закономерности оползневых процессов. - М.: Недра, 1972. - 310 с.
27. Ермаков Ю.Г. К вопросу о тектонике Северного Причерноморья // Тектоника и стратиграфия. - 1973. - Вып. 6. - С. 52-59.
28. Зелінський І.П. Вопросы теории геодинамического поля в связи с решением инженерно-геологических задач // Инж. геология. - 1987. - № 6. - С. 28-35.
29. Зелінський І.П. Инженерно-геологический анализ эффективности противооползневых мероприятий г. Одесса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. - М., 1970. - 23 с.
30. Зелінський І.П. Опыт изучения эффективности противооползневых сооружений в Одессе и его значение для оценки инженерно-геологических условий береговых склонов // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. - 1967. - Вып. 1. - С. 122-129.
31. Зелінський І.П. Теоретические и методические основы моделирования оползней: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. - М., 1979. - 43 с.
32. Зелінський І.П., Бибиқ О.Л., Черкез Е.А., Ибрагимзаде Д.Д. Режимные и стационарные наблюдения для оценки эффективности противооползневых мероприятий г. Одесса // Тез. докл. Всесоюз. конф. "Проблемы инженерной географии" (Москва, сент. 1987 г.). - М., 1987. - С. 230-232.
33. Зелінський І.П., Дюдин В.В. Изменение режима четвертичного водоносного горизонта в районе дренажных противооползневых сооружений в г. Одесса // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. - 1969. - Вып. 3. - С. 210-217.
34. Зелінський І.П., Золотарев Г.С., Максимов С.А., Мостовий И.Н. Проблемы моделирования в инженерной геологии // Вестн. Моск. ун-та. Сер. геология. - 1969. - № 9. - С. 51-65.
35. Зелінський І.П., Корженевский Б.А., Ибрагимзаде Д.Д. и др. Инженерно-геологический анализ эффективности противооползневых мероприятий г. Одес-

- са и проблема охраны геологической среды побережья / АН УССР. Ин-т геол. наук. — Препр. — Киев, 1987. — 52 с.
36. *Зелинский И.П., Ильяшин В.Я.* Изучение одесских оползней в связи со строительством противооползневых сооружений // Гидрогеология и инженерная геология аридной зоны СССР: Материалы средиземноморского совещ. по вопросу изучения оползней и мер борьбы с ними. — Душанбе, 1968. — Вып. 12. — С. 92–97.
 37. *Зелинский И.П., Рожков А.В., Чуйко Е.Э. и др.* О природе связи между оползневой и сейсмической активностью (на примере Крыма, Одесского побережья и Приазовья) // Инж. геология. — 1987. — № 1. — С. 59–66.
 38. *Зелинский И.П., Черкез Е.А.* О принципиальной возможности моделирования напряженного состояния пород склонов на аналоговых машинах // Инженерно-геологические исследования в прибрежной зоне. — Киев, 1974. — С. 10–12.
 39. *Зелинский И.П., Черкез Е.А.* Влияние особенностей геологического строения на распределение напряжений в породах оползневых склонов северо-западного района Черного моря // Оползни и борьба с ними: Докл. респ. совещ. "Методы исследования и борьба с оползнями на территории Молдавской ССР". — Кишинев, 1974. — С. 33–35.
 40. *Зелинский И.П., Черкез Е.А., Гузенко А.В. и др.* Оценка и прогноз эффективности противооползневых мероприятий по результатам лабораторных и натурных исследований для целей рационального управления геологической средой // Современные проблемы инженерной геологии и гидрогеологии территории городов и городских агломераций. — М., 1987. — С. 20–22.
 41. *Зелинский И.П., Шатохина Л.Н.* Изучение устойчивости склонов северо-западного побережья Черного моря // Инж. геология. — 1987. — № 2. — С. 46–50.
 42. *Зенкович В.П.* Берега Черного и Азовского морей. — М.: Гос. изд-во геогр. лит., 1968. — 374 с.
 43. *Зенкович В.П.* Морфология и динамика советских берегов Черного моря. — М.: Изд-во АН СССР, 1960. — 216 с.
 44. *Золотарев Г.С.* Генетические типы оползней, их развитие и изучение // Материалы совещ. по вопросу изучения оползней и мер борьбы с ними. — Киев, 1964. — С. 165–170.
 45. *Золотарев Г.С.* Геологические закономерности развития оползней и обвалов — основа теории их изучения и прогноза // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология. — 1974. — С. 3–19.
 46. *Золотарев Г.С.* Современные крупные оползни и селевые потоки: вопросы их прогноза и защиты // 27 междунар. геол. конгр. (Москва, 4–14 авг. 1984 г.), Доклады. Секция 06. Инж. геология. — М., 1984. — Т. 6. — С. 147–152.
 47. *Золотарев Г.С., Ухов С.Б., Семенов В.В.* Опыт оценки устойчивости склонов сложного геологического строения. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. — 277 с.
 48. *Ибрагимзаде Д.Д.* Методические основы оценки эффективности противооползневых мероприятий г. Одесса: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. — М., 1988. — 22 с.
 49. *Ибрагимзаде Д.Д., Черкез Е.А.* Оценка роли дренажных сооружений в повышении устойчивости оползневых склонов // Современное состояние инженерно-геологической изученности и совершенствование методов исследований экзогенных процессов на территории Украины. — Киев, 1985. — С. 41–42.
 50. *Ивченко А.С.* Палеогидрогеологические рекомендации раннепалеогенового бассейна в Северном Причерноморье. — Киев, 1988. — 202 с. — Деп. в ВИНТИ, № 7528–В88.
 51. *Изучение напряженного состояния оползневых склонов методами лабораторного моделирования и полевых измерений / И.П. Зелинский, С.Н. Максимов, Ю.А. Каменнова, А.А. Шарий // Тез. докл. 5-й конф. геол. фак. Моск. ун-та. — М., 1970. — С. 222–225.*

53. *Калинин Э.В., Мамаев Ю.А., Рот П.Э.* Анализ устойчивости высоких склонов сложного строения на основе результатов изучения напряженного состояния с помощью расчетов и моделирования // Инж. геология. — 1982. — № 5. — С. 64–72.
54. *Каменнова Ю.А., Шарий А.А.* Изучение напряженного состояния массива пород высоких склонов методами лабораторного моделирования // Вопр. инж. геологии и грунтоведения. — 1968. — Вып. 2. — С. 300–316.
55. *Кирпичев М.В.* Теория подобия. — М.: Изд-во АН СССР, 1953. — 216 с.
56. *Комаров И.С.* Основы комплексного метода инженерно-геологического изучения равнинных территорий, покрытых чехлом четвертичных отложений. Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. — М., 1966. — 64 с.
57. *Круглова Л.В., Круглов А.В.* Изучение особенностей механизма оползней выдавливания на моделях из эквивалентных материалов // Исследование механизма развития экзогенных геологических процессов и факторов, их обуславливающих. — М., 1985. — С. 52–60.
58. *Крылова М.А., Шатохина Л.Н.* Инженерно-геологическое районирование северо-западного побережья Черного моря для целей изучения и прогнозирования оползневых процессов. — Одесса, 1985. — 5 с. — Деп. в УкрНИИТИ 04.09.85, № 2055.
59. *Кузнецов Г.Н., Будыко М.Н., Васильев Ю.И. и др.* Моделирование проявлений горного давления. — Л.: Недра, 1968. — 279 с.
60. *Лебедев Т.С.* Особенности строения земной коры и основные зоны глубинных разломов Черноморско-Азовского региона // Тез. докл. совещ. по изучению геол. побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР (Одесса, 10–20 окт. 1965 г.). — Одесса, 1965. — С. 49–52.
61. *Миرونенко В.А., Шестаков В.М.* Основы гидрогеомеханики. — М.: Недра, 1974. — 295 с.
62. *Моляко Г.И.* Неоген півдня України. — Київ: Вид-во АН УРСР, 1960. — 208 с.
63. *Невесский Е.Н.* Вопросы палеогеографии берегов морей в голоц. не в связи с изучением фаций прибрежных осадков // Географические вопросы динамики морских берегов. — М., 1964. — С. 84–85.
64. *Невесский Е.Н.* Процессы осадкообразования в прибрежной зоне моря. — Л.: Наука, 1967. — 255 с.
65. *Оползни Черноморского побережья Украины / А.Н. Лужецкий, И.Ф. Ерыш, А.А. Коджаспиров, П.Н. Науменко.* — М.: Недра, 1977. — 103 с.
66. *Опыт оценки устойчивости склонов сложного геологического строения методом конечных элементов и экспериментами на моделях / Под ред. Г.С. Золотарева.* — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1973. — 277 с.
67. *Пазюк Л.И., Рычковский Н.И.* Особенности отложения Черного моря к югу от Одессы // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. — 1967. — Вып. 1. — С. 97–113.
68. *Попов И.В.* Инженерная геология СССР. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1961–1965. — Т. 1–2.
69. *Природа Одесской области: Ресурсы, их рациональное использование и охрана / Под ред. Г.И. Швеця, Ю.А. Амброз.* — Киев; Одесса: Вища шк., 1979. — 144 с.
70. *Противоползневые сооружения г. Одесса на участке Ланжерон — Аркадия: Инж. обоснования проекта / Под ред. А.А. Чужмира.* — 1964. — 120 с.
71. *Путеводитель экскурсий Международного коллоквиума по геологии и флуне нижнего и среднего плейстоцена Европы / М.Н. Алексеев, Н.А. Константинов, К.Н. Цагадаев-Никонов и др.* — М.: ВИНТИ, 1969. — 115 с.
72. *Розанов Н.С.* Метод тензосетки и его приложения к исследованию напряженного состояния гидросооружений. — М.; Л.: Госэнергоиздат, 1958. — 56 с.
73. *Розанов Н.С., Залинский И.П., Воскобойников В.М.* Инженерно-геологические прогнозы и моделирование. — Киев, Одесса: Вища шк., 1987. — 208 с.

73. Ротар М.Ф. Деякі закономірності розвитку екзогенних процесів на північно-західних берегах Чорного моря // Геологія узбережжя дна Чорного та Азовського морів у межах УРСР. – 1975. – Вип. 8. – С. 97–107.
74. Самсонов А.И., Краснощек А.И. Новые представления о тектоническом строении Придубруджя и северо-западной акватории Черного моря // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. – 1969. – Вып. 3. – С. 94–109.
75. Славин В.И. Геологическая история южной части Украины и Молдавии в пермское время // Материалы VII конгр. Карпато-Балкан. геол. ассоц.; Докл. сов. геологов. – Киев, 1967. – С. 350–364.
76. Слюсарь Б.С. Юрские отложения северо-западного Причерноморья. – Кишинев: Штиинца, 1971. – 244 с.
77. Сулимов И.И. Геология Украинского Черноморья. – Киев; Одесса: Вища шк., 1984. – 128 с.
78. Ткаченко-Тульчинская Г.А. Геолого-минералогическая характеристика отложений мезотического яруса межлуречья Днепр – Ингулец // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. – 1972. – Вып. 5. – С. 27–36.
79. Ткаченко Г.Г., Пазюк Л.И., Самсонов А.И. Геология острова Змеиного (Черное море) // Там же. – 1969. – Вып. 3. – С. 3–19.
80. Трофимов В.Т. Зональность инженерно-геологических условий континентов Земли // Вестн. Моск. ун-та. Сер. Геология. – 1983. – № 6. – С. 3–11.
81. Трофимов В.Т. Инженерно-геологическая типизация и районирование территории // Инж. геол. – 1983. – № 6. – С. 47–51.
82. Трофимов В.Т. Теоретические и методические основы инженерно-геологического районирования // Теоретические основы инженерной геологии: Геологические основы. – М., 1985. – С. 294–312.
83. Трофимов В.Т. О содержании ряда фундаментальных понятий о региональной инженерной геологии // Инж. геол. – 1986. – № 5. – С. 10–21.
84. Флорин В.А. Применение метода ЭГДА к определению напряженного состояния в основании сооружений // Сб. Гидропроект. – М.; Л., 1941. – № 7. – С. 17–22.
85. Флорин В.А. Основы механики грунтов. – Л.: Госстройиздат, 1959–1961. – Т. 1. – 357 с.; Т. 2. – 543 с.
86. Фоменко К.И. Выбор граничных условий при определении напряженного состояния фильтрующих откосов методом ЭГДА. – Белгород, 1971. – 134 с.
87. Чекунов А.В. Основные этапы геотектонического развития Северного Причерноморья // Сов. геология. – 1973. – № 4. – С. 7–23.
88. Чекунов А.В., Веселов А.А., Гилькман А.И. Геологическое строение и история развития Причерноморского прогиба. – Киев: Наук. думка, 1976. – 218 с.
89. Черкез Е.А. Оползни северо-западного побережья Черного моря, их изучение и прогноз методами лабораторного моделирования: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. – Одесса, 1976. – 24 с.
90. Черкез Е.А., Гутковский В.Н., Караван А.И. Анализ морфометрических параметров оползней для оценки естественно-техногенных условий их развития: Тез. докл. Всесоюз. конф. (Ш. Щуккинские чтения). – М.: Изд-во Моск. ун-та, – 1990. – С. 209–210.
91. Шарий А.А., Максимов С.Н., Каменнова Ю.А. Моделирование напряженного состояния пород Одесского оползневого склона // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. – Киев, 1970. – С. 99–105.
92. Шатохина Л.Н. О формировании антропогенного рельефа в пределах оползневых склонов северо-западного побережья Черного моря // Гидрогеологические и инженерно-геологические аспекты охраны окружающей среды. – Новочеркасск, 1985. – С. 121–124.

93. Шуйский Ю.Д. О перемещении наносов вдоль берега Черного моря в районе Сухого лимана // Океанология. – 1967. – 7, вып.3. С. 490–494.
94. Шуйский Ю.Д. Некоторые черты современного развития северо-западных берегов Черного моря // Там же. – 1970. – 10, вып. 1. – С. 117–125.
95. Шуйский Ю.Д. Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. – Л.: Гидрометеониздат, 1986. – 240.
96. Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.В. Экзогенные процессы развития аккумулятивных берегов в северо-западной части Черного моря. – М.: Недра, 1989. – 200 с.
97. Шуйский Ю.Д., Симеонова Г.А. О влиянии геологического строения морских берегов на процессы абразии // Докл. Болгарск. АН. – 1976. – 29, № 2, – С. 241–243.
98. Шуйский Ю.Д., Ротарь М.Ф. Абразия и ее роль в осадконакоплении на северо-западных берегах Черного моря // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах СССР. – 1975. – Вып. 8. – С. 58–66.
99. Яцко И.Я. Формирование современного побережья Черного моря в его северо-западном углу // Науч. ежегодник Одес. ун-та. – 1956. – С. 302–305.

Предисловие	3
1. Природные условия северо-западного побережья Черного моря и прилегающей части шельфа	5
1.1. Физико-географические условия	6
1.2. Геологическое строение	16
1.3. Рельеф, гидрографическая сеть и геоморфология оползневого склона	32
1.4. Гидрогеологические условия	36
2. Инженерно-геологические условия северо-западного побережья Черного моря	41
2.1. Оползнеобразующие факторы	41
2.2. Физико-механические свойства грунтов	55
2.3. Общий анализ условий, факторов и причин нарушения равновесия склонов. Механизм одесских оползней	61
3. Моделирование напряженного состояния и оценка устойчивости оползневых склонов	66
3.1. Методы и результаты моделирования	66
3.2. Оценка устойчивости по результатам моделирования и расчетно-теоретическими методами	88
4. Инженерно-геологическое районирование северо-западного побережья Черного моря для прогноза и моделирования	94
4.1. Принципы инженерно-геологического районирования	94
4.2. Типизация оползневых и оползне-обвальных склонов	119
5. Оценка инженерно-геологической эффективности противооползневых мероприятий	180
5.1. Противооползневые мероприятия и конструктивные особенности сооружений	180
5.2. Методические основы оценки эффективности противооползневых мероприятий	185
5.3. Рекомендации по инженерно-геологическим исследованиям в период эксплуатации противооползневых сооружений	214
Список литературы	221

Академія наук України
Відділення морської геології та осадового рудоутворення
Міністерство освіти України
Одеський державний університет ім. І.І.Мечникова

*ЗЕЛІНСЬКИЙ Ігор Петрович,
КОРЖЕНЕВСЬКИЙ Борис Олександрович,
ЧЕРКЕЗ Євген Анатолійович та ін.*

**ЗСУВИ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО УЗБЕРЕЖЖЯ ЧОРНОГО МОРЯ,
ЇХ ВИВЧЕННЯ ТА ПРОГНОЗ**

Київ, видавництво "Наукова думка"
(Російською мовою)

Художнє оформлення *Н.Л. Казакової*
Художній редактор *І.П. Савицька*
Технічний редактор *Н.І. Кудрик*
Оператор *О.Ю. Крюкова*
Коректори *Л.М. Вальнева, М.Є. Ролінська*

Здано до набору 08.07.92. Підп. до друку 03.03.93. Формат 60х84/16. Папір
офс. № 1. Гарн. Прес Роман. Офс. друк. Ум. друк. арк. 13,25. Ум. фарб.-відб. 13,48.
Обл.-вид. арк. 15,44. Тираж 625 пр. Зам. 184.

Оригінал-макет підготовлено у видавництві "Наукова думка", 252601 Київ 4,
вул. Терещенківська, 3.
Київська книжкова друкарня наукової книги 252004 Київ 4, вул. Терещенківська, 4