

АКАДЕМИЯ
НАУК СССР

*Н. А. Шешеня,
И. О. Тихвинский*

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
И ЗОНАЛЬНО-
КЛИМАТИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ
ОПОЛЗНЕЙ**

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ГОССТРОЙ СССР

ПРОИЗВОДСТВЕННЫЙ И НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
ПО ИНЖЕНЕРНЫМ ИЗЫСКАНИЯМ В СТРОИТЕЛЬСТВЕ

*Н. А. Шешеня,
И. О. Тихвинский*

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
И ЗОНАЛЬНО-
КЛИМАТИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ
ФОРМИРОВАНИЯ
ОПОЛЗНЕЙ**

Ответственный редактор
доктор геолого-минералогических наук
Ф. В. КОТЛОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



4389

Шешеня Н.Л., Тихвинский И.О. Геологические и зонально-климатические особенности формирования оползней: Наука, 1984. — 125 с.

На примере типичных регионов Европейской части Советского Союза установлены и характеризуются регионально-геологические и зонально-климатические особенности формирования и активизации оползневых смещений. Впервые в практике инженерно-геологических исследований для крупных регионов приведен сравнительный анализ геологических и климатических условий, предопределяющих формирование оползней в равнинных, предгорных и горных областях.

На основе этих исследований дано теоретическое обоснование и систематизирована региональная инженерно-геологическая информация, необходимая для прогноза развития оползневых процессов и разработки соответствующих защитных мероприятий. Монография может быть использована научными работниками, изыскателями и проектировщиками в целях изучения оползневых склонов и обоснования проектов рационального использования оползнеопасных территорий.

Ил. 23. Библиогр. 52 назв. Табл. 4.

Рецензенты:

Д.З. КОЧЕВ, Н.А. МИХАЙЛОВ

ВВЕДЕНИЕ

Проблема рационального использования и охраны земель стала проблемой века. В условиях СССР она является важнейшей государственной задачей, делом всего народа. Генеральная линия и задачи в указанной области изложены в Программе КПСС, в решениях XXVI съезда КПСС. В этих документах отмечается необходимость усиления работ по охране природы, сохранения сельскохозяйственных угодий и природного ландшафта, борьбы с оползнями, с эрозией. Появилась необходимость осваивать сильно расчлененные оползнеопасные территории, на долю которых приходится в некоторых городах около 20% всей их площади. Такое освоение должно проводиться на базе знания природных особенностей формирования оползней с тем, чтобы не допустить их активизации. Имеющийся опыт освоения оползневых склонов показывает, что оно часто является причиной резкой активизации оползней. Так, например, в Молдавии в результате хозяйственной деятельности около 42% всей территории занято оползнями, которые появились на склонах крутизной 5—6°. С 1962 по 1972 г. на склонах Южного берега Крыма число зарегистрированных оползней и их суммарная площадь существенно возросли; образованию оползней способствовали искусственные водоемы, подрезка склонов во время строительства автомобильных дорог. При появлении оползней капитальные затраты резко возрастают.

Значительный ущерб от оползней требует принципиально иного подхода к их описанию. На сегодняшний день известны более 2500 работ, посвященных оползням. Тем не менее отсутствуют крупные обобщающие монографические работы, в которых были бы в сжатой, но достаточной для проектирования форме изложены регионально-геологические и зонально-климатические особенности формирования и активизации оползней, определяющие современную устойчивость склонов в пределах типичных участков региона. Однако характеристика именно таких особенностей является необходимой основой для прогноза изменения этой устойчивости под влиянием хозяйственного освоения склонов и для обоснования соответствующего рационального комплекса противооползневых защитных мероприятий.

Авторы проанализировали большое количество литературных источников и накопленного фактического материала, в том числе результаты специализированных исследований сотрудников Лаборатории инженерно-геологических процессов, выполненных в 1964—1981 гг. На этой основе впервые в специализированной литературе дается региональная и зональная характеристика тех условий, без которых оползни на склонах не могут формироваться. Объем данной работы не позволяет авторам охарактеризовать все регионы Советского Союза. Поэтому выбраны наиболее яркие, хорошо изученные и имеющие большое народнохозяйственное значение: участки речных долин, морских побережий в равнинных, предгорных и горных областях. По каждому из характеризуемых участков приводится та количественная информация, которая необходима для оценок устойчи-

ности оползневых склонов и прогноза их развития, для составления проектов рационального и научно обоснованного освоения склонов и для выполнения природозащитных мероприятий.

Выявленные и сформулированные авторами регионально-геологические и зонально-климатические особенности образования оползневых склонов следует рассматривать как теоретическое обоснование прогнозов их развития во времени. Они позволили проследить и общую закономерность развития оползней, которую можно сформулировать таким образом: интенсивность и объемы склоновых гравитационных процессов определяются интенсивностью и знаком новейших тектонических перемещений структурных блоков, вещественным и минеральным составом массивов пород, их обводненностью и структурой, климатическими условиями.

Работа написана кандидатами геол.-минерал. наук Н.Л. Шешеней (Введение, главы 1, 3, 4, 5, заключение) и И.О. Тихвинским (главы 1, 2, заключение). При составлении глав 3, 4, 5 использованы материалы исследований, выполненных в различные годы экспедициями ПНИИИС под научным руководством и при непосредственном участии доктора геол.-минерал. наук Ф.В. Котлова и кандидата геол.-минерал. наук М.К. Рзаевой. В написании главы 1 принимал участие кандидат геол.-минерал. наук М.Г. Демчишин.

ОПОЛЗНИ НА ТЕРРИТОРИИ г. КИЕВ

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В пределах г. Киев оползни развиты на правобережье р. Днепр. На территории города имеются современные, старые и древние оползневые накопления. На склонах отчетливо выражены поверхности отрыва оползней и другие элементы оползневого рельефа. Местами, например на Выдубецком участке, разведочными выработками выявлены погребенные оползневые образования.

Первые сведения об оползнях в районе г. Киев приводятся в летописях XI и XII вв. Научное изучение оползней этого региона проводится с XIX в. В изучении оползней города участвовал ряд крупных ученых и инженеров — К.М. Феофилактов, П.А. Тутковский, П.Я. Армишевский, С.Г. Коклик, П.Н. Червинский, В.Н. Червинский, В.И. Лучицкий, Р.Р. Выржиковский, А.И. Спасокукоцкий, Б.Л. Личков, Е.В. Опоков, Н.Д. Погребов, А.Н. Козловская, М.В. Фремд, В.И. Болгарский, В.С. Левитский, Л.Г. Каманин, А.М. Дранников, Е.П. Емельянова, Ю.М. Марчук, А.М. Харченко, А.Г. Головань и другие.

Хотя первые упоминания о борьбе с оползнями на территории Киева относятся к 1684—1685 гг., в массовом масштабе противооползневые мероприятия выполнялись здесь только с конца 40-х — начала 50-х годов текущего столетия. К настоящему времени противооползневая защита склонов включает следующие виды сооружений: дренажные системы различных типов общей протяженностью более 45 км; подпорные стенки — более 5 км; водостоки закрытые — более 15 км; земляные контрбанкетки — более 170 тыс. м³. Кроме того, на многих участках выполнена планировка склонов, широко осуществлено их озеленение. Берег реки в центральной части города защищен гранитной набережной и откосным креплением, что полностью исключило боковую речную эрозию.

Общая площадь, занятая оползнями, составляет на территории города около 4 тыс. га, или 5% площади города. Из всех оползней, зафиксированных в пределах города, 40% активны в настоящее время, остальные находятся в стабильном состоянии.

По климатическим условиям территория Киева входит в зону умеренного климата.

Влияние климатических факторов на развитие склоновых процессов на правобережье Днепра в районе Киева чрезвычайно сложно и разнообразно. Поводом для активизации оползневого процесса могут являться отклонения от нормы в ходе метеорологических процессов, аномальные сочетания радиационного режима, атмосферной циркуляции, термического режима, режима увлажнения грунтов склонов. Большинство нижеприведенных данных по климату заимствовано из монографии "Климат Киева" (1980).

Радиационный режим Киева определяется средней продолжительностью солнечного сияния, равной 1843 ч, или 45% теоретически возможной суммы. Основное количество тепла, получаемое земной поверхностью от

Солнца, в районе города расходуется на испарение. Затраты тепла на испарение за год составляют 1306 МДж/м², или 70% радиационного баланса. Показатели атмосферной циркуляции — атмосферное давление, скорость ветра, его повторяемость и направление изменяются в значительных пределах сезонно, суточно, а также пространственно для различных частей Киева.

В годовом ходе в среднем максимум давления наступает в октябре — январе, а минимум — в июне — июле. Амплитуда годового хода средних месячных значений атмосферного давления составляет 9—10 мбар, а в отдельные годы она может быть значительно больше. Изменения атмосферного давления влияют на режим водоносных горизонтов зоны активного водообмена, что сказывается и на устойчивости склонов.

Ветры в Киеве — преимущественно западного и северо-западного направления. В годовом ходе скоростей ветра выделяются холодный период с повышенными скоростями ветра (октябрь—март) и теплый (май—сентябрь) с более слабыми ветрами. Штормовые ветры вызывают в ряде случаев падение деревьев, опор линий передач и других объектов с образованием воронок на поверхности земли, что нарушает условия поверхностного стока на склонах и способствует усилению эрозии и активизации оползней.

Для развития склоновых процессов существенным является температурный режим почвы, определяющий глубину промерзания. По данным станции Багинова гора, промерзание почвы в Киеве в декабре составляет 32 см, в январе — 58, а в феврале достигает 82 см. В холодную зиму 1953/54 г. в феврале наблюдалось промерзание почвы до 1,5 м, а зимой 1955/56 г. — до 1,35 м. Безморозный период для Киева составляет 182 дня. Первый заморозок наблюдается 16 октября, последний — 17 апреля.

Одним из важнейших климатических воздействий на геологическую среду является режим увлажнения, зависящий главным образом от атмосферных осадков. В городе количество осадков за год составляет 610 мм, заметно меньше их выпадает в пригородах Киева. В табл. 1 приводится распределение осадков по сезонам на некоторых станциях Киева.

По величине и характеру распределения осадков по годам и месяцам отмечаются резкие колебания. Так, сумма осадков в 1966 г. (Обсерватория) составляла 431 мм, в 1966 г. — 867,2, 1968 г. — 828,1, 1970 г. — 902,4, 1975 г. — 395,6; из наиболее обильных месяцев по осадкам отмечаются: январь 1966 г. — 151,0 мм, июль 1968 г. — 172,0 мм, июль 1974 г. — 209,7 мм (278% месячной нормы, или почти 30% годовой).

Испарение по многолетним данным составляет 70—82%. Зимой чаще всего отмечаются твердые осадки (в январе—феврале 56—58%). Жидкие и смешанные осадки наблюдаются в декабре (32—36%), марте—апреле (19%).

Своеобразный характер имеет снежный покров. В среднем для Киева наблюдается 102 дня со снежным покровом. В отдельные зимы этот период колеблется от 23 (1937/38 г.) до 160 дней (1908/09 г.). Разрушение устойчивого снежного покрова происходит в середине марта. На склонах снег сохраняется в оврагах и понижениях значительно дольше, чем на ровных участках, и часто служит концентрированным источником избыточного увлажнения грунтов.

Важный фактор развития оползней образует поверхностный сток, составляющий в естественных условиях Киева 15—20% от суммы выпавших осадков.

По геоморфологическим особенностям рассматриваемая территория разделяется на три области. Первая из них расположена на правом берегу р. Днепр и включает в себя лёссовое плато с ограничивающими его береговыми склонами рек Днепр и Лыбедь. Вторая область находится также на

Таблица 1

Среднее количество осадков, мм

Станция	Зима	Весна	Лето	Осень	Год
Обсерватория	118	142	212	138	610
Пуща-Водица	121	144	220	143	628
Батьева гора	97	129	200	130	556
Багинова гора	98	129	200	129	556
Ботанический сад	109	130	198	128	565

правобережье Днепра и представлена задровой долиной, примыкающей в западной части города к лёссовому плато. Третья область приурочена в основном к левобережью Днепра и охватывает аллювиальные террасы (пойменную и надпойменную) этой реки.

Оползни встречены только в пределах первой области. Они приурочены в основном к береговым склонам рек Днепр и Лыбедь, а также встречаются на склонах овражно-балочной сети на территории лёссового плато и на бортах различных строительных выемок [Демчишин, Лапинский, 1979].

Поверхность лёссового плато имеет относительные отметки 91–107 м (за нуль принят меженный уровень р. Днепр). К подошве правобережных склонов Днепра и Лыбеди, окаймляющих плато, местами примыкает пойменная и I надпойменная террасы. По данным Г.И. Горецкого [1970], в среднем для района Киева кровля аллювиальных отложений названных террас возвышается над меженным урезом реки соответственно на 5 и 9 м. Территория города с уклонами более 10° составляет около 25% общей площади; крутизна склонов р. Днепр иногда достигает 80° .

В геотектоническом отношении территория города расположена в пределах наиболее активной в новейший и современный этап тектонических движений земной коры структуры — Печерском горсте. Он испытывает неотектонические поднятия со скоростью до 2 мм в год. Горст ограничен рядом разломов, простираение которых совпадает с направлением современной гидрографической сети.

Геологическое строение правого берега Днепра в пределах зон развития оползней характеризуется наличием четвертичных, неогеновых и палеогеновых отложений.

Четвертичная система представлена аллювием поймы (aQ_{IV}) и I надпойменной террасы (aQ_{III}), склоновыми отложениями — современными и верхнечетвертично-современными оползневыми (dpQ_{IV} , dpQ_{III-IV}) и делювиально-оползневыми ($d + dpQ_{III-IV}$), современными антропогенными накоплениями ($antQ_{IV}$), а также верхнечетвертичными покровными лёссовыми образованиями, среднечетвертичными флювиогляциальными и моренными отложениями, нижнечетвертичными породами озерного и проблематичного генезиса.

Склоновые отложения имеют мощность до 12–17 м и представлены в основном суглинками. Антропогенные накопления мощностью до 13 м встречаются на различных локальных участках и имеют разнообразный литологический состав.

Полный разрез верхнечетвертичных лёссовых и более древних отложений, вскрытых эрозионными врезами и участвующих в той или иной мере в оползневом процессе, а также заключенные в этих отложениях водоносные горизонты охарактеризованы в табл. 2. Основные данные по физико-механическим свойствам этих отложений приведены в табл. 3.

Таблица 2

Полный разрез отложений, вскрытых эрозионными врезами на территории Киева

Возраст	Стратиграфо-генетические комплексы	Краткое геологическое описание	Мощность, м
Верхнечетвертичный	Покровные образования (VdQ _{III})	Лёссы и лёссовидные суглинки, палевые и серовато-желтые, сильноизвестковистые. В нижней части разреза более песчанистые, с горизонтом верховодки, уплотненные	до 25
	Погребенная почва (eIQ _{III})	Глины, перенасыщенные органикой, высокодисперсные	до 1
Среднечетвертичный	Флювиогляциальные (fQ _{II} ³)	Надморенные флювиогляциальные пески, желтые и серовато-желтые, тонкозернистые. Местами содержат спорадически встречающиеся подземные воды	0,2—3,8
	Моренные (gQ _{II} ²)	Моренные отложения (суглинки, реже глины и песчаные разности), красновато-желтовато-бурые, реже серовато-зеленые. Содержат обломки кварца и полевого шпата, гальку и валуны осадочных и кристаллических пород	1,9—11
	Флювиогляциальные (fQ _{II} ¹)	Подморенные флювиогляциальные пески от серого до бурого цвета, мелко- и среднезернистые. Содержат подземные воды (первый подгоризонт I водоносного горизонта)	2,0—53
Нижнечетвертичный	Озерные пресноводные отложения, первый слой (lQ _I ²)	Пресноводные суглинки голубовато-серые, зеленовато- и желтовато-серые, пылеватые, от легких до тяжелых, с редкими прослоями песка, мягкопластичные и текучей консистенции. Содержат подземные воды (верхний подгоризонт I водоносного горизонта)	0,6—4,0
	Бурые глины, верхний пласт (rgQ _I ³)	Бурые глины, имеют различные оттенки бурого цвета (в основном темно-бурые и желто-бурые с черными и серыми разводами). Содержат известковистые конкреции и железисто-марганцевые вкрапления. Трещиноватые, местами водоносные по трещинам	1,7—3,0
	Озерные пресноводные отложения, второй слой (lQ _I ¹)	Пресноводные суглинки, литологически сходные с пресноводными суглинками первого слоя. Содержат подземные воды (нижний подгоризонт I водоносного горизонта)	0,7—
	Бурые глины, нижний пласт (rgQ _I ¹)	Бурые глины, аналогичные бурым нижнечетвертичным глинам верхнего пласта, трещиноватые, местами водоносные по трещинам	3—5

Неоген (поздний миоцен— плиоцен)	Пестроцветная толща (N _{1-2ps})	Пестрые глины различных оттенков желтого и сероватого цвета, с многочисленными красно-бурыми, охристо-бурыми, вишнево-красными и малиновыми пятнами; жирные, высокопластичные, с известковистыми конкрециями и железисто-марганцевыми бобовинами	5—12
Нижний неоген (миоцен)	Полтавская свита (N _{1pl})	Верхний горизонт — пески каолининовые белые, реже серые, мелкозернистые, переходящие в песчаники серого и светло-серого цвета, мелко- и среднезернистые и в каолинистые песчаные бурые глины, часто окремненные Средний горизонт — пески светло-серые и белые, мелко- и среднезернистые Нижний горизонт — пески серые, темно-серые и бурые с прослоями бурого угля, углистых и песчаных глин светло-серой, буровато- и зеленовато-серой окраски. Нижняя часть горизонта обводнена	1—2,5 до 20 до 4
Верхний палеоген	Харьковская свита (P _{3hr}) [*]	Пески глинистые, мелко- и тонкозернистые, желтовато-зеленовато-серые, темно-зеленые и охристо-желтые, глауконитовые, с прослоями среднезернистых песков и песчаников слабцементированных. С песками связан II водоносный горизонт, водообильный	4,1—15,7
Средний палеоген	Киевская свита (P _{2kv})	Верхний горизонт — "нагинок" песчано-глинистый, темно-зеленовато-серый, с вкраплениями слюды, местами замещается слюдистым мелкозернистым песком Средний горизонт — мергелистые и спондиловые глины, голубовато-серые, зеленовато-серые, с вкраплениями слюды Нижний горизонт — пески голубовато-, светло- и зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые, карбонатные и глауконитовые, глинистые, с повышенной плотностью, с конкрециями фосфоритов	4—7 26—28 до 1,5
	Бучакская свита (P _{2bc})	Пески темно-серые, зеленовато-серые, темно-зеленые и черные, глауконитовые, мелко- и среднезернистые, с конкрециями фосфоритов. С песками связан горизонт подземных напорных вод	15—41

Таблица 3

Основные данные о физико-механических свойствах пород района г. Киев

Стратиграфический горизонт	Показатели свойств пород (средние значения)					
	Коэффициент пористости	Плотность грунта, г/см ³	Естественная влажность, %	Коэффициент водонасыщения	Угол внутреннего трения, град	Сцепление, МПа
Покровные верхнечетвертичные лёссовые отложения	0,774	1,67	7,7	0,56—0,73	20—36	0,02—0,03
Среднечетвертичные флювиогляциальные отложения (пески)	0,57	2,05	4,0	0,18	30	0,012
Среднечетвертичные моренные отложения (суглинки и глины)	0,441	2,07	8,3—22,4	0,5—1,0	34	0,036
Нижнечетвертичные озерные пресноводные отложения (суглинки)	0,535	2,09	21,1	0,9—1,0	18	0,028
Нижнечетвертичные бурые глины	0,569	1,92	21,0	0,9	14	0,03
Неогеновая пестроцветная толща (глины)	0,682	1,89	21,4	0,82	10	0,04
Отложения полтавской свиты:						
пески	0,678	1,72	6,9	0,28	—	—
глины	0,521	2,1	22,7	0,74	—	—
Отложения харьковской свиты (пески)	0,65	1,73	4,2—23,7	0,18—1,0	30	0,003
Отложения киевской свиты:						
"наглинок"	0,76	1,90	26,2	0,87—1,0	22	0,08
мергелистые глины	0,79—0,98	1,4—1,9	26,2	0,86	19	0,25

Верхнечетвертичные лёссовые отложения (Vd_{III}^Q) сплошным чехлом покрывают лёссовое плато. Представлены они лёссами и сильно известковистыми пылеватыми супесями палевого и серовато-желтого цвета, в нижней части разреза переходящими в более уплотненные и более песчаные лёссовидные суглинки. Содержание пылеватых частиц в лёссовых отложениях более 60%, а глинистых частиц — менее 25%.

Как видно из табл. 3, в среднем естественная влажность лёссовых отложений близка к 8%. Однако многолетние наблюдения, проводимые Киевским геологоразведочным трестом, показали, что на многих участках в лёссовой толще существуют две зоны повышенной увлажненности (с естественной влажностью грунта около 16%). Эти зоны, приуроченные к интервалам глубин 6—8 и 9—13 м, могут с течением времени перемещаться в плане и обуславливать появление значительных деформаций зданий, по-

строенных на лёссовых отложениях. Естественные уступы в лёссовых породах имеют крутизну $70-90^\circ$.

Лёссовые образования на некоторых участках подстилаются погребенной почвой (eIQ_{III}), имеющей мощность около одного метра.

Среднечетвертичные флювиогляциальные отложения (fQ_{II}^3), представленные желтыми и серовато-желтыми мелкозернистыми песками (кровля на относительных отметках 87—93 м), залегают под лёссовыми образованиями и не имеют повсеместного распространения. Содержание глинистых частиц в песках не превышает 8%, их коллоидная активность равна 0,63. На склонах надморенные флювиогляциальные пески образуют уступы крутизной от 30 до 50° . Коэффициент неоднородности песков изменяется от 4,45 до 14,5, коэффициент фильтрации — от 2 до 3 м/сут.

Среднечетвертичные моренные отложения (gQ_{II}^2) прослежены на территории Первомайского сада и Лавры. В основном это суглинки, реже глинистые и песчаные разности. Моренные глины являются водоупором. Кровля морены возвышается от 83 до 94 м над меженим урезом Днепра. Моренные глины и суглинки имеют твердую и полутвердую, реже туго- и мягкопластичную консистенции. На склонах моренные отложения образуют уступы крутизной $30-50^\circ$.

На территории зандровой равнины в западной части Киева лёссовые и моренные образования замещены переслаивающимися зандровыми флювиогляциальными песками, суглинками и глинами с преобладающим развитием песков. Мощность зандровых отложений достигает 30 м.

Среднечетвертичные подморенные флювиогляциальные отложения (fQ_{II}^1), подстилающие моренную толщу в пределах лёссового плато, представлены песками. Они залегают на поверхности нижнечетвертичных отложений (на первом слое пресноводного суглинка или на верхнем пласте бурых глин). Отметка кровли подморенных песков 79—84 м, их коэффициент фильтрации составляет 2—3 м/сут.

Нижнечетвертичные озерные пресноводные суглинки (IQ_1) пылеватые (содержание пылеватых частиц в грунтах достигает 60—80%), иногда содержащие прослойки песка, залегают двумя слоями — первый на кровле бурых глин, второй слой — в толще этих глин. Отметка кровли первого слоя колеблется от 78 до 81 м, второго слоя — от 76 до 79 м. Первый слой пресноводного суглинка (IQ_1^1), залегающий на бурой нижнечетвертичной глине, местами размыт; второй горизонт этого суглинка (IQ_1^2), подстилающий толщу нижнечетвертичных бурых глин, имеет почти повсеместное распространение.

Отложения пресноводных суглинков образуют на склонах уступы крутизной $25-40^\circ$. Средние значения естественной влажности суглинков — 21,1%, при влажностях на пределах текучести и раскатывания соответственно 27 и 16%, т.е. при естественной влажности эти породы находятся в пластичном и текучем состоянии. Содержание глинистых частиц в суглинках достигает 17,4%, а их коллоидная активность 0,52. Коэффициент фильтрации грунтов равен 0,2—0,8 м/сут. Угол внутреннего трения и сцепление при полном водонасыщении суглинков составляют в среднем соответственно 18° и 0,028 МПа.

Нижнечетвертичные бурые глины проблематичного генезиса (prQ_1^3 , prQ_1^1) разбиты сетью мелких трещин. Толща бурых глин разделена на два пласта (верхний и нижний) слоем пресноводного суглинка. Отметка кровли верхнего пласта глин находится в пределах 77—80 м, нижнего пласта — 71—74 м.

Бурые глины размокают и набухают в воде; их естественная влажность в среднем равна 21% при влажностях на пределе текучести 40—43% и на пре-

деле раскатывания 16–18%. Это высокопластичные грунты, содержащие около 54% глинистых частиц, с коллоидной активностью 0,41, полутвердой и тугопластичной консистенции. Для бурых глин угол внутреннего трения и сцепление соответственно равны — при естественной влажности 14° и 0,03 МПа, при водонасыщенном состоянии 3° и 0,006 МПа; при наличии трещин угол внутреннего трения глин уменьшается в 2 раза, а сцепление — в 10 раз.

Неогеновые отложения включают пачку пестрых глин и толщу полтавской свиты.

Неогеновые пестрые глины, по возрасту относящиеся к позднему миоцену и плиоцену (N_{1-2ps}), подстилают нижний пласт нижнечетвертичных бурых глин. Глины жирные на ощупь высокопластичные, содержат в среднем 51,3% глинистых частиц и имеют коллоидную активность 0,51. В верхней части слоя глины тяжелые, твердой и полутвердой, реже тугопластичной консистенции, с блестящими поверхностями излома. В нижней части слоя они становятся более песчанистыми и содержат прослой окремелой темно-бурой или серой глины, который образует на склонах субвертикальный откос, в то время как на месте выходов верхней части слоя пестрых глин крутизна естественных уступов равна $6-18^\circ$. Глины набухают при взаимодействии с водой. По результатам химического анализа в глинах преобладает двуокись кремния (67%) и окись алюминия.

Мощность пестрых глин преимущественно составляет 6–7 м. Кровля глин слабоволнистая и имеет отметки 67–69 м. При средней величине естественной влажности 21,4% пестрые глины имеют влажности на пределе текучести 46% и на пределе раскатывания 20%.

Нижнеогеновые отложения полтавской свиты (N_{1pl}), залегающие под пестрыми глинами, представлены тремя горизонтами суммарной мощностью 19–31 м.

Верхний горизонт образуют каолинистые песчаники и песчанистые глины.

Каолинистые глины и песчаники не имеют повсеместного распространения, часто заменяют друг друга или замещаются сильно каолинистыми серыми мелкозернистыми песками. Естественная влажность глин равна 22,7%, влажность на пределах текучести и раскатывания соответственно 46 и 20%, плотность до $2,21 \text{ г/см}^3$.

Средний горизонт представлен песками светло-серыми и белыми, со слабым желтоватым оттенком, с прослоями охристо-желтых мелкозернистых и с редкими линзами среднезернистых песков. Мощность горизонта до 20 м. Он широко распространен в пределах всей территории города.

Нижний горизонт слагается песками, которые в верхней своей части (на глубине до 1 м от кровли) содержат прослой бурого угля или углистой и песчанистой глины. Нижнюю часть горизонта образуют крупнозернистые пески, имеющие мощность 1,5–3,0 м.

Кровля отложений полтавской свиты находится на отметках от 58 до 64 м. Эти отложения образуют на склонах уступы крутизной $30-50^\circ$.

Палеогеновая система представлена харьковской, киевской и бучагской свитами.

Толща харьковской свиты (P_3hr), залегающая под отложениями полтавской свиты, сложена мелко- и тонкозернистыми, глауконитовыми, слюдястыми, глинистыми песками, содержит прослой среднезернистых песков и бурых песчаников. Песчаники слабощементированные, мощностью от нескольких сантиметров до одного метра. Отметки свиты кровли — от 32 до 35 м. В местах выхода свиты на поверхность склонов углы естественного откоса составляют $30-50^\circ$.

Пески харьковской свиты характеризуются содержанием песчаных фракций 88%, пылеватых — 10%, глинистых — 2%. Коэффициент неоднородности песков варьирует в пределах 0,32—18,0, их коэффициент фильтрации изменяется от 0,1 до 2 м/сут, достигая в присклоновых зонах разгрузки и выветривания 10 м/сут.

Среднепалеогеновые отложения киевской свиты ($P_2 kv$) залегают в основании днепровского склона под харьковской свитой и представлены тремя горизонтами.

Верхний горизонт слагает "наглинок" — песчано-глинистая бескарбонатная порода, иногда замещаемая мелкозернистым песком. Породы этого горизонта образуют на склоне уступы с углом естественного откоса 20—30°. Содержание песчаных частиц в наглинке составляет 15,8—67,6%, пылеватых 21,1—64,9%, глинистых 0,7—32,1%. В верхней части разреза наглинок песчаный, по мере углубления он становится более глинистым. Коэффициент пористости грунтов в пределах 0,63—0,89, коэффициент водонасыщения — от 0,87 до 1,0. Среднее значение угла внутреннего трения водонасыщенного грунта равно 22°, сцепления — 0,08 МПа.

Средний горизонт киевской свиты слагают мергелистые спондилловые глины, местами переходящие в мергели. Отметка кровли мергелистых глин 17—19 м, их мощность 26—28 м. Естественная влажность этих пород в среднем равна 26,2% при влажностях на пределе текучести 30% и на пределе раскатывания 17%. Плотность спондилловых глин составляет в среднем 1,90 т/м³ при коэффициенте пористости 0,78—0,80; на Центральном и Залаврском участках глины более рыхлые — с коэффициентом пористости 0,98 и плотностью не более 1,40 т/м³; на Подольском участке плотность грунтов равна 1,50 т/м³. Средние значения коэффициента водонасыщения — 0,96, угла внутреннего трения — 19°, сцепления — 0,025 МПа. Мергелистые глины в обнажениях на склоне имеют угол естественного откоса 25—30°.

Нижний горизонт состоит из песков голубовато-серых, светло-серых и зеленовато-серых, мелко- и среднезернистых, реже крупнозернистых. Кровля горизонта находится на 5—6 м ниже меженного уреза р. Днепр.

Отметка кровли пород киевской свиты 23—26 м. Общая мощность свиты в среднем равна 33 м.

Среднеплейстоценовые отложения бучакской свиты ($P_2 бс$) подстилают киевскую свиту и представлены глауконитовыми песками. Кровля пород этой свиты залегают ниже уровня Днепра, преимущественно на глубинах 1—8 м относительно меженного уреза реки, снижаясь в местах размыва кровли до глубины 15—28 м.

Гидрогеологические условия береговых склонов Днепра и Лыбеди характеризуются наличием подземных вод в ряде литолого-стратиграфических комплексов, но выдержанных водоносных горизонтов имеется только три: первый — в нижне-среднечетвертичных отложениях (пресноводных суглинках и подморенных песках), второй — в песках харьковской свиты и третий — в песчаной толще бучакской свиты.

Кроме того, спорадически развитые подземные воды встречены в ряде других литолого-стратиграфических комплексов — в оползневых и делювиально-оползневых накоплениях, в лёссовых образованиях, надморенных флювиогляциальных отложениях, в нижнечетвертичных бурых глинах и в песках полтавской свиты.

Современные и верхнечетвертично-современные оползневые и делювиально-оползневые накопления обводнены не повсеместно, заключенные в них воды безнапорные или слабонапорные, встречены в нижней части береговых склонов на глубинах 0—6 м, в верхней части склона — местами на большей глубине.

В верхнечетвертичной лёссовой толще на участках, где толща подстилается моренными глинами, встречена верховодка; в пределах Центрального участка зеркало верховодки находится на глубине 10—17 м.

Среднечетвертичные подморенные флювиогляциальные отложения местами содержат воды типа верховодки.

В подморенных песках и пресноводных суглинках заключены подземные воды, относимые в работах по данному региону к I водоносному горизонту. Этот горизонт состоит из двух подгоризонтов и обладает небольшим напором. Верхний подгоризонт приурочен к подморенным пескам и к первому (верхнему) слою пресноводных суглинков, нижний подгоризонт — ко второму слою пресноводных суглинков.

Верхний подгоризонт имеет широкое, но не повсеместное распространение, он отсутствует на значительном протяжении Подольского участка (между Глубочицкой балкой и Подольским спуском) и за Выдубецким монастырем. Амплитуда колебания уровня верхнего подгоризонта составляет 2,0 м. Содержание сухого остатка в воде изменяется в широких пределах от 154 до 3250 мг/л при среднем значении 1500 мг/л. Местами воды верхнего подгоризонта содержат повышенное количество сульфатных ионов и свободной углекислоты, агрессивны по отношению к бетону.

Отметки уровня нижнего подгоризонта I водоносного горизонта 99—103 м, питание его возможно только в местах размыва нижнечетвертичных бурых глин. В районе Лавры, Телинки и Подола нижний подгоризонт отсутствует.

В верхнечетвертичных бурых трещиноватых глинах на отдельных участках отмечается обводненность по трещинам.

В отложениях полтавской свиты воды встречаются в виде небольших и редких локальных скоплений (у Исторического музея и на некоторых других участках), водоупором являются прослои углистой глины.

К пескам харьковской свиты приурочен II водоносный горизонт (по местной терминологии), наиболее водообильный и постоянный. Его мощность 5—6 м, иногда 12,0 м. Как правило, воды безнапорные, за исключением некоторых участков (например, у Музея украинского искусства). Уровень водоносного горизонта находится на отметках около 43 м на правом берегу днепровском склоне и 21—25 м в долине р. Лыбедь. Воды горизонта дренируются склонами долины Днепра, а также бортами глубоких оврагов и балок, расчленяющих эти склоны. Эти воды характеризуются пестрым и сильно изменчивым химическим составом, их сухой остаток изменяется от 420 до 142 мг/л. Повышенное содержание сульфатов в водах горизонта способствует быстрой коагуляции фильтров и стенок дренажных противооползневых систем, снижая их эффективность.

С песками бучакской свиты связан горизонт сильно загрязненных напорных подземных вод.

Развитие оползневого процесса в районе г. Киев выражается в наличии нескольких групп оползней, различающихся по механизму, составу сдвигающихся пород, базису смещения и генезису.

А.М.Дранниковым [1956] выделяются три группы оползней. *Первую группу* составляют блоковые смещения пород прибрежной части Днепровского склона (верхнечетвертичных лёссовых, среднечетвертичных флювиогляциальных и моренных отложений, а также нижнечетвертичных пресноводных суглинков и бурых глин). Ранее, в период формирования на склоне верхней оползневой ступени, базисом оползня являлась верхняя часть пачки неогеновых пестрых глин, ныне базисом служит верхняя часть оползневых накоплений на этой ступени. Механизм смещения представляет собой сочетание срезания и скольжения.

Оползни *второй группы* представляют собой блоковые смещения коренных пород и ранее образовавшихся оползневых накоплений по мергелистой спондиловой глине.

К *третьей группе* отнесены вязкопластические оползни (оползни-потоки, сплывы и оплывины), формирующиеся преимущественно в толще имеющих на склонах оползневых накоплений, а также в элювиально-делювиальных образованиях на межоползневых гребнях. Оползни третьей группы наиболее распространены на территории города.

К перечисленным целесообразно добавить четвертую и пятую группы оползней. К *четвертой группе* следует отнести оползни гидродинамического выноса (они же "оползни выплывания", или "суффозионные"), наличие которых отмечалось при наблюдениях на склоне Днепра.

В *пятую группу* включают оползни на откосах карьеров и строительных выемок, вызванные подрезкой рельефа. По механизму они представляют собой преимущественно оползни срезания и скольжения, реже — оползни вязкопластические и гидродинамического выноса.

ЛОКАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ

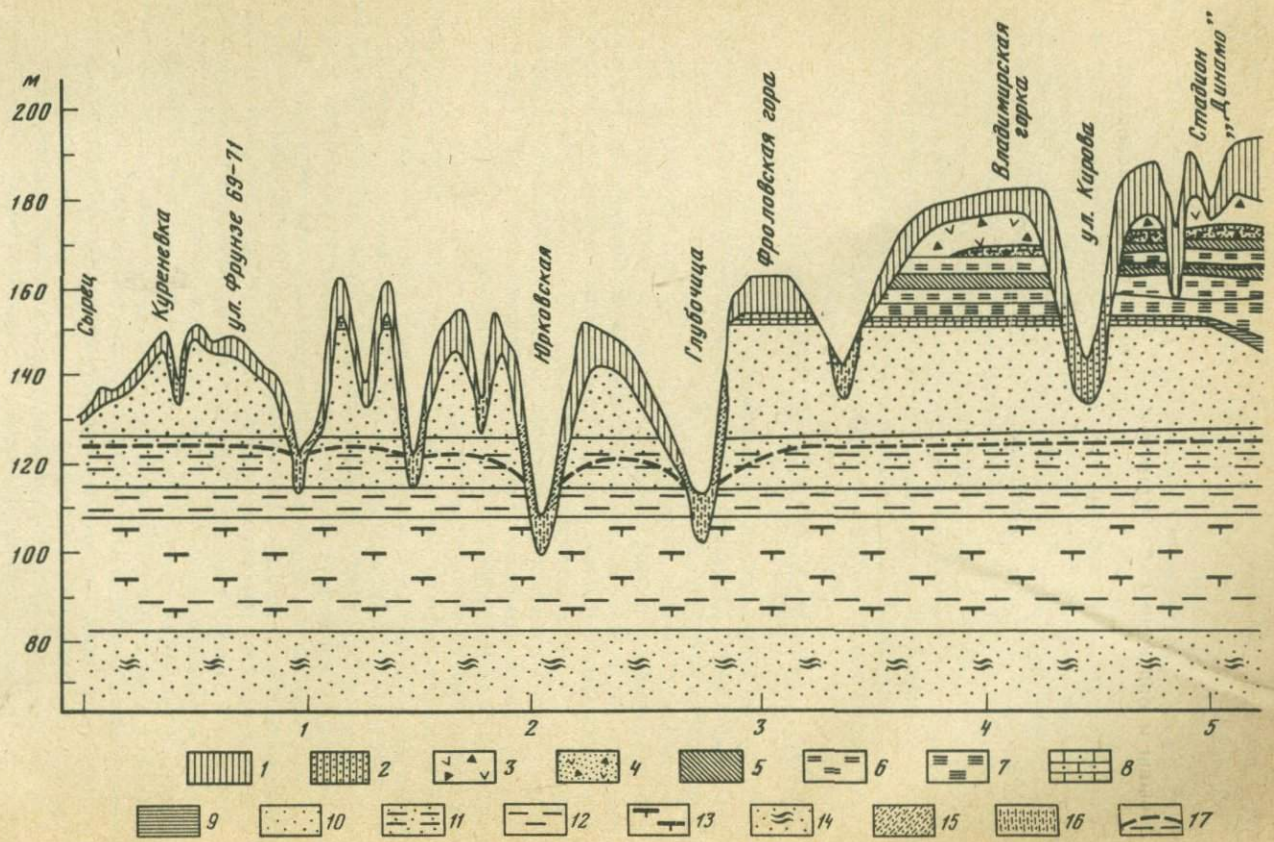
По особенностям развития оползней на территории Киева выделяются пять участков: Подольский, Древнего Киева, Центральный, Залаврский и Выдубецкий (рис. 1).

Подольский участок включает в себя склон протяженностью около 3 км (от Репьяхова яра до подошвы левого склона Глубочицкой балки). Склон здесь опирается на I надпойменную террасу и пойму Днепра. Бровка склона направлена на юго-восток. Склон имеет высоту 40–85 м при отметках его подошвы 11–16 м и средней крутизне 11–38° (в восточном направлении высота склона возрастает, а средняя крутизна уменьшается); отдельные участки на склоне имеют высоту до 15 м и крутизну до 65–80°. Склон прорезан несколькими оврагами (Смородинским, Богуславским, оврагом Мыльного переулка, Юрковским) и Глубочицкой балкой.

В разрезе склона на данном участке полностью отсутствуют среднечетвертичные надморенные, моренные и подморенные отложения, а также нижнечетвертичные пресноводные суглинки и бурые глины. Исключение составляет водораздельное пространство между Глубочицкой балкой и Юрковским оврагом, где вскрыты все вышеописанные стратиграфические горизонты. К северо-западу от Юрковского оврага геологический разрез склона (сверху вниз) следующий: верхнечетвертичные лёссовидные супеси (мощность 1,4–12 м); неогеновые пестрые глины (мощность 3,5–8 м); породы полтавской свиты (представлены все три горизонта, охарактеризованные в табл. 1, мощностью 29 м); водоносные глауконитовые мелкозернистые пески харьковской свиты мощностью 7–10 м; отложения киевской свиты мощностью 30 м — карбонатный суглинок ("наглинок") и залегающие ниже мергелистые глины, подстилаемые мергелистым песком; пески бучакской свиты (в пределах поймы и надпойменной террасы частично размывы и перекрыты аллювием).

I водоносный горизонт (в нижнечетвертичных пресноводных суглинках) имеется только на территории между Юрковским оврагом и Глубочицкой балкой, II водоносный горизонт (в песках харьковской свиты) распространен в пределах участка повсеместно.

Оползневые деформации на Подольском участке имеют преимущественно характер оплывин и сплывов, формирующихся на склонах Смородинского и Богуславского оврагов, оврага Мыльного переулка и Глубочицкой балки в местах, где эрозионными врезами дренируются воды II (харьковс-



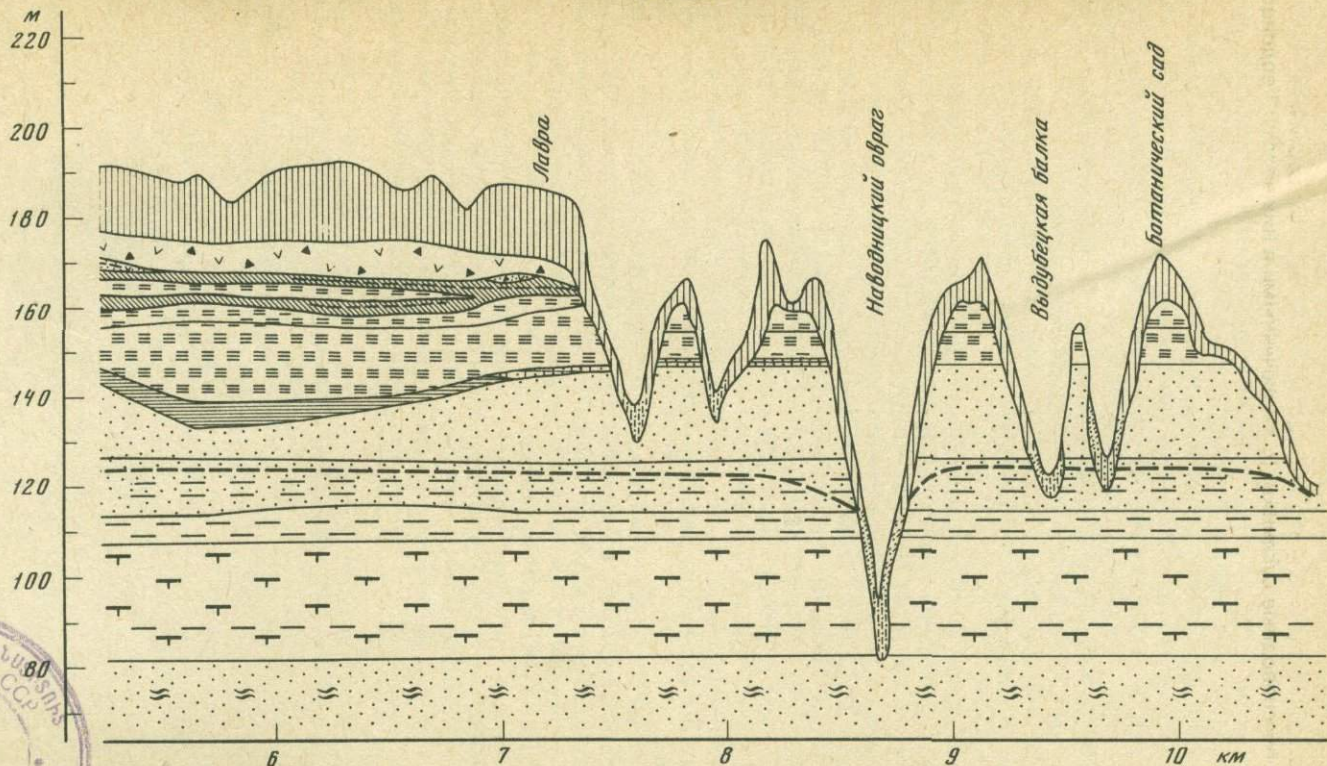


Рис. 1. Геологический разрез правобережного склона долины р. Днепр в пределах г. Киев

1 — лёсс; 2 — аллювий; 3 — морена; 4 — флювиогляциальные пески; 5 — пресноводный суглинок; 6 — бурые глины; 7 — пестрые глины; 8 — песчаник; 9 — каолиновые глины; 10 — пески полтавские; 11 — пески харьковские; 12 — алевроиты; 13 — глинистый мергель; 14 — бучакские пески; 15 — делювий склонов; 16 — овражный аллювий; 17 — уровень грунтовых вод

кого) водоносного горизонта. Здесь же местами наблюдаются блоковые смещения оползневых накоплений (оползни второй группы), а на некоторых участках Юрковского оврага, где имеются нижнечетвертичные бурые глины и пресноводные суглинки (с заключенными в них водами I водоносного горизонта) — подвижки блоковых оползней первой группы. Отмечены также два оползня антропогенного происхождения, образовавшиеся из-за подрезки склоновых накоплений карьерами — в Юрковском овраге и в нижней части склона на ул. Фрунзе. Оползень на ул. Фрунзе размером по фронту 200 м и протяженностью по падению склона 80 м образовался в 1944 г., при его развитии зафиксировано течение разжиженного грунта, в смещение были вовлечены имевшиеся на склоне оползневые накопления и верхняя часть обводненных песков харьковского яруса.

Кроме оползневых деформаций, на Подольском участке имеются небольшие обвалы, возникающие на крутых уступах в верхнечетвертичных лёссовых отложениях.

Участок Древнего Киева охватывает территорию на протяжении 1,8 км от Глубочицкой балки до Владимирского спуска. Справа в Глубочицкую балку впадают глубокие Гончарный и Дегтярный яры и Петровский овраг.

В пределах Древнего Киева отметки поверхности Днепровского склона изменяются в широких пределах от 35 м у подножья склонов до 91 м на бровке плато. В верхней части Днепровского склона имеется неширокая (около 20 м) оползневая ступень с отметкой поверхности около 70 м. Для геологического строения характерно полное отсутствие первого слоя нижнечетвертичного пресноводного суглинка (I_1^1) и приуроченного к нему подгоризонта I водоносного горизонта. Второй слой пресноводного суглинка (I_1^2) и морена (g_{II}^2) здесь имеются, что обусловило и наличие оползней первой группы.

Нижняя часть склона от Андреевской до Владимирской горки, видимо, сформирована блоковыми оползнями второй группы, поверхностью смещения которых служили мергелистые глины киевской свиты. На склонах Гончарного и Дегтярного яров имеются оползни первой группы (сплывы в ранне смещенных лёссовых отложениях).

Активизация повторных подвижек в пределах Древнего Киева вызывается также или за счет переувлажнения оползневых образований атмосферными водами (оползень по ул. Андреевский спуск, северо-западнее Андреевской горки), или водами из труб неисправных ливнеоточков (оползни, отмечавшиеся весной 1971 г. на склоне между Андреевской и Владимирской горками).

Центральный участок включает территорию протяженностью 2,5 км от Владимирского спуска до северного края парка Славы. Здесь русло Днепра подходит непосредственно к подошве берегового склона, где в настоящее время по берегу отсыпана насыпь, по которой проложено шоссе. Высота склона 89—109 м при средней его крутизне 15—25°.

По верхней границе склона протягивается крутой, часто обрывистый прибровочный уступ высотой 16—23 м, к подошве которого примыкает пологая верхняя оползневая ступень (терраса) шириной до 150 м. С нижней стороны эта ступень ограничена уступом высотой 30—40 м и крутизной 24—29°. На поверхности этого уступа находятся 25 оползневых цирков — ложбин с циркообразными расширениями в своих верхних частях. Оползневые цирки отделены один от другого межоползневыми гребнями — "оползне-раздельными мысами". Верхние части оползневых цирков врезаются в поверхность верхней оползневой террасы, причем отдельные цирки прослеживаются почти до подошвы прибровочного уступа склона. У подошвы склона местами имеется нижняя оползневая терраса, на которую уложена насыпь

шоссейной дороги. Ширина насыпи 40—50 м при высоте ее поверхности 11 м над меженным урезом Днепра. Со стороны реки насыпь защищена от подмыва берегоукрепительной стеной.

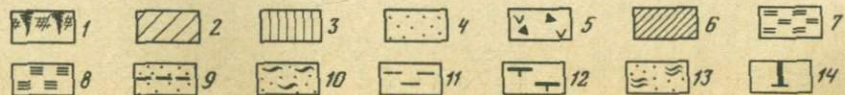
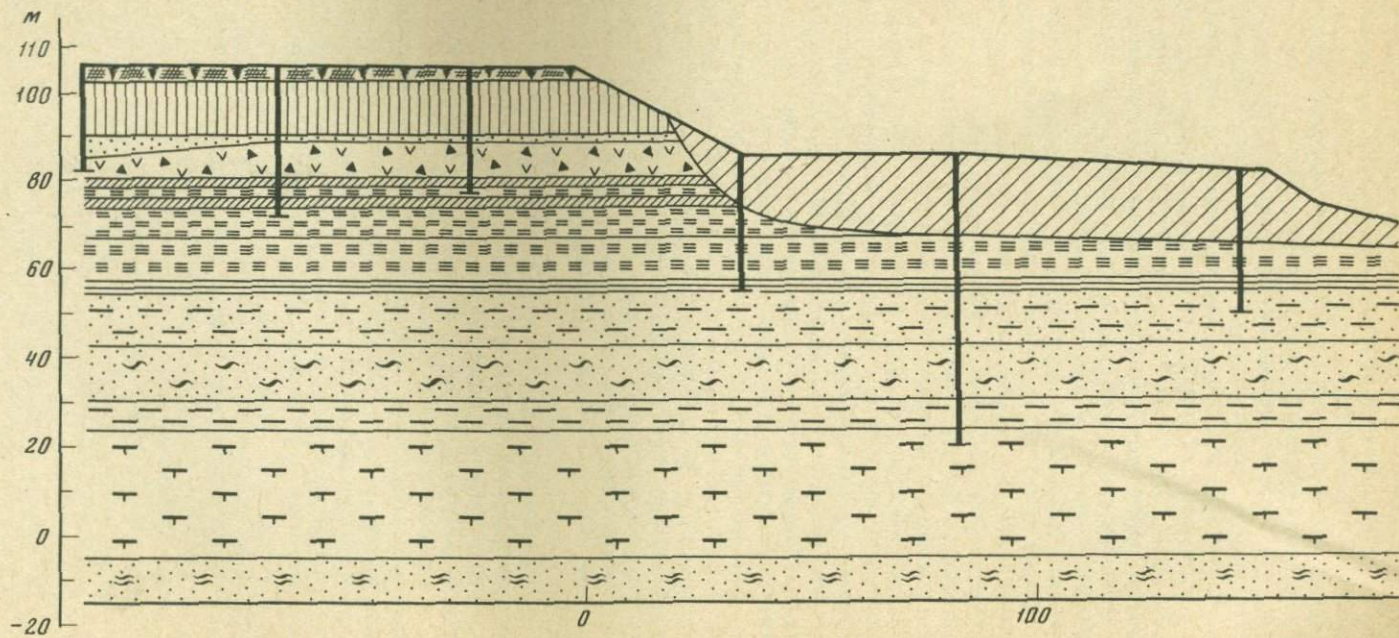
Геологическое строение склона представлено полным разрезом отложений, характерным для лёссового плато (см. табл. 1).

Специфический профиль склона на Центральном участке представляет собой результат многократных оползневых подвижек. Результатом наиболее древних из них явилось образование верхней оползневой ступени (террасы), поверхность которой полого наклонена к реке и имеет отметки 59—85 м (рис. 2). Эта ступень сложена оползневыми накоплениями мощностью до 16 м, причем наибольшая мощность характерна для средней части ступени. Прибровочный уступ склона представляет собой реликт стенки срыва древних оползней, базисом которых являлся, по-видимому, уровень среднечетвертичного вреза р. Днепр. Наиболее крупные оползни блокового типа смещались с высоких (до 100 м и более) и крутых (субвертикальных вверх) склонов по мягко- и текучепластичным нижнечетвертичным глинам с захватом верхней части неогеновых пестрых глин. Образованию оползней данного типа способствовало наличие I водоносного горизонта, водупором для которого служат упомянутые неогеновые глины.

В настоящее время подобные блоковые оползни развиты лишь у верхней границы оползневой ступени и захватывают прибровочный уступ склона там, где он имеет наибольшую высоту и не укреплен (против VI, VII, VIII и XVIII оползневых цирков). В таких местах наблюдаются деформации края лёссового плато с образованием трещин закола и оседанием грунта. Например, на краю плато против VIII оползневого цирка на площадке у музыкальной раковины примерно с 1950 г. наблюдается дугообразная трещина-закол шириной до 0,3 м, охватывающая участок протяжением вдоль бровки 150 м и шириной до 13 м. В 1980 г. зияющая трещина-закол была четко выражена на асфальтовом покрытии площадки, величина оседания покрытия на месте трещины достигала 10—15 см. Базисом этих отседаний лёссового плато в настоящее время является верхний край упомянутой оползневой террасы, так как ниже по рельефу на поверхности склона деформации не прослеживались.

Верхняя оползневая ступень после ее формирования была осложнена 39 оползневыми цирками. Цирки образованы более молодыми современными оползнями-потоками и сплывами, прорезавшими поверхность высокого уступа, образовавшегося на месте выхода на склоне песчаных пород полтавской и харьковской свит. Развитие этих оползней происходило под воздействием I и II водных горизонтов, приуроченных соответственно к нижнечетвертичной толще и к породам харьковской свиты; базисом смещения являлись нижняя оползневая ступень и в местах ее отсутствия бечевник Днепра. Нижняя оползневая ступень образована современными блоковыми оползнями, смещавшимися по поверхности мергелистых глин киевской свиты.

Таким образом, на Центральном участке развивались оползни первой, третьей и частично второй групп. Кроме того, здесь формировались также суффозионные оползни, вызванные дренированием на склоне вод II водоносного горизонта, заключенного в песках харьковской свиты; примером могут служить оползни, отмеченные в пределах некоторых оползневых цирков и на отдельных оползнераздельных мысах (на участках XVII, XXIII и XXIV цирков). Процесс суффозии значительно активизирован вдоль трасс многих подземных дренажных штольневых систем, особенно на участках обрушенных дренажных колодцев. Это явилось причиной возникновения провальных воронок по трассе штольневой системы и активизации оползне-



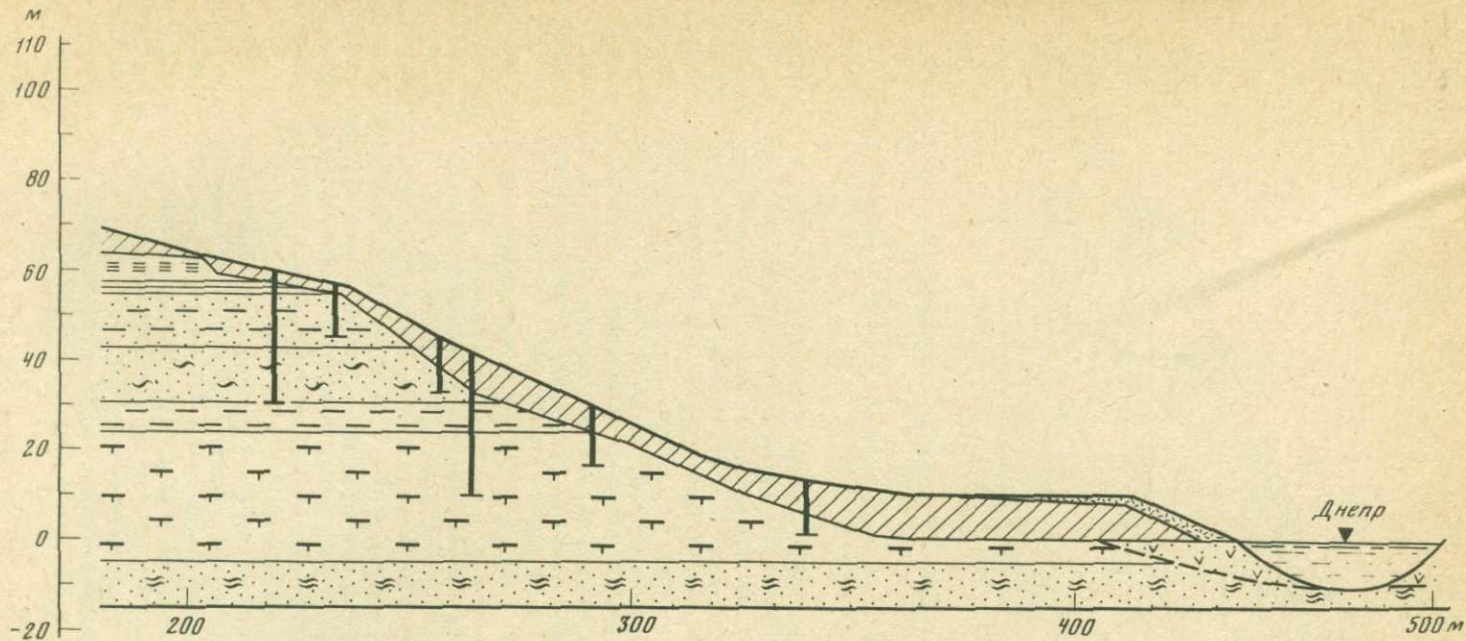


Рис. 2. Геологический разрез берегового склона р. Днепр на Центральном участке (по Е.П. Емельяновой)

1 — почвенный слой; 2 — верхнечетвертичные — современные оползневые накопления; 3 — верхнечетвертичные лёссовые образования; 4 — среднечетвертичные флювиогляциальные пески; 5 — среднечетвертичные моренные отложения; 6 — нижнечетвертичные пресноводные суглинки; 7 — нижнечетвертичные бурые глины; 8 — неогеновые пестроцветные глины; 9 — отложения полтавской свиты, в основном пески; 10—12 — отложения киевской свиты; 13 — пески бучакской свиты; 14 — скважины

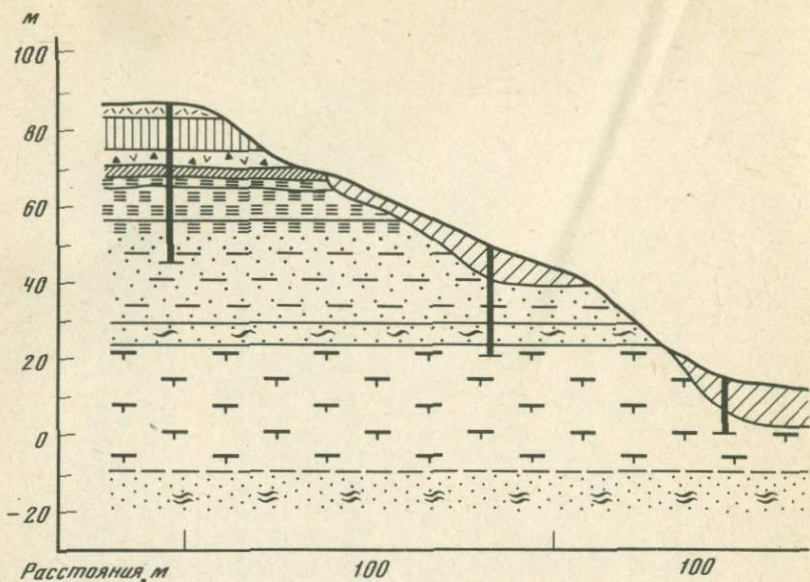
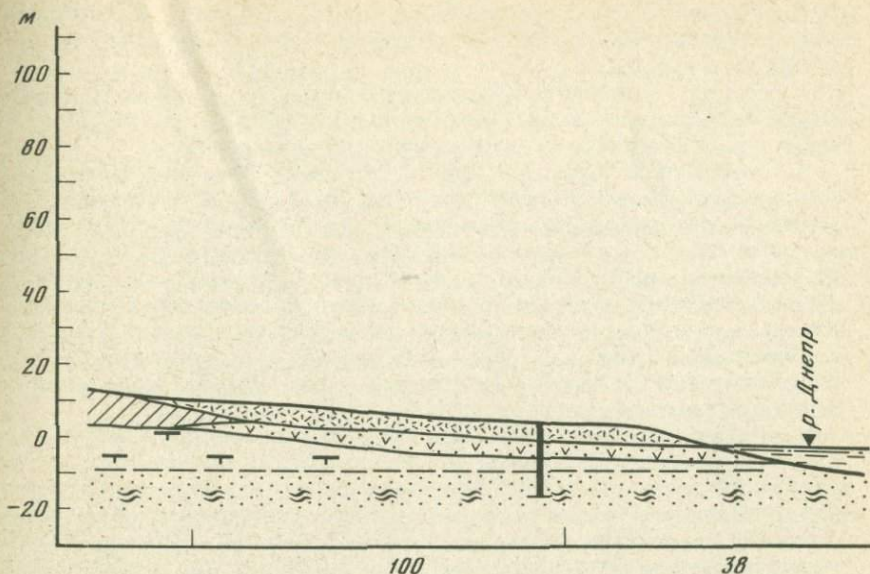


Рис. 3. Геологический разрез на Залавском участке склона р. Днепр. Условные обозначения см. рис. 2

вых подвижек в оползнераздельных мысах, расположенных у северного края цирков I (провальные воронки), V (провальные воронки) вдоль штольневой системы, VI (провальные воронки в средней части склона на месте дренажных колодцев), VII (оползни по поверхности неогеновых пестрых глин и крупные провалы глубиной 8 м, диаметром 10 м в местах обрушенных дренажных колодцев), IX (спливы и опливины, воронки вдоль трасс 12-й и 20-й систем); XVI (оползни суффозионного типа), а также в пределах оползневых цирков II (опливины и спливы в элювиально-делювиальных образованиях, провалы и воронки) и VIII (закол и смещения у музыкальной раковины, активизированные суффозией при очистке и замене штольневой системы).

Антропогенные воздействия привели к возникновению ряда других оползневых деформаций в пределах Центрального участка. Пригрузка склонов вызвала оползневые смещения у здания филармонии (северо-западный край Центрального участка), у стадиона "Динамо" (VI цирк), на территории Киево-Печерской лавры. Поступление в грунт воды из неисправных водонесущих коммуникаций и вследствие неупорядоченного поверхностного стока атмосферных осадков явилось причиной повторных подвижек оползневых образований в VII, XXIV, XXX, XXXIV цирках, утечки из коммуникаций способствовали развитию деформаций в лёссовых отложениях у музыкальной раковины.

Залавский участок длиной 2 км протянулся по берегу Днепра от северной границы парка Славы до Наводницкой балки. К подножию берегового склона здесь примыкает относительно неширокая (преимущественно 50–100 м) полоса днепровской пойменной террасы, на поверхности которой залегают современные антропогенные накопления мощностью в среднем 5 м. Высота склона над поймой около 80 м при средней крутизне его 23–26°. Верхняя оползневая ступень, четко выделяющаяся на склоне выше по течению Днепра, на Залавском участке отсутствует. Однако между пар-



ком Славы и Лаврским оврагом на отметках залегания толщи песков полтавской и харьковской свит достаточно резко выражен относительно крутой уступ рельефа, на котором прослеживаются нечеткие цирки XXVI—XXXI. Для Залавского участка по сравнению с Центральным характерна большая расчлененность склона эрозионными врезами, здесь расположены два крупных оврага — Лаврский и Запещерный.

В разрезе склонов указанного участка в большинстве случаев отсутствуют среднечетвертичные флювиогляциальные пески (f_{II}^3, f_{II}^1) и моренные суглинки (g_{II}^2), первый пласт нижнечетвертичных бурых глин (rg_I^3) и оба горизонта пресноводных суглинков (l_I^1, l_I^2). Исключение составляют более высокие участки, где присутствует весь разрез, характерный для плато (см. табл. 1), кроме первого горизонта пресноводного суглинка и верхнего пласта бурой глины (рис. 3).

Отмеченные особенности геологического строения склонов предопределили местные особенности формирования оползней. На участках, где лёссовые грунты залегают непосредственно на неогеновых пестрых глинах или на глинах полтавской свиты, происходит обрушение лёссовых грунтов под влиянием атмосферных осадков с последующим их смещением по склону в виде оплывин или оползней-потоков. Кроме того, здесь развиваются оползни, вызванные просадками лёссов за счет суффозионного выноса мелких и пылеватых частиц водами выклинивающегося харьковского водоносного горизонта. Подобные склоновые процессы характерны для участков склонов Наводницкой балки и XXXVI, XXXVII, XXXVIII и XXXIIIа оползневых цирков.

Для участков склонов, вскрывающих практически полный разрез четвертичных отложений, характерны блоковые оползни первой группы. В оползании вовлекаются лёссы, моренные суглинки (g_{II}^2) и нижнечетвертичные бурые глины (rg_I^3), которые смещаются по неогеновым пестрым глинам или по породам полтавской свиты. Подобные оползни наблюдались в

1961 г. на склонах Запещерного оврага, причем смещению способствовали обильные затяжные дожди, насыщавшие склоновые накопления с октября 1960 г. по январь 1961 г.

На участках, где склоны вскрывают отложения киевской свиты и имеют выход на поверхность воды II водоносного горизонта из песков харьковской свиты, формируются блоковые оползни второй группы.

Их поверхностью смещения служит "наглинок" киевской свиты. Такие оползни происходили в пределах XXXVa, XXXVIII, XXXVIIIa оползневых цирков. Подвижкам здесь также способствовали обильные продолжительные дожди. Поскольку выходы подземных вод на поверхность склонов сопровождаются суффозионным выносом мелких и пылеватых частиц из песков харьковской свиты, на подобных частях склонов образуются также обвалы лёссов (Vd_{III}), подстилающих их моренных суглинков и нижнечетвертичных бурых глин (g_{II}^2, r_{I}^3) из субвертикальных стенок отрыва оползней с последующим смещением обвальных образований в виде оползневых потоков или оплывин (оползневой цирк XXIX).

В условиях, когда незарегулирован поверхностный сток и имеют место постоянные выходы подземных вод на поверхность склона, формируются оползни-оплывины и сплывы третьей группы. Активизации оползневых смещений способствовали локальные утечки поверхностных вод из разрушенных лотков (XXXVI оползневой цирк и оплывины южнее его), а также подпор подземных вод вследствие кольятации грунтов в зоне влияния дренажных систем (овраг по оползневому цирку XXXVIII).

Выдубецкий участок протяженностью 1,8 км включает в себя территорию Днепровского берегового склона от Наводницкой балки до долины р. Лыбедь. На лёссовом плато и в верхней части склона здесь располагается Ботанический сад АН УССР. Отметки плато изменяются от 63 до 97 м с уклоном в южном направлении.

Склон долины Днепра на Выдубецком участке осложнен балками (Наводницкой, Выдубецкой, Безымянной) и оврагами. Оползневые ступени на склоне не выражены. У подножия склона имеется широкая пойменная терраса Днепра.

По геологическому строению Выдубецкий участок существенно отличается от других участков берега Днепра. Здесь под лёссовой толщей во многих местах скважинами вскрыты древние (среднечетвертичные) оползневые накопления. На участке ограниченное распространение получили среднечетвертичные подморенные пески и нижнечетвертичные пресноводные суглинки и бурые глины. Среднечетвертичные моренные отложения залегают на севере участка на нижнем пласте нижнечетвертичных бурых глин, на юге — на неогеновой пестрой глине. Склон с поверхности покрыт чехлом делювиально-оползневых накоплений ($d + dp_{IV}$), представленных смещенными и перетолженными глинистыми породами. Мощность этих накоплений изменяется от 1 до 22 м, достигая наибольшей величины в днище Выдубецкой балки.

На описываемом участке оползневые цирки не выражены, но здесь зафиксированы 18 сравнительно небольших оползневых очагов (1, 2, 2а, 3—12, 12а, 12б, 12в, 12г), ширина каждого из которых изменяется от 10 до 50 м, а длина — от 20 до 170 м. В нижней части этих очагов отмечены выходы подземных вод II водоносного горизонта, заключенного в песках харьковской свиты.

Ограниченное распространение на данном участке нижнечетвертичных пресноводных суглинков и связанного с ним I водоносного горизонта предопределило незначительное развитие оползней первой группы. Они встречаются только в пределах оползневых очагов 2, 9, 10. Формирование древних

и современных оползней данной группы происходило под влиянием вод верховодки и атмосферных осадков. Их поверхностью смещения служили нерасчлененные ниже-среднеэоценовые пестрые глины (N_{1-2ps}). При современных подвижках (как это произошло в 1971 г. в пределах 9-го и 10-го оползневых очагов, в 0,4 км южнее тальвега Наводницкой балки) в смещения вовлекаются древние оползневые накопления с захватом пород коренной основы.

В пределах оползневых очагов 6, 4, 3, 2 и 2а выявлены повторные смещения в оползневых и элювиально-делювиальных образованиях в виде оплывин и сплывов, связанных с выходами на поверхность склона грунтовых вод. При этом в оползневом очаге 2а имели место оплывины суффозионного типа (у второго выпуска штольневой системы "Выдубецкая"). В некоторых случаях (оползневые очаги 6,4) в смещения вовлекались пески полтавской свиты. На характеризуемом участке формируются также обвалы из уступов лёссового плато (оползневой очаг 1), вызванные способностью лёссов быстро выветриваться и легко размываться атмосферными водами. Накопления таких обвалов постепенно насыщаются водой и образуют оползни-потоки.

Южнее оползневого очага 1, находящегося в 250 м к югу от Безымянной балки, условия для формирования оползней отсутствуют, поскольку толща лёсса мощностью до 20 м залегает здесь на среднечетвертичных флювиогляциальных песках и супесях или на песках полтавской свиты, ниже которых вскрыты мергелистые глины киевской свиты.

Для грунтовых и подземных вод Выдубецкого участка характерно повышенное содержание в них карбонатных и железистых солей, которые, выпадая в осадок, коагулируют грунты в зоне влияния дренажных сооружений, здесь построенных. Поэтому указанные сооружения оказались малоэффективными, что обусловило повсеместное выклинивание данных вод в средних и нижних частях склонов.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ОПОЛЗНЕВОГО ПРОЦЕССА

Переходя к оценке региональных особенностей оползневого процесса в целом для территории Киева, целесообразно оценить влияние на развитие оползней тектонических движений, эрозионных процессов, антропогенных воздействий, литологии и инженерно-геологических свойств пород, гидрогеологических и климатических условий.

Новейшие и современные тектонические движения вызвали в пределах относительно поднятых структурных блоков сильную эрозионную расчлененность рельефа и образование высоких и крутых склонов. Наибольшее количество оползней возникло на склонах, приуроченных к максимально поднятым в современном рельефе структурным блокам. Максимальное развитие оползней имеют в пределах Центрального оползневого участка, для которого характерны наибольшие отметки лёссового плато и наиболее высокое положение стратиграфических горизонтов коренного массива. На относительно опущенных структурных блоках, к которым относится вся левобережная часть долины Днепра и задровая равнина на правом берегу реки, оползневые процессы не проявляются.

Боковая эрозия Днепра предопределила пространственную приуроченность современных оползней на правобережном склоне реки. Преобладающее число из них сформировалось на Центральном оползневом участке, где отсутствуют правобережные пойменная и надпойменная террасы и где берег в течение голоцена размывался рекой.

Антропогенные воздействия, как видно из предшествующего описания оползневых участков, нередко вызывали активизацию смещений или возникновение новых оползней. К числу антропогенных факторов, способствовавших развитию оползневых подвижек, относятся подрезка и пригрузка склонов, сокращение древесной растительности, распашка территории под огороды с последующим обильным поливом, дополнительное увлажнение пород вследствие утечек из различных водопроводящих систем.

Влияние литологического состава пород и подземных вод на оползневой процесс в значительной мере видно из приведенного в табл. 4 распределения оползней по приуроченности их основных деформируемых горизонтов к стратиграфическим комплексам (применительно к общему числу оползневых смещений, наблюдавшихся за 100 лет в пределах Киева).

Как видно из табл. 4, наибольшее число оползней приходится на лёссовые образования и глинистые породы (моренные и нижнечетвертичные суглинки и глины, а также неогеновые и палеогеновые глины) — соответственно 37 и 49%.

Высокая подверженность оползанию лёссовых пород вызвана способностью легкого разрушения их структуры при взаимодействии с водой и высокой степенью размываемости поверхностными водами. Это приводит к накоплению рыхлого материала и при его увлажнении поверхностными и подземными водами создает условия для развития оплывин, сплывов и оползней-потоков.

Нижнечетвертичные бурые глины, неогеновые высокодисперсные пестрые глины и наглинок киевской свиты часто имеют в естественных условиях мягкопластичную и текучепластичную консистенцию, что создает условия для формирования блоковых оползней (первой и второй групп).

Гранулометрический состав песков полтавской и харьковской свит предопределяет их суффозионную неустойчивость, способствуя гидродинамическому выносу частиц грунта и последующему обрушению вышележающих пород и образованию суффозионных оползней.

Влияние гидрогеологических условий на оползнеобразование прослеживается весьма четко. С верховодкой связаны просадки лёссовых грунтов, их обрушения и последующие смещения в виде оползней-потоков и оплывин. I водоносный горизонт, приуроченный к двум пропласткам нижнечетвертичного пресноводного суглинка, является одной из основных региональных закономерностей, определяющих пространственное распространение оползней блокового типа (первая группа). Воды этого горизонта смачивают поверхность нижнечетвертичных и неогеновых пестрых глин, резко уменьшая сопротивление сдвигу оползней по их поверхности. На участках, где склоны дренируют оба подгоризонта I водоносного горизонта, происходит значительная активизация оползневых подвижек в элювиально-делювиальных и оползневых образованиях (третья группа оползней).

II водоносный горизонт, приуроченный к пескам харьковской свиты, предопределяет формирование оползней блоковых (второй группы) и суффозионных.

С выходами на поверхность склонов вод I и II водоносных горизонтов связано также формирование оползней третьей группы (оплывин и сплывов повторных блоковых подвижек в оползневых образованиях), имеющих наибольшее распространение на территории Киева.

Воздействием подземных вод можно объяснить относительно большое число оползней в нижнечетвертичных глинах и суглинках (27%) по сравнению с неогеновыми пестрыми глинами (13%) и моренными отложениями (7%). Такое распределение оползневых смещений вполне соответствует

Таблица 4

Распределение оползней на территории г. Киев по приуроченности к основным стратиграфическим комплексам

Геологический индекс	Комплекс	Средняя величина мощности комплекса, м	Характеристика заключенного в комплексе водоносного горизонта	% от общего числа оползней
VdQ _{II-III}	Пёсовые отложения	20	Невыдержанный (верховодка)	37
fQ _{II} ³	Надморенные флювиогляциальные отложения (пески)	2	Невыдержанный (типа верховодки)	1
gQ _{II} ²	Моренные отложения (суглинки, глины)	6	Отсутствует	7
fQ _{II} ¹	Подморенные отложения (пески)	4	Выдержанный	2
IQ _I	Пресноводные суглинки	5	То же	5
rgQ _I	Бурые глины	8	Спорадический	22
N ₁₋₂ ps	Пестрые глины	8	Отсутствует	13
N ₁ pl	Отложения полтавской свиты (пески с прослоями глин)	25	Редкие обводненные линзы на прослоях глины	4
P ₃ hr	Отложения харьковской свиты (пески)	10	Выдержанный, водообильный	7
P ₂ kv	Отложения киевской свиты:			
	наглинок	5	Отсутствует	1
	мергелистые глины	27	То же	1

степени обводненности пород — в нижнечетвертичной толще содержится выдержанный водоносный горизонт, в пестрых глинах и моренных отложениях подземные воды отсутствуют. Примечательно также вызванное наличием подземных вод существенное количество оползневых смещений, приуроченных к песчаным толщам — надморенным и подморенным пескам, к песчаным отложениям полтавской свиты и особенно к пескам харьковской свиты. Именно присутствие в харьковских отложениях обильного водоносного горизонта обусловило сравнительно большую долю оползней (7% от общего для района числа), связанных с породами харьковской свиты.

Зонально-климатические условия влияют в основном на развитие оползней-потоков, сплывов, оплывин, а также повторных блоковых смещений. По данным стационарных наблюдений за период с 1945 по 1980 г., оползневые подвижки по сезонам года распределены следующим образом: весна —

около 80% от общего количества оползней; лето — 5%, осень — 11% и зима — около 4% (при суммарном объеме сместившейся породы соответственно 1,2; 0,13; 0,06 и 0,008 млн.т³).

Указанное распределение оползней связано преимущественно с инфильтрацией атмосферных осадков, 10% от общего количества которых поступает на подпитку водоносных горизонтов. Снеготаяние и обильное выпадение дождевых осадков приводят к активизации старых и образованию новых оползней, особенно в местах, где не упорядочен поверхностный сток. Обильные и продолжительные дожди в 1764, 1826, 1839, 1844, 1849, 1853, 1870, 1871, 1880, 1884, 1892, 1906, 1907, 1915, 1932, 1933, 1960, 1961 гг. явились причиной многочисленных оползневых смещений. Л.С. Мяков, А.М. Дранников и В.И. Хазин проследили отчетливую связь числа оползней за весенний период с количеством осадков в предшествующие 1,5–2,0 года.

Глава 2

ОПОЛЗНИ СКЛОНА ПРАВОГО БЕРЕГА ВОЛГИ В г. УЛЬЯНОВСК

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Оползни на территории Ульяновска развиты на правобережных склонах рек Волги и Свяги, а также на склонах оврагов, пересекающих поверхность Волго-Свияжского водораздела. В настоящей работе рассматриваются только оползни правобережного волжского склона как наиболее типичные для района г. Ульяновск.

Первое научно обоснованное заключение об оползнях Ульяновска было дано в 1902 г. П.И. Кротовым и А.П. Павловым [Павлов, 1903]. Позже большой вклад в изучение оползней данной территории внесли М.Э. Ноинский [описание оползня 1915 г.; Рогозин, 1961], И.С. Рогозин [1961, 1965], Е.М. Милановский [Оползни Среднего и Нижнего Поволжья, 1935], М.В. Чуринов [1945], Г.С. Золотарев [1948а, б, 1959, 1961] и другие исследователи. Особо следует отметить при этом обобщающую монографию И.С. Рогозина [1961].

Климат района исследований умеренно континентальный, соответствующий зоне лесостепи. Средняя годовая температура воздуха +3,7°С, период отрицательных сезонных температур продолжается с ноября по март, глубина сезонного промерзания грунтов обычно не превышает 1,6 м, достигая в холодные зимы на отдельных участках 2,5 м [Ячевский, 1916; Рогозин, 1961]. Количество осадков составляет в среднем 434 мм, из них 124 мм выпадает в холодное время года. Около 300 мм выпадает в теплый период, остальная часть выпадает в виде твердых осадков в зимний период.

От северной окраины г. Ульяновск и почти до Пролетарского спуска (до участка в 0,5 км выше его по течению реки) русло Волги направлено на юго-восток и прижато к коренному правому берегу. В центральной части города Волга сохраняет свое направление, но коренной берег круто поворачивает на юго-запад и между ним и современным руслом располагается широкая пойма (Попов остров), склоны более пологие (в среднем 9–12°). Ниже по Волге от спуска Крутого, находящегося у южного края площади Ленина, к правобережному склону прислонена I надпойменная терраса, а ниже Винновки — волжская пойма.

После создания Куйбышевского водохранилища с 1956 г. пойма и I надпойменная терраса затоплены. Берег водохранилища укреплен от размыва на протяжении 6 км (1982 г.) от Слободского спуска и почти до Киндяковской выемки. Нормальный подпорный уровень (НПУ) водохранилища на 21 м превышает старый меженный уровень Волги. Ежегодно с апреля по август уровень воды обычно поддерживается на отметке нормального подпорного уровня, а в сентябре—октябре понижается на 1—2 м. В отдельные годы производилась более значительная сработка уровня (до 5 м от НПУ). Штормовые периоды на водохранилище приходятся в основном на весну и осень при ветрах северо-восточного, восточного и юго-восточного направлений. Максимальная высота волны, наблюдавшейся при штормах — 2,4 м.

В геологическом строении правого берега Волги основную роль играют нижнемеловые отложения (преимущественно глины), образующие преобладающую часть коренного массива правобережного волжского склона. Нижнемеловая толща имеет мощность около 200 м, подошва ее находится ниже русла Волги. Эта толща сложена породами готеривского, барремского, аптского и альбского ярусов и представлена главным образом темно-серыми (почти черными) глинами, в разной степени песчанистыми, содержащими в некоторых пачках караваяобразные конкреции (септари) глинистого, слегка железистого прочного мергеля. В нижнемеловых отложениях имеются четыре прослоя глинистого песка мощностью 1—3 м каждый. Один из них образует нижнюю часть барремского яруса, а три других залегают в альбском ярусе. В средней части аптского яруса заключена так называемая аптская плита мощностью до 4 м, представленная плотной слоистой глиной с прослоем окремненного мергеля мощностью до 1 м.

На значительной площади территории Ульяновска нижнемеловые породы перекрыты верхнемеловыми мергелями мощностью до 200 м. На участке Винновки склон сложен неогеновыми отложениями кинельской свиты мощностью около 30 м (разнозернистые, местами косослоистые пески с гравием и галькой) и ачкагыльского яруса мощностью до 8 м (песчаные глины), заполняющими древнее (ныне погребенное) эрозионное углубление, прорезавшее Волго-Свияжский водораздел [Дедков, 1962]. К этому углублению примыкают древние (неогеновые) оползневые накопления (смещенные нижнемеловые породы), в настоящее время также погребенные. На отдельных участках в верхней части склона залегают отложения мощностью до 20 м, относимые нами [Тихвинский, 1962] к домашкинской свите плиоцена — мелкозернистые и тонкозернистые пески с прослоями бурых суглинков и супесей. В южной части Ульяновска поверхность Волго-Свияжского водораздела представляет собой реликт террасы раннеплейстоценового притока Свияги. Эта терраса сложена толщей плохо отсортированных галечников (галька мергелей и глауконитовых песчаников) и разнозернистых песков, кровля толщи находится на относительных отметках около 88 м, подошва — 76—83 м.

На волжском склоне нижнемеловые коренные породы перекрыты оползневыми накоплениями (преимущественно современными, местами — верхнечетвертичными) мощностью, как правило, до 30 м (исключение представляет участок южнее Пролетарского спуска, где сохранились древние оползневые накопления с глубиной подошвы до 48 м). Оползневые накопления представлены двумя основными литологическими комплексами: смещенными пакетами и блоками нижнемеловых пород (слагают нижнюю часть оползневой толщи) и сильно перемятыми бурыми и буровато-серыми глинами (накоплениями оползней-потоков и сплывов с примесью делювиального материала).

Подземные воды в массиве волжского склона, не затронуто оползневыми смещениями, заключены в песчаных слоях баррема и альба, в аптской плите и местами в верхнемеловых мергелях, а также в отложениях кинельской и домашкинской свит и в нижнечетвертичных галечниках террасы древнего притока Свияги.

Невыдержанный водоносный горизонт, зачастую представленный гидравлически разобщенными линзами, имеется в оползневых накоплениях. В большинстве случаев уровень этого горизонта находится на глубинах 2—4 м от поверхности земли; годовая амплитуда колебаний уровня не превышает 1—2 м.

Физико-механические свойства пород в большой степени определяются воздействием выветривания и оползневого процесса. Несмещенные нижнемеловые породы характеризуются монтмориллонито-гидрослюдистым (в отложениях аптского яруса — гидрослюдисто-монтмориллонитовым) составом; аптские глины содержат примесь галлуазита и каолинита. Невыветрелые неокомские (готеривские и барремские) глины содержат 67—84% частиц мельче 0,005 мм, причем преобладают (51—58%) частицы мельче 0,001 мм. При выветривании дисперсность глин уменьшается, а после оползания отмечено еще большее снижение дисперсности — частиц мельче 0,005 мм содержится 39—75%, в том числе частиц мельче 0,001 мм — от 26 до 51%.

У невыветрелых неокомских глин величина набухания 23—56%, у выветрелых разновидностей и у перемятых оползневых глин она снижается до 0,3—0,5%. Наиболее быстро (от нескольких минут до 1 ч) размокают в воде перемятые оползневые глины, в меньшей степени выветрелые глины; невыветрелые глины частично осыпаются, но сохраняют форму образца в течение 8—10 сут. и более.

В результате влияния выветривания в нижнемеловых глинах происходит уменьшение плотности, влажности и коэффициента сжимаемости, значения влажности этих глин равны: на глубинах до 5 м, где наиболее проявился процесс выветривания — 35%, а в зонах глубиной от 15 до 25 м — 28% [Тихвинский, 1965]. У перемятых оползневых глин значения коэффициента сжимаемости 0,004—0,005 МПа, тогда как у невыветрелых нижнемеловых глин они значительно меньше.

Из современных экзогенных геологических процессов наибольшее развитие имеют оползневые, абразионные, выветривание, в меньшей степени — эрозионные.

Современные оползни волжского склона можно разделить на два основных типа — вязкопластические и блоковые.

Вязкопластические оползни включают оползни-потоки и сплывы, возникающие в ранее оползших накоплениях с захватом сильно выветрелых нижнемеловых глин. Причиной образования вязкопластических оползней является снижение прочности относительно малоуплотненных пород при обильном увлажнении атмосферными и отчасти подземными водами. Глубина подошвы таких оползней 2—4 м, иногда до 6 м. Оползни-потоки обычно образуются в ложбинах и имеют форму, вытянутую по уклону рельефа. Сплывы обладают овальной в плане формой. Наибольшая активизация оползней течения обычно наблюдается весной (после снеготаяния), в засушливые периоды происходит замедление или даже прекращение подвижек. Скорости смещения оползней-потоков обычно не превышают 1—2 м в месяц, но иногда достигают 30—45 м в месяц.

Блоковые оползни преимущественно развиваются в имеющих на склоне оползневых накоплениях и имеют поверхности скольжения, приуроченные в основном к имеющимся у подошвы этих накоплений по-

верхностям (зонам) ослабления. Именно такой характер имели крупные блоковые оползни, наблюдавшиеся в Ульяновске в 1902, 1915 и 1955 гг.

Небольшие блоковые оползни, поверхность скольжения которых пересекает толщу ранее образовавшихся оползневых накоплений или проходит в зоне выветривания нижнемеловых пород коренного массива, проявляются в свежих эрозионных врезках (оврагах, промоинах), в абразионном уступе водохранилища и изредка в крутом прибрежном уступе волжского берегового склона. На участках интенсивной боковой эрозии Волги в коренном массиве в современную и предшествующую эпохи редко происходили крупные блоковые оползни скольжения и выдавливания.

Абразионная переработка берегового склона в Ульяновске началась после заполнения Куйбышевского водохранилища. За первые семь лет его существования абразионный уступ под воздействием волн отступал у северной окраины Ульяновска в среднем на 3—6 м/год, местами до 11 м/год, высота уступа достигала 9—15 м [Тихвинский, 1965]. В дальнейшем темпы отступления уступа замедлились, но высота его постепенно увеличилась и достигла к 1982 г. в отдельных местах 18—20 м.

Процессы выветривания развиваются интенсивно на обнаженных откосах и уступах нижнемеловых глин. Наибольшая скорость выветривания отмечается в первый год зачистки откоса, при этом альбские глины выветриваются на глубину 0,35 м, неокомские (готеривские) глины — на глубину до 0,5—0,6 м [Золотарев, 1961]. В последующие годы процесс выветривания резко замедляется. Однако в условиях интенсивной денудации, когда скорость сноса продуктов выветривания близка к скорости выветривания, крутизна обнаженного уступа, близкая к предельной, с течением времени не изменяется, замедление процесса не происходит. Например, по данным систематических наблюдений с 1964 по 1978 г. обнаженный прибрежный уступ склона в альбских глинах у северной окраины Ульяновска "отступал" со средней скоростью 0,28 м/год.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ НА РАЗЛИЧНЫХ УЧАСТКАХ БЕРЕГОВОГО СКЛОНА

По условиям формирования в пределах Ульяновска береговой склон правого берега Волги можно разделить на три основных участка — северный, центральный и южный. Вначале рассмотрим условия оползней на период до заполнения водохранилища.

Северный участок протягивается от северной окраины городской застройки почти до Пролетарского спуска, заканчиваясь в 0,5 км выше его по течению Волги. На этом участке склон имеет наибольшую высоту над меженим урезом Волги (до 180 м), здесь же наблюдается наиболее высокое положение горизонтов нижнемеловой системы, в частности подошвы альбского яруса и аптской плиты.

Русло Волги повсеместно прижато к оползневому склону, однако ширина левобережной поймы неодинакова по длине участка. В верхней по течению реки его половине пойма имеет ширину около 3 км, в другой половине участка имеет вид острова шириной 0,6 м. Поэтому и средняя за голоценовое время интенсивность блоковой эрозии также была различной по протяженности участка. В северной его половине, где подмыв берега рекой проявлялся существенно сильнее, склон имеет высоту 170—180 м при генеральном угле поверхности 12—13°. Коренной массив склона слагают в основном нижнемеловые глины; у верхней бровки склона на большей части протяженности участка залегают верхнемеловые отложения. Склон

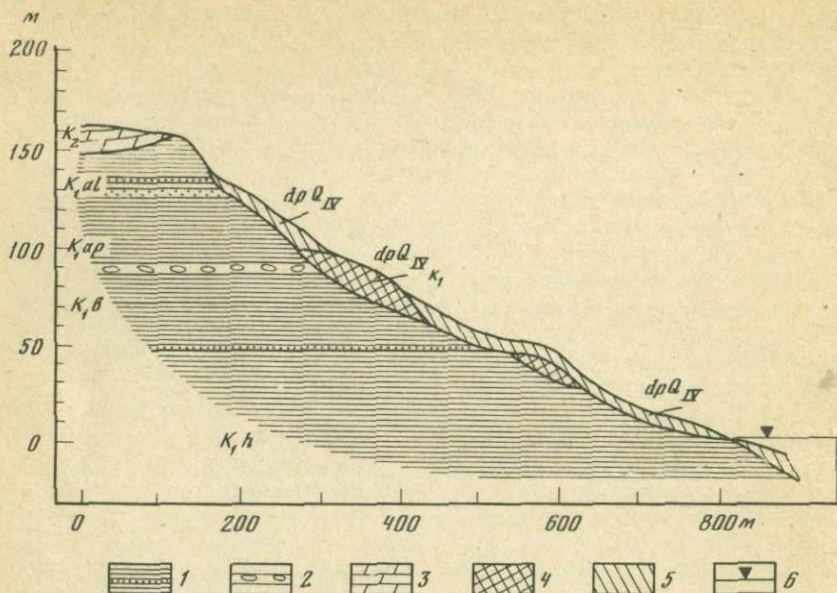


Рис. 4. Геологический разрез на месте альбского откоса

1 — нижнемеловые глины с прослоями песков; 2 — нижнемеловые слоистые глины с прослоями окремненого мергеля (аптская плита); 3 — верхнемеловые мергели; 4 — смещенные блоки меловых пород; 5 — перемятые оползневые глины; 6 — уровень водохранилища

имеет резко выраженный оползневой рельеф. К югу от края леса в приборочном уступе, достигающем высоты 20 м при крутизне его $37-45^\circ$, обнажаются глины альбского яруса — это так называемый альбский откос (рис. 4), представляющий собой стенку срыва блокового оползня. После многих десятилетий отсутствия подвижек (во всяком случае таковые не отмечались с начала века) в августе 1979 г. альбский откос был захвачен оползнем скольжения (срезания). Сначала в 9 м от бровки склона образовалась зияющая трещина отрыва, через две недели по ней от коренного массива был отчленен блок, сместившийся на горизонтальную оползневую ступень, примыкающую к основанию откоса и пересекаемую снизу уступом, охваченным постоянно действующим оползнем-потокком. К декабрю 1979 г. в результате продолжавшихся оползневых подвижек поверхность этой ступени вновь стала субгоризонтальной и альбский откос приобрел свой прежний внешний вид.

В средней части берегового склона наблюдаются остатки оползневых валов выпирания — гряды, образованные крутонаклонными (до субвертикальных) слоями пород апта (в том числе аптской плиты), имеющие высоту до 2 м и протягивающиеся параллельно берегу реки. Ниже по склону следов недавних блоковых смещений до создания водохранилища не имелось, однако изредка крупные блоковые оползни наблюдались и у подножия склона. Так, А.П. Павлов [1903] упоминает, что в 1882 г. в 3 км севернее города образовался оползень, распространившийся вдоль берега на 320 м и выдвинувшийся в Волгу. К 1890 г. выдвинувшиеся оползневые массы были размыты, берег реки выровнялся. В 1902 г. подвижки на этом месте возобновились, но сдвиг оползня в реку был меньшим, чем в 1882 г. Оползневые смещения продолжались в 1903—1904 гг., причем весной

1904 г. оползень охватил прибрежную полосу шириной до 200 м [Никитин и др., 1904].

На рассмотренной половине северного участка блоковые оползни проявляются на фоне широкого развития оползней-потоков и сплывов.

В нижней по течению реки половине северного участка высота склона уменьшается до 145–160 м, а средняя его крутизна остается приблизительно такой же (10–13°). Из-за меньшей средней (за голоценовое время) интенсивности блоковой эрозии здесь развивались преимущественно вязкопластические оползни, блоковые подвижки главным образом имели характер повторных смещений оползневых накоплений.

На *центральной* участке, охватывающем склон от северного борта Пролетарского спуска до северного края правобережной I надпойменной террасы, склон омывался не основным руслом Волги, а ее протокой Чувичом. В 1912–1914 гг. при строительстве моста через Волгу Чувич был перегороден струенаправляющей дамбой, примыкавшей к берегу у Пролетарского спуска. В результате этого выше по Волге от моста у основания правобережного склона образовалась пойма, а ниже моста Чувич превратился в озеро, сообщавшееся с рекой только в периоды паводков.

Склон имеет высоту 140–145 м при средней крутизне его около 10°. В нижней части склона здесь в течение текущего столетия трижды (в 1902, 1915 и 1955 гг.) образовывались крупные блоковые оползни, имевшие объем соответственно 1 млн., 20 млн. и 4 млн. м³. Эти оползни распространялись в глубину на 8–20 м и развивались в толще ранее сформировавшихся оползневых накоплений.

Оползень 1902 г. образовался в ночь на 28 сентября (11 октября нового стиля) на берегу Чувича против Пролетарского (бывш. Завьяловского) спуска. Моменту возникновения оползня предшествовали обильные дожди: в течение 10 дней выпало 59 мм осадков (полторы среднемноголетней месячной нормы). Оползень захватил площадь 10,5 га (450 м по фронту и до 260 м по направлению оползания) и сместился к протоке на 4 м. Оползнем была смещена насыпь пристанской ветки железной дороги.

Оползень 1915 г., наибольший из наблюдавшихся в Ульяновске, возник в период строительства моста через Волгу в ночь на 30 мая (старого стиля) на площади около 100 га в полосе берега Чувича между Пролетарским спуском и северным краем останца I надпойменной террасы. 27–29 мая у верхнего края территории оползня появились трещины незначительных размеров. Падение горизонта воды в Волге за 29 мая составило 0,78 м. Днем 29 мая прошел ливень, после его окончания были отмечены вертикальные смещения до 0,2–0,3 м и трещины шириной до 0,06 м. К 22.00 появилось много других трещин. В 24.00 начала деформироваться железнодорожная ветка (проложенная вдоль берега реки на месте средней части контура оползня), к 1.30 30 мая она была разрушена. В 5.00 начали наклоняться быки строящейся железнодорожной эстакады, в 7.00 проявилось выпучивание дна Чувича. 31 мая движение оползня замедлилось и ко 2 июня вовсе прекратилось. В результате оползневой подвижки железнодорожная линия опустилась на 2,6 м и передвинулась к Чувичу на 10,9 м. Восемь устоев эстакады, фундаменты которых были вскрыты на глубину 10,6–21,3 м, оказались наклоненными в сторону Чувича.

Оползень 1955 г. площадью 37 га проявился на месте южного крыла оползня 1915 г. Здесь в связи с повышением железнодорожной насыпи перед наполнением Куйбышевского водохранилища был отсыпан контрбанкет, нижняя кромка которого находилась выше берега Чувича. Левый край оползня "примкнул" к контрфорсу (небольшому контрбанкету), отсыпанному в 1915–1916 гг. при строительстве моста через Волгу.

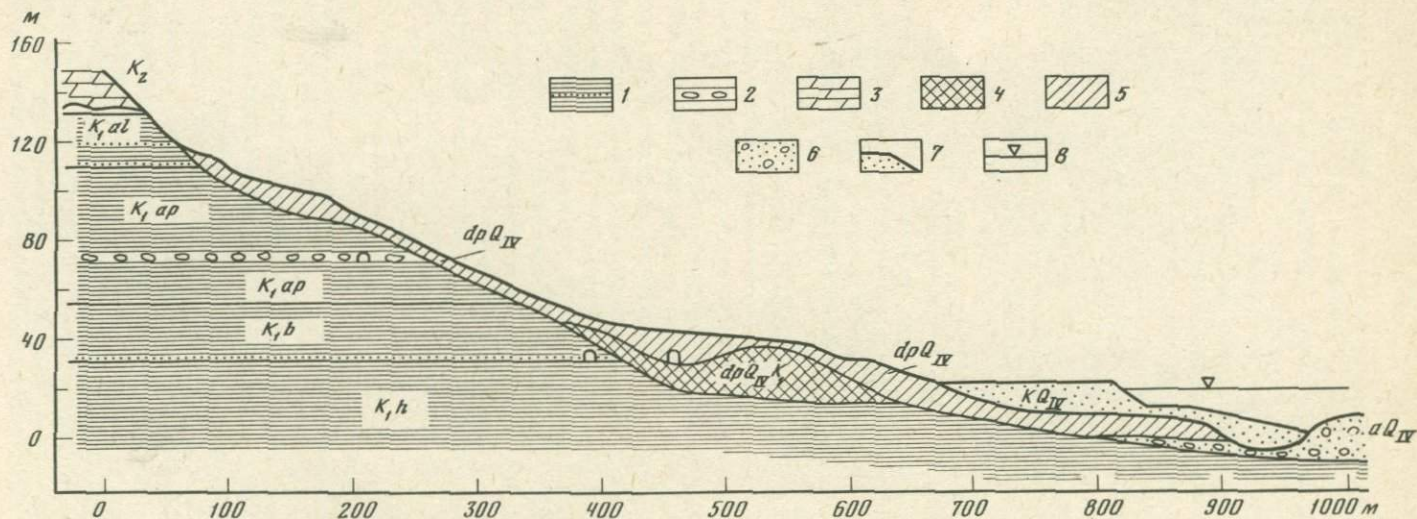


Рис. 5. Геологический разрез склона на месте оползня 1955 г.

1 — нижнемеловые глины с прослоями песка; 2 — нижнемеловые слоистые глины с прослоями окремненого мергеля; 3 — верхнемеловые мергели; 4 — смещенные блоки меловых пород; 5 — перемятые оползневые глины; 6 — аллювиальные голоцендовые галечники и пески; 7 — песчаный контрбанкет; 8 — уровень водохранилища

Отсыпка контрбанкета вызвала деформации, впервые замеченные 20 мая и продолжавшиеся до 16 июня 1955 г. [Рогозин, 1961]. Величина подвижек в верхней части контура, охваченного деформациями, достигла 53 см по горизонтали и 45 см по вертикали, нижняя граница деформаций располагалась на 22 м выше уровня Чувича. Затем утром 29 мая произошла крупная подвижка со сдвижением до 4,2 м по направлению к протоке и до 3 м по вертикали. На дне Чувича и на его берегу наблюдались бугры выпирания. Вскоре вслед за первым блоком выше по склону оторвался второй блок, причем верхняя граница отрыва оползней 1955 и 1915 гг. практически совпала. В нижней части склона оползнем 1955 г. была срезана штольня на глубине 25 м, выше по склону поверхность смещения находилась на глубинах 8—12 м. Суммарное смещение к Чувичу составило у переднего края оползня 5,5 м, после временной стабилизации произошла дополнительная подвижка величиной 1,5 м.

Для стабилизации оползня 1955 г. контрбанкет был увеличен по объему и продлен до русла Чувича (рис. 5), после чего объем контрбанкета достиг 1,6 млн. м³ [Рогозин, 1961].

Контрбанкет обеспечил устойчивость железнодорожной насыпи. Однако в конце лета 1962. после обильных дождей в пределах контура оползня 1955 г. на относительно крутом уступе выше контрбанкета возник новый небольшой блоковый оползень площадью 4 га.

Как показали исследования, на формирование крупных блоковых оползней в Ульяновске большое влияние оказало гидравлическое воздействие подземных вод, имеющих в толще оползневых накоплений [Тихвинский, 1972].

Блоковые оползни срезания и выдавливания, затрагивающие коренной массив, происходили на данном участке ранее — в позднем плейстоцене (в период формирования II и, возможно, I надпойменной террасы). Реликтом таких оползней (dQ_{III}) являются оползшие блоки нижнемеловых пород (в том числе смещенная аптская плита) с подошвой на глубине до 48,6 м от современного уровня земли, вскрытые в средней части склона в 0,3 км южнее Пролетарского спуска (рис. 6). Протяженность таких блоков по направлению оползания равна 20—25 м, вертикальная амплитуда смещения достигала 35—40 м. Приведенные данные позволяют "воссоздать" профиль склона на момент возникновения крупных оползней с глубоким захватом коренных пород [Тихвинский, 1977]. Условно возвращая последний смещенный блок в его первоначальное положение, определяем, что последний оползень в коренном массиве образовался при наличии на склоне крутого уступа высотой около 35 м (см. рис. 6). Судя по соотношению ширины полосы отложений поймы (aQ_{IV}), I (aQ_{III}^2) и II (aQ_{III}^1) надпойменных террас, наиболее вероятно, что эти оползни образовались в период интенсивной боковой эрозии, соответствующий времени формирования II надпойменной террасы; последняя имеет ширину более 1 км и примыкает к IV надпойменной террасе Волги (aQ_{II}). При последующем развитии денудационных процессов крутой уступ у верхнего края древних (верхнечетвертичных) оползней постепенно снивелировался, а поверхность склона снизилась до современного уровня. В голоцене или несколько ранее, со времени образования I надпойменной террасы, начался этап развития прибрежных оползней при более низком базисе смещения, что привело к увеличению крутизны подошвы оползневых накоплений в нижней части склона.

Кроме блоковых оползней, значительное распространение на территории центрального участка имеют оползни-потоки и сплывы. Наибольший из них оползень-поток длиной 500 м и шириной 40—80 м, располагающийся

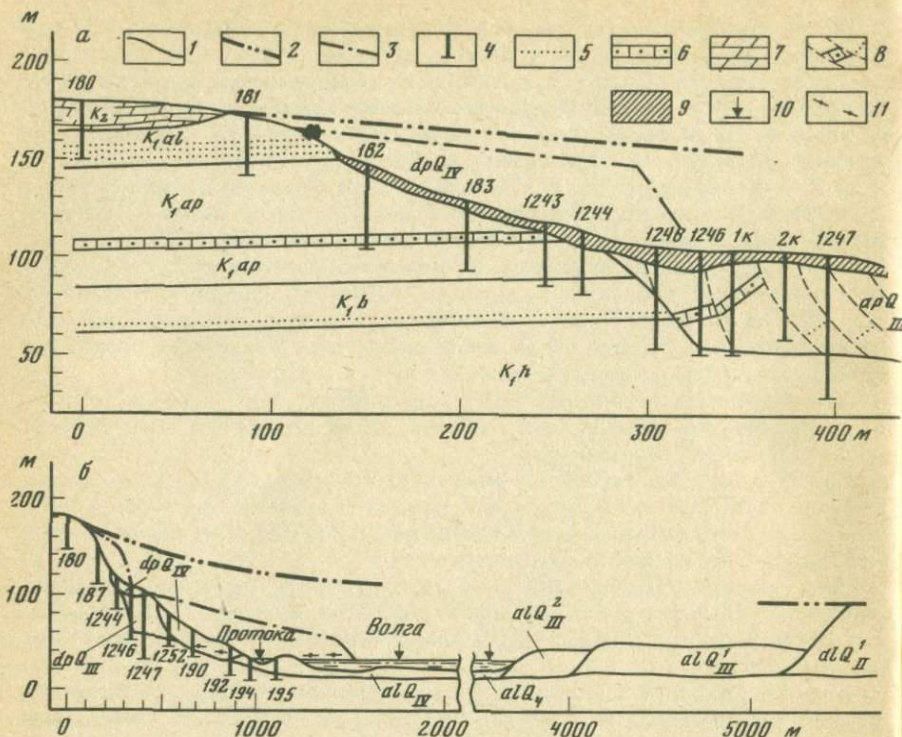


Рис. 6. Строение и схема развития правобережного волжского склона по створу 2 в 0,3 км ниже Пролетарского спуска

а — геологический разрез верхней и средней части склона; б — схема развития рельефа. 1 — современный профиль склона и стратиграфические границы; 2, 3 — ориентировочные профили рельефа: 2 — на время завершения формирования II надпойменной террасы, 3 — на момент перед отрывом от коренного массива последнего оползневого блока в период формирования II надпойменной террасы; 4 — разведочные скважины; 5 — прослой песка в толще нижнемеловых глин; 6 — аптская плита; 7 — мергели верхнемелового возраста; 8 — смещенные блоки нижнемеловых пород; 9 — современные перемятые оползневые накопления; 10 — межженный уровень Волги до заполнения водохранилища; 11 — ориентировочное положение подошвы древних оползней

ся в цирке у южной стороны Пролетарского спуска, впервые зафиксирован в 1920 г. и продолжал двигаться (с неравномерным распределением подвижек по длине и во времени) до 1969 г. В головной своей части (у прибрежного уступа склона) в оползень поступали воды альбского водоносного горизонта, что способствовало продолжению подвижек. С 1969 г. после выполнения дренарования альбского горизонта и поверхностного водоотвода в пределах площади оползня смещения наблюдались лишь в 1978 г. на небольшом участке в верхней части склона. Подвижки оползней-потоков отмечались также в лощине длиной 100 м против площади Ленина (1959—1965 гг.) и у спуска Железной дивизии (460 м южнее Пролетарского спуска). Оползень у спуска Железной дивизии образовался 7 апреля 1970 г. после 19-летнего периода временной стабилизации, ширина оползня достигла 20 м при длине 80 м, верхний край находился у подошвы прибрежного уступа склона. За последующие три дня оползень продвинулся на 15—20 м, а к августу 1970 г. распространился по скло-

ну на 150 м с образованием вала высотой 3—4 м в языке оползня. Незначительные смещения продолжались до декабря 1970 г., после зимнего периода "покоя" с 7 мая по 9 сентября 1971 г. зона оползневых деформаций удлинилась еще на 100 м (достигнув общей протяженности 300 м). В 1971 г. в голове оползня был заложен отсечный дренаж для перехвата вод верхнемелового и альбского водоносных горизонтов, затем до 1974 г. на оползневом теле проводилось устройство продольного дренажа (с ответвлениями), в результате чего оползень оказался стабилизированным.

Немногочисленные оползни-спливы наблюдались в различных местах, преимущественно в верхней половине склона. Наибольшие размеры из них имеет оползень шириной до 30 м и длиной до 70 м у подошвы прирочного уступа ниже Филармонии (у южного края площади Ленина), а также наблюдавшийся в 1965 г. спływ длиной 35 м и шириной 30 м на межоползневом гребне спуска Крутого.

Южный участок протягивается от северного края останца правобережной I надпойменной террасы до южной границы территории Ульяновска, причем к основанию склона примыкает I надпойменная терраса, а ниже Винновки — пойма Волги. Четко выраженных оползневых цирков на данном участке берегового склона не имеется.

Там, где береговой склон примыкает к I надпойменной террасе, он имеет делювиально-оползневый характер, его поверхность в существенной мере выровнена в результате действия делювиальных процессов и многократных подвижек вязкопластических оползней. При высоте склона 60—100 м его средняя крутизна снижается до 8—9° (рис. 7), однако на его поверхности возникают небольшие оползневые смещения — спливы и мелкие блоковые оползни в делювиально-оползневых накоплениях. Во многих случаях потеря устойчивости является результатом инженерно-хозяйственной деятельности (подрезка склона и его дополнительное обводнение при сбросе хозяйственных вод, утечках из водонесущих коммуникаций, а также нередко и нарушение поверхностного стока). В частности, в 1957 г. произошел оползень при строительстве автодороги город — порт — Заволжье, когда при отсыпке насыпи на склон без устройства соответствующих водоотводов были перекрыты естественные водотоки, в результате чего у VIII водопуска (0,2 км южнее спуска Крутого) выше насыпи образовалось небольшое озеро.

Наличие оползневых явлений на относительно пологом склоне не должно вызывать удивления. Как указывает Г.С. Золотарев [1959], на склонах аналогичного строения при их средней крутизне 7—9° происходит лишь частичное затухание оползневого процесса, а полное прекращение оползневых подвижек, по данным И.С. Рогозина [1961], наблюдается при уклонах рельефа менее 6°.

На месте древней погребенной долины притока Свияги у Винновки верхняя часть склона, сложенная песчано-галечными отложениями неогена, имеет эрозионный характер, а у подошвы склона имеются пологие оползневые ступени, возникшие в период формирования I надпойменной террасы (конец позднего плейстоцена) и не затрагивавшиеся современными оползнями.

Ниже по Волге от Винновки, где к правобережному склону прислонена пойменная терраса, склон возвышается над поймой на 80—130 м, а средняя его крутизна изменяется от 9 до 13°. Отсутствием подрезки берега Волгой активность оползневого процесса в настоящее время здесь ослаблена. Действующие оползни (вязкопластические и небольшие блоковые) здесь редки и приурочены к бортам растущих оврагов, прорезающих склон, и к отдельным крутым уступам рельефа в средней и верхней частях склона.

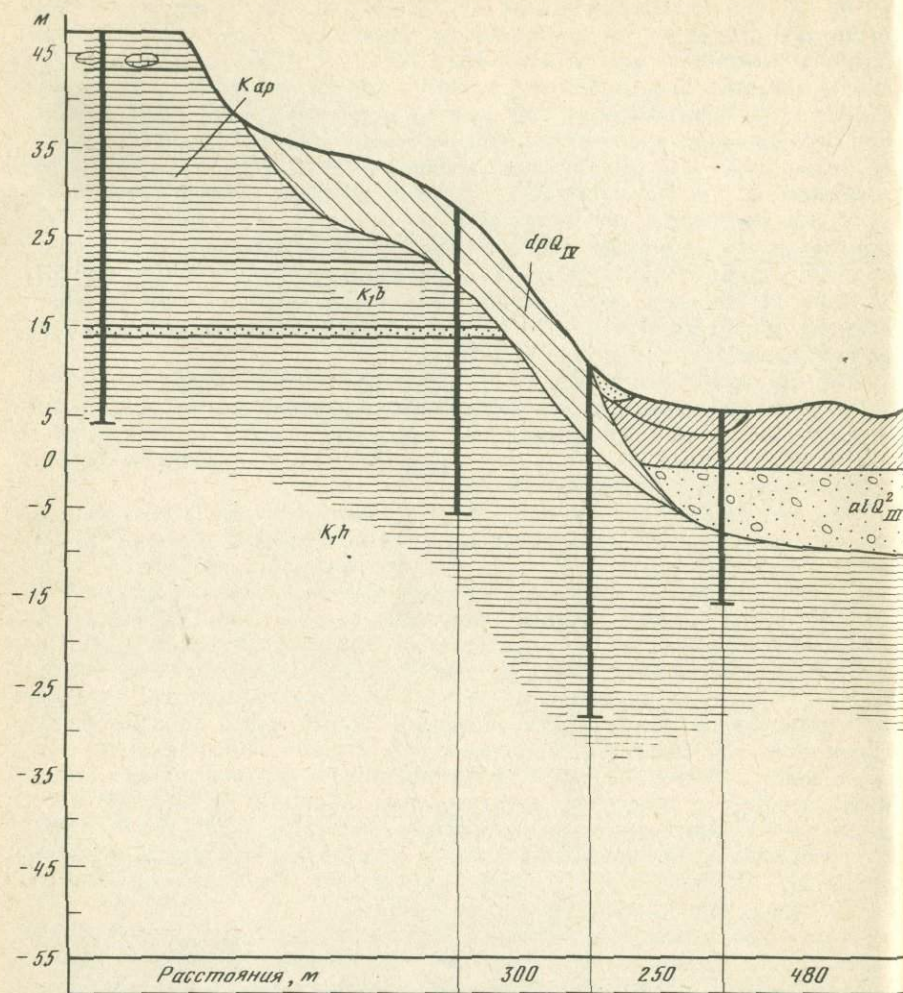
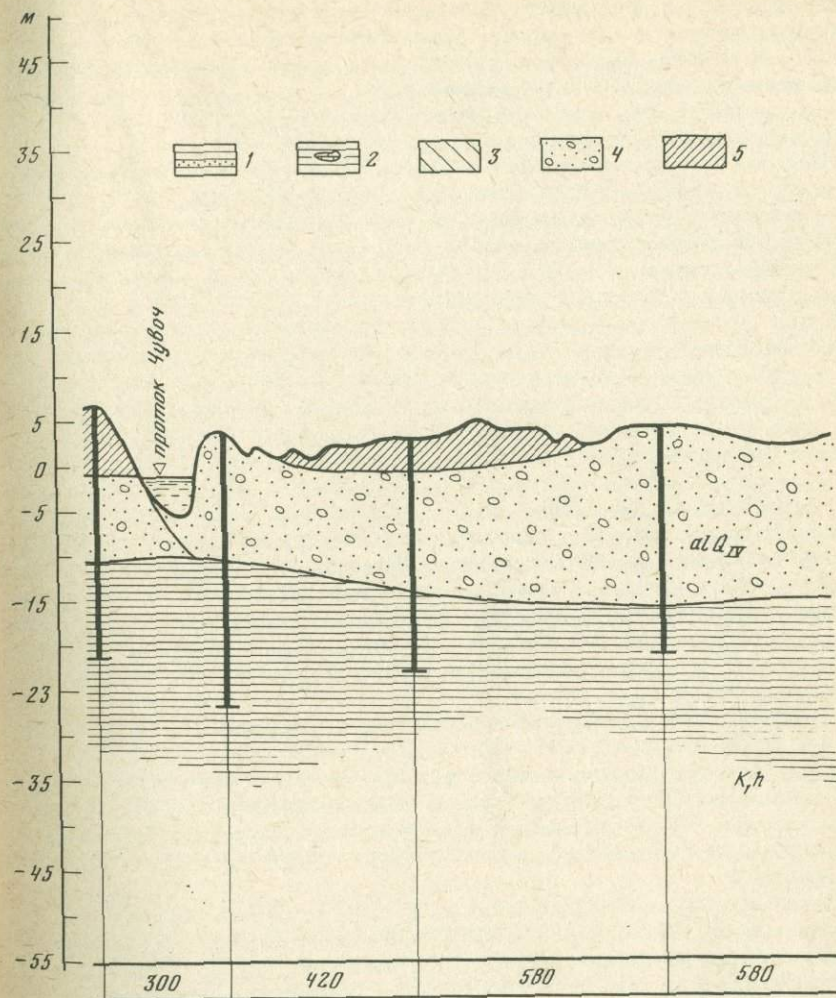


Рис. 7. Геологический разрез на южном участке волжского склона

1 — нижнемеловые глины с прослоями песка; 2 — нижнемеловые слоистые глины с прослоем кремневого мергеля; 3 — перемятые делювиально-оползневые глины; 4 — песчано-галечные аллювиальные отложения; 5 — аллювиальные суглинки и супеси

Переработка берегового склона началась после создания Куйбышевского водохранилища на неукрепленных участках берега под воздействием волнового размыва. Заполнение водохранилища началось в 1956 г. Однако в этом году уровень воды поднялся лишь до высоты, соответствующей паводковым горизонтам Волги, в связи с чем существенных размывов берега и изменения оползневой обстановки в прибрежной полосе не отмечалось. Активизация оползневой процесса началась здесь с 1957 г., когда водохранилище впервые было наполнено до отметки нормального уровня.

Скорости течения воды после создания Волжской ГЭС им. В.И. Ленина стали незначительными, но высота и повторяемость волн резко возросли. Хотя против центральной и северной частей Ульяновска ширина водо-



охранилища составляет всего около 3 км, севернее и южнее водохранилища расширяется в несколько раз. Наибольшее воздействие на берег оказывают волны, вызванные ветрами в направлении наибольших длин разгона волны — северо-восточными и северо-северо-восточными у северной окраины Ульяновска (длина разгона более 40 км) и юго-восточными у южной окраины.

После образования водохранилища влияние ледохода на переработку стало несущественным. Весной ввиду предпаводковой сработки уровня воды лед оседает на береговую отмель и спокойно стлавает на ней. Согласно наблюдениям И.С. Рогозина [1963], при начале весеннего подъема уровня водохранилища крупные льдины наплавают на берег, но не разрушают его, так как этому препятствует лед, лежащий на береговой отмели. К моменту полного ставания льда на отмели плавающие льды становятся мелкими и рыхлыми и не влияют на размыв берега.

Лишь в 1961 г. ледоход происходил при высоком уровне воды, когда лежавший на отмели лед всплыл. При весеннем шторме в первый момент льдины несколько вспахивали береговой уступ, но затем на отмели образовывались торосы (нагромождения льда) высотой до 2 м, препятствующие дальнейшему разрушению берега. Следовательно, и в этом случае воздействие льда на берег оставалось очень незначительным.

Наиболее интенсивное развитие оползней, связанных с размывом правого берега водохранилища, происходит на северном участке. В верхней по течению реки оконечности данного участка (к северу от створа ул. Симбирская) в пределах незалесенного склона по берегу водохранилища в 1957—1958 гг. начал выработываться береговой уступ, в основании которого обнажались коренные готеривские глины. Высота уступа в 1958 г. доходила до 3—5 м. Преобладающими формами размыва на начальной стадии переработки в оползневых накоплениях были волноприбойные ниши в оползневых накоплениях и последующее обрушение уступа (обвалы). В коренных глинах отмечалось отмучивание (отмыв) глинистых частиц (заплескивание волн и дальнейшее высыхание вызвали растрескивание и шелушение глин) и появление щелей размыва и небольших абразионных площадок. С 1958 г. в береговом уступе стали образовываться небольшие сплывы, а в 1959 г. при весеннем снеготаянии местами появились и оползни-потоки, распространившиеся до 100 м в глубь берега. В 1961 г. в створе ул. Симбирская наблюдался крупный оползень-сплыв шириной 170 м. К северу от указанного створа высота берегового уступа местами достигала 10 м, причем оползнями были затронуты более 2/3 протяженности берега; оползни отсутствовали на участке относительно невысокого (до 3,5 м) абразионного уступа, разрушавшегося путем образования небольших обвалов.

В 1963 г. абразионный уступ отступил на расстояние до 35—50 м по сравнению с положением на 1958 г. В пределах незалесенного склона оползнями было захвачено примерно 80% береговой линии, причем у границы леса доходившие до уреза водохранилища языки оползней-потоков чередовались с крупными абразионными уступами высотой до 18—20 м, сверху эти уступы были осыпными, а у подошвы прикрыты маломощными сплывами.

Южнее створа ул. Симбирская к осени 1957 г. абразионный уступ имел высоту 1—5 м. У его подошвы отмечались волноприбойные ниши шириной до 1 м. На участках, где размывались коренные готеривские глины, началось образование абразионных отмелей шириной 13—16 м и крутизной 7—10°, на поверхности которых часто скапливались глыбы плотных глин и караваеобразные известковистые конкреции (септарии), вымытые из нижнемеловой толщи. В углублениях береговой линии стали возникать небольшие пляжи, а в устьях крупных промоин и оврагов накапливались мелкая галька плотных коренных глин, в разной степени окатанные обломки септарий и плавник.

За безледоставный период 1957 г. береговая линия отступила на 24 м. В нижней части склона размыв местами вызвал появление небольших оползней, но основными видами деформаций берегового уступа являлись мелкие обвалы и обрушения.

В 1958 г. из-за сравнительно низкого уровня водохранилища переработка берегового уступа была незначительной.

В навигационные периоды 1959 и 1960 гг. берег размывался активно, что привело к появлению многочисленных новых прибрежных оползней. Летом 1960 г. высота абразионного уступа на большинстве участков составляла 4—7 м, уменьшаясь в языках действующих оползней до 1—2,5 м.

Суммарное отступление уступа с 1958 по 1960 г. составило 4–15 м (в среднем 8–10 м), наименьшее перемещение бровки уступа в глубину склона (4–7 м) было на участке упомянутого выше межоползневой гребня. В ряде мест на общем фоне отступления береговой линии наблюдалось выдвигание "языков" прибрежных оползней-потоков и сплывов в водохранилище. Так, на месте крупного сплыва с южной стороны Слободского спуска с 1958 по 1960 г. урез водохранилища переместился на 8 м в сторону акватории.

В 1961–1962 гг. наряду с дальнейшим увеличением высоты абразионного уступа наблюдалось нарастание числа оползней вдоль него, основными формами разрушения уступа наряду с обвалами (обвалами) являлись оползни (оползни-обвалы и оползни-сплывы); отмучивание (отмыв) глинистых частиц по трещинам и размыв осыпей происходили лишь на отдельных небольших участках межоползневых гребней.

Весной 1963 г. оползни распространились почти сплошь по всей неукрепленной береговой полосе к северу от Пролетарского спуска, причем преобладающей формой переработки стали сплывы. Отдельные небольшие участки, не захваченные оползнями, составляли менее 10% общей протяженности берега, но и на таких участках вместе с осыпанием берегового откоса и мелкими обвалами наблюдались небольшие оползни-обвалы.

Высота берегового уступа к маю 1963 г. возросла до 7–11 м на месте оползневых ступеней и до 9–15 м на размываемых межоползневых гребнях. Южнее спуска С. Перовской вследствие развития по берегу оползней-сплывов уступ местами снизился до 3–4 м, а на выдающихся в водохранилище языках оползней-потоков и оползней-сплывов высота уступа не превышала 1,5–2,5 м при крутизне его 70–90°.

Крутизна отмелей в мае 1963 г. обычно составляла 4–7°, иногда она увеличивалась до 8–9° и лишь южнее языка оползня-потока у спуска С. Перовской уменьшалась до 3,3°. Ширина отмелей большей частью находилась в пределах 20–40 м, а глубина их бровок (нижних краев) — 2–3 м (изредка до 4 м). Против языков двух самых крупных оползней-потоков севернее спуска С. Перовской отмель отсутствовала, в этих местах сразу за подошвой берегового уступа дно имело уклон до 16–17°.

В последующие годы на всей незалесенной полосе северного участка продолжалось разрушение и распространение вверх по склону зоны развития прибрежных оползней. В 1982 г. практически весь незащищенный от размыва берег (берегоукрепление к этому времени было осуществлено от Пролетарского до Слободского спуска) оказался охваченным действующими оползнями. Берегоукрепительные сооружения (волноотбойная стена и стена-волнолом из тетраподов) предотвратили оползание берегового уступа, но выше по склону, естественно, продолжали развиваться оползни, не связанные с переработкой. Так, в 1981–1982 гг. за пределами прибрежной полосы свежие оползневые смещения наблюдались в нижней части склона южнее спуска С. Перовской (сплыв протяженностью по фронту около 150 м) и у южной стороны Слободского спуска (возобновление подвижек оползня-сплыва, временно стабилизировавшегося после укладки стены из тетраподов и выполнения поверхностного водоотвода).

Что касается залесенного склона, располагающегося в 1 км и далее к северу от границы городской застройки, то там к 1963 г. на берегу водохранилища абразионный уступ имел высоту всего 1–2 м, у его основания находился свал подмытых деревьев, оползней в прибрежной полосе не было. В 1967–1969 гг. здесь стали появляться локальные небольшие блоковые оползни, в дальнейшем их количество и размеры увеличивались. В 1981–1982 годах на залесенном берегу наблюдались бло-

ковые смещения, образующие вблизи уреза водохранилища пологую оползневую ступень; стенки срыва этих оползней достигали высоты 18–20 м.

На центральном участке берег повсеместно защищен откосным креплением, которое сохранилось в хорошем состоянии и полностью исключило абразионное воздействие водохранилища. Очевидно, что такие условия исключали возможность формирования прибрежных оползней.

На южном участке в полосе, находящейся против затопленного водохранилищем останца I надпойменной террасы, на незакрепленном берегу ниже по течению Волги от Киндяковской выемки размывается пологая оползневая ступень, примыкающая к упомянутой надпойменной террасе. В 1961 г. высота абразионного уступа преимущественно равнялась 1,5–3 м, к 1963 г. она увеличилась до 2,5–4 м, местами до 6–8 м; в основании уступа имелись волноприбойные ниши. Основными формами переработки были небольшие обвалы, небольшой блоковый оползень наблюдался лишь в одном месте, где высота берегового уступа равнялась 7–8 м. Аналогичный характер переработки сохранялся и в последующем, о чем можно судить по результатам наблюдений 1981–1982 гг.

Ниже Винновки, где размывается пологая нижняя часть склона, опирающаяся на затопленную ниже пойму, в 1957 г. за один навигационный период абразионный уступ отступил на 12–14 м, но его высота не превышала 1–2 м (объем размытых пород достигал 20 м^3 на 1 м длины берега). Разрушение уступа происходило в виде небольших обвалов. Затем размыв замедлился. В 1961–1963 гг. ниже Винновки на протяжении 3,3 км уступ на берегу водохранилища достиг высоты 2–3 м, местами до 4–6 м, крутизна его часто равнялась $80\text{--}90^\circ$. Формами переработки наряду с наиболее характерными обвалами (обваливались глыбы объемом до 3 м^3) являлись блоковые оползни (протяженностью по берегу до 60–170 м) и реже сплывы, распространившиеся на расстояния до 30–50 м от уреза. В 1963 г. оползнями была охвачена примерно 1/4 общей длины береговой линии на расстоянии 1–2,6 км от Винновки, на других участках отмечались обвалы и очень редкие небольшие сплывы. Еще дальше (начиная с 3,3 км от Винновки) до южной границы территории города высота берегового уступа увеличивалась до 4–6 м, местами до 9 м при крутизне его $75\text{--}87^\circ$, иногда наблюдались и нависающие уступы (с обратным уклоном около 75°). В уступе, кроме обвалов, имелись крупные блоковые оползни (протяженностью вдоль уреза до 150 м и с захватом до 110 м в глубину берега), а также сплывы, распространившиеся до 25 м от подошвы уступа. В последующем характер процесса переработки сохранился. В 1982 г. высота абразионного уступа достигала местами 10 м, граница прибрежных оползней была удалена до 70–100 м от береговой линии.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОПОЛЗНЕВОГО ПРОЦЕССА НА СКЛОНЕ ПРАВОГО БЕРЕГА ВОЛГИ

Изложенные характерные особенности проявления оползней применительно к изменению инженерно-геологической обстановки по длине правобережного волжского склона позволяют определить ряд общих для территории г. Ульяновск закономерностей оползневого процесса и его зависимость от тектонических движений, литологии пород, гидрогеологических условий, стадий развития склона, а также от влияния эрозионных процессов, абразионного подмыва берегового склона, климатичес-

ких условий и инженерно-хозяйственной деятельности. Ниже рассматриваются особенности влияния этих факторов.

Воздействие тектонических движений выразилось в том, что наибольшая активность современных оползневых проявлений приурочена к наиболее поднятым (как в современном рельефе, так и по положению стратиграфических горизонтов коренного массива) тектоническим блокам (северный и центральный участки правобережного склона): в пределах наименее поднятых тектонических блоков (южный участок) отмечается наименьшая активность оползневого процесса.

Изменение скорости тектонических движений обуславливает периодичность развития оползневого процесса в масштабе геологического времени. В периоды быстрых тектонических поднятий происходит наиболее активное формирование эрозионных врезов и оползней на склонах эрозионной сети. В истории долины Волги образование высоких оползневых склонов с крупными оползнями глубокого заложения было характерно для предкиньельского времени, когда тектонические движения положительного знака вызвали резкое понижение базиса речной эрозии.

Накопления древних оползней сохранились в погребенной долине правого притока пра-Волги, пересекавшего нынешний Волго-Свияжский водораздел в южной части г. Ульяновск у Винновки. В последующем эти древние оползни были перекрыты с поверхности кинельскими, акчагыльскими и более поздними отложениями.

Литология пород (петрографический состав, степень выветрелости, величина природной влажности, плотность) предопределяет механизм и формы оползнепроявлений.

В невыветрелых глинистых нижнемеловых породах, слагающих преобладающую часть коренного массива волжского склона, оползневые смещения возникают только при наличии крутых и высоких (20 м и более) уступов на склонах. При этом могут возникать блоковые оползни двух типов — срезания и выдавливания.

Наличие прочного слоя аптской плиты (плотной глины с прослоем окремненного мергеля) в нижнемеловой толще пород обусловило возникновение перегиба в профиле берегового склона. Деформирование аптской плиты происходит преимущественно в виде откалывания небольших глыб на поверхности обнаженных уступов в стенках срыва свежих оползней. Этот процесс хорошо прослеживается у нижнего края межоползневого гребня в северной части г. Ульяновск по створу ул. Симбирская на участке так называемого Черного оползня.

При определенных условиях аптская плита вместе с подстилающими ее слоями нижнемеловых глин может вовлекаться в смещение при формировании крупных оползней выдавливания (реликт такого смещения — тело древнего оползня южнее Пролетарского спуска в створе ул. Дмитрия Ульянова).

В относительно малоуплотненных оползневых накоплениях возникают вторичные вязкопластичные оползни-спльвы и оползни-потоки, а также повторные смещения консеквентных блоковых оползней скольжения. Их подошва приурочена преимущественно к подошве оползневых накоплений. Вязкопластические оползни-спльвы наблюдаются также и в верхней части коры выветривания нижнемеловых глин.

В песках домашкинской свиты, залегающих в верхней части волжского склона севернее спуска С. Перовской, при определенных условиях (при прорыве под влиянием гидростатических сил глинистого экрана, прикрывающего на склоне выход песков домашкинской свиты) не исключена возможность появления суффозионных оползней. Подобный

оползень произошел в 1965 г. на борту Соловьевого оврага, прорезающего пологую поверхность Волжско-Свияжского водораздела на правом берегу р. Свияга.

Гидрогеологические условия играют важную, нередко определяющую роль при деформировании склона оползнями. В первую очередь подземные воды, выклиниваясь на склоне, обводняют поверхностный чехол древних оползневых и элювиальных отложений, что способствует снижению прочности пород и развитию оползней-потоков и оползней-сплывов. Наиболее четко такое воздействие подземных вод выражается в местах разгрузки альбского водоносного горизонта, приуроченных к верхней части берегового склона на северном и центральном участках.

Большое воздействие на устойчивость склонов оказывают также фильтрационные силы потоков подземных вод. На береговом склоне в Ульяновске эти силы являются решающим фактором возникновения консеквентных блоковых оползней скольжения в оползневых накоплениях [Тихвинский, 1972].

Стадии развития склона, зависящие от особенностей воздействия на склон боковой речной эрозии, характеризуются отчетливыми различиями интенсивности и характера проявлений оползней в период до заполнения Куйбышевского водохранилища.

В Ульяновске на северном участке при наличии эрозионного подмыва берега склон приобрел оползневой характер, причем в зависимости от скорости размыва берега рекой здесь можно выделить два подучастка. В пределах верхнего по течению реки подучастках, где за голоцен русло Волги отступило на запад (вправо) приблизительно на 3 км, на склоне наряду с действующими вязкопластичными оползнями имеются многочисленные проявления крупных по объему блоковых оползней. Их стенки срыва глубокие и выдержанные по простиранию, на поверхности оползневых накоплений имеются зияющие оползневые трещины, а в рельефе отчетливо видны валы выпирания.

На втором подучастке северного участка реки русло Волги за голоцен сместилось вправо не более чем на 0,6 км. Элементы рельефа блоковых оползней здесь выражены нечетко и представлены оползнями со сглаженными оползневыми уступами. Число действующих вязкопластичных оползней значительно меньше, чем на первом участке.

На южном участке Ульяновска боковая эрозия прекратилась в геологическом смысле недавно, так как к склону прислонена пойма Волги. Поэтому действующие оползни-сплывы и небольшие по объему оползни блокового типа развиваются здесь в основном только по врезам оврагов, которые прорезают береговой склон.

На центральном участке, где к подошве склона примыкает надпойменная терраса, склон превратился в делювиально-оползневой с выровненным профилем. Крутые уступы в пределах этого склона прослеживаются только у бровки склона. Оползневые деформации в виде оползней-сплывов и небольших консеквентных оползней скольжения проявляются редко. Они формируются эпизодически преимущественно вследствие деятельности человека (подрезки и пригрузки склонов, нарушение поверхностного стока, обводнения пород склонов).

Абразионный размыв, начавшийся на незакрепленных участках берега после заполнения Куйбышевского водохранилища, резко активизировал оползневой процесс в прибрежной полосе склонов. Степень активизации оползневых смещений определяется стадией формирования берега в неподпруженных условиях и находится в прямой зависимости от интенсивности оползнеобразования до наполнения водохранилища. Ополз-

ни наиболее быстро активизировались на первом подучастке северного участка Ульяновска, несколько медленнее — на втором подучастке того же участка. Активизация оползневых процессов выражалась в появлении новых блоковых и вязкопластичных оползней, примыкавших к абразионному уступу водохранилища, в расширении зоны действующих оползней вдоль берега и в продвижении ее границы вверх по склону. Наиболее быстро распространялись вверх по склону те оползни-потоки, языки которых размывались водохранилищем.

На южном участке, где примыкавшая к берегу пойма оказалась затопленной, появление оползней в прибрежной полосе началось лишь на пятый-шестой год после заполнения водохранилища; в дальнейшем происходило расширение и продвижение вверх по склону зоны прибрежных оползней, но значительно медленнее, чем на северном участке.

Климатический фактор сказывается в основном на формировании вязкопластичных оползней. Периоды активизации оползней указанного типа связаны с увеличением влажности пород на склоне за счет инфильтрации в основном талых вод, в меньшей мере — дождевых осадков. Поэтому большинство оползнепроявлений приходится на весенний период. Эта качественная закономерность подтверждается регрессионным уравнением, отражающим зависимость числа оползней на волжском склоне в пределах территории Ульяновска от количества атмосферных осадков [Сергеева, 1980].

Влияние инженерно-хозяйственной деятельности человека. Неблагоприятное воздействие человека выражается в основном в пригрузке склонов, а также в дополнительном обводнении пород вследствие утечки воды из водонесущих коммуникаций или нарушения поверхностного стока. Это вызывает образование большого числа антропогенных оползней, часть из которых появляется при неправильном проведении строительных работ (отсыпка без уплотнения и дренирования рыхлых масс грунтов, насыщавшихся водой, образование на склоне застоев воды из-за плохой планировки рельефа). Что же касается образования крупных блоковых оползней, то один из них (в 1955 г.) совершенно явно вызван неудачным профилем первоначально отсыпанного контрбанкета и чрезмерно быстрой его отсыпкой. Последнее обстоятельство, по-видимому, вызвало "подпруживание" потока грунтовых вод.

Положительный опыт хозяйственной деятельности человека заключается в проведении ряда успешных противооползневых мероприятий. В частности, в достаточно удачном закреплении оползней-потоков посредством устройства открытых грунтовых водоотводных канав и дренажей [Рогозин, 1961; Киселева, 1959], в стабилизации оползня 1955 г. новым контрбанкетом.

Следует признать удачным также укрепление берега Куйбышевского водохранилища в пределах центрального и северного участков территории Ульяновска, в том числе на участках активно проявлявшихся ранее оползней. В настоящее время эти оползни стабилизированы.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

В пределах Одессы зарегистрировано более 200 оползневых массивов, которые занимают площадь в 750 га [Котлов, 1971]. Изучение оползней Одесского побережья началось около 150 лет назад, хотя имеются отдельные сведения по оползням, произошедшим в 1797 и 1799 гг. Здесь работали такие крупные советские ученые и инженеры, как И.Г. Коль, В.В. Завадовский, Д.Ф. Жаринцев, И.В. Мушкетов, А.А. Иностранцев, И.Ф. Синцов, Н.Ф. Погребов, Е.Е. Китран, Е.В. Гапонов, А.К. Алексеев, Е.С. Бурксер, И.Я. Яцко, А.М. Дранников, Е.П. Емельянова, М.Я. Лебедева, Н.Т. Осадчая, Г.Н. Аксентьев, Ф.В. Котлов, И.П. Зелинский, П.Н. Науменко и др.

Противооползневая защита склонов состоит из дренажных сооружений по отводу подземных вод, надводных и подводных волноломов, волноотбойных стен и берегоукрепительных сооружений, молов, траверсов, бун, сети ливнеотоков по отводу поверхностных вод с оползневого склона.

На Одесском побережье оползни объединены в 13 оползневых амфитеатров (цирков) и в оползневой участок Черноморки [Науменко, 1972; Котлов, 1971]. Характеристика этих участков дана с учетом результатов исследований, выполняемых сотрудниками экспедиций ПНИИС под научным руководством Ф.В. Котлова на Причерноморской низменности, которая испытывает устойчивые опускания, начиная со второй половины четвертичного периода. Скорости опусканий возрастают постепенно от тыловой части плато к морю от 1 до 4 мм/год (что объясняется наложением на тектонические перемещения оползневых процессов). Опускание территории обуславливает непрерывность абразионного процесса. Среди оползневых форм рельефа отчетливо выделяются: от 2 до 5 оползневых ступеней длиной 80–350 м, шириной 12–50 м; межоползневые западины (депрессии), представляющие собой узкие бессточные углубления между оползневыми ступенями, глубиной до 10 м, шириной до 25 м; гряды и бугры, образующиеся впереди оползневой ступени и имеющие узкие вытянутые формы.

Склоны в пределах оползневых цирков имеют ступенчатый профиль с прибовочным уступом вверх (крутизна 40–60°, иногда 90°, высота 3–27 м). В нижней части склонов повсеместно наблюдается размываемый клиф высотой более 8,0 м, к которому примыкает узкая полоса пляжа шириной до 25 м. Коренные отложения морского дна в прибрежной части в основном — эоцические глины (N_{1m}), прикрытые толщей оползневых образований.

Относительные отметки плато изменяются от 15 до 60 м, а на севере (участок Шкодовой горы) отметки достигают 72 м. Коренное плато Одессы прорезано долинами рек Малый и Большой Куяльник и широко развитой овражно-балочной сетью. Полный разрез отложений, вскрытых эрозионной сетью, склонами морского побережья и участвующих в той или иной мере в оползневом процессе, представлен сверху вниз следующим набором отложений и грунтовых или подземных вод (рис. 8).

Верхне-среднечетвертичные золово-делювиальные лёссовые образования (VdQ_{II-III}) развиты повсеместно и встречаются в обнажениях оврагов, балок и берегового обрыва плато высотой до 30 м. Среди лёссовой толщи выделяются четыре яруса отложений, разделенных тремя горизонтами погребенной почвы (см. рис. 8). Образования первого яруса относятся ко второй половине верхнечетвертичного времени (VdQ_{II}^4), второго — к первой половине верхнечетвертичного времени (VdQ_{III}^4), третьего — ко

возраст пород	Литологическая колонка	Краткая инженерно-геологическая характеристика пород	Мощность, м
Четвертичный (Q)	средний, верхний (Vd ₂₋₃)	Лёссовидные образования (1), предтавленые супесями, суглинками, глинами пылеватыми с мергелистыми карбонатными и железистыми стяжениями, кристаллами гипса, линзами песков. $W_c = 6,3-23,6\%$; $\gamma_0 = 1,91-2,06 \text{ т/м}^3$; $n = 30-47\%$; $\varphi = 17-23^\circ$; $C = 0,042-0,06 \text{ МПа}$; $K_{\Phi} = 0,2-2,7 \text{ м/сут}$. Вскрыт первый водоносный горизонт	2-30
	нижний	Тонко-, мелкозернистые пески с прослоями гальки и песчаника (2)	
Верхнеогеновый (N ₂)	верхний плiocен (N ₂ ¹)	Тяжелые суглинки (3); глины песчаные и пластичные с включениями кристаллов и друз гипса, известковистых гнезд и мергелистых конкреций (4). $W_c = 23,7-25,7\%$; $n = 43-48\%$; $\gamma_0 = 1,89-2,02 \text{ т/м}^3$; $\varphi = 10-17^\circ$; $C = 0,018-0,09 \text{ МПа}$	0,1-6,0
	понтический ярус (N ₂ P)	Первая пачка: песчаные, известковистые, железненные тонкослоистые глины, переходящие в мергелистые глины и мергели (5). $W_c = 27-34,3\%$; $\gamma_0 = 1,93-1,95 \text{ т/м}^3$; $n = 44,9-48\%$; $\varphi = 33$; $C = 0,08-0,01 \text{ МПа}$. Вторая пачка: известняки сильно трещиноватые, перекристаллизованные (6). Третья пачка: известняки-ракушечники, рыхлые (7) $K_{\Phi} = 60,5 \text{ м/сут}$, $n = 0,2-14,7\%$; $\gamma_0 = 1,0-1,88 \text{ т/м}^3$; $W_c = 47,6-58,9\%$, $R_{сж} = 4,1-48,1 \text{ н/м}^2$; к породам приурочен водоносный горизонт. Четвертая пачка: глины песчаные, известковистые (8)	3-5 0,4-3 6-16 0,3-2
Нижний неоген (N ₁) миоценовый ярус (N ₁ m)	Глины косослоистые, каолинит-гидрослюдистого и монтмориллонит-гидрослюдистого состава с прослойками и линзами водоносного песка, обогащенного карбонатными и мергелистыми стяжениями (9). $W_c = 22-39\%$; $\gamma_0 = 1,81-2,10 \text{ т/м}^3$; $n = 40,7-42,0\%$; величина набухания $- 2,0-18,5\%$; $\varphi = 4-27^\circ$; $C = 0,014-0,114 \text{ МПа}$; при влажности 10-14% грунты размокают в воде, при влажности 25% - не размокают; $R_{сж} = 0,8-6,6 \text{ н/м}^2$; величина давления набухания $- 1,2-3,9 \text{ МПа}$	0,3-4,8	

Рис. 8. Полный разрез отложений, вскрытых эрозионной сетью и морем на территории г. Одесса

второй половине среднечетвертичного (VdQ_{III}²) и четвертого - к первой половине среднечетвертичного времени (VdQ_{II}¹). Горизонты погребенной почвы датируются соответственно eIQ_{III}², eIQ_{II-III}¹, eIQ_{II}² и имеют мощность 0,3-1,0 м, это темно-серые суглинки, перенасыщенные гумусом [Котлов, 1971].

Толща разнородна по механическому составу и представлена: супесями и легкими (глубина залегания 1–9 м), средними (глубина залегания 1–16 м) и тяжелыми (глубина залегания 14–24 м) суглинками, пылеватыми глинами (глубина залегания 20–23 м). Окраска пород изменяется от светло-палевых до темно-бурых оттенков. Содержание песчаных частиц в грунтах изменяется от 3,42 до 26,7%, пылеватых – от 37 до 88, глинистых – от 9,7 до 58,8%. В разрезе толщи встречены мергелистые, карбонатные и железистые стяжения, кристаллы гипса, редкие небольшие линзы песка. Значения основных физико-механических свойств грунтов имеют следующие пределы изменений [Котлов, 1971]: естественная влажность $W_e = 6,3 \div 23,6\%$; влажности на пределе текучести $W_f = 27,7 \div 60,6\%$ и раскатывания $W_p = 16,1 \div 27,1\%$; объемная масса грунта $\gamma_0 = 1,91 \div 2,06 \text{ т/м}^3$; пористость $n = 30 \div 47,3\%$; угол внутреннего трения $\varphi = 17\text{--}23^\circ$, сцепление $C = 0,042 \div 0,06 \text{ МПа}$; коэффициент фильтрации $K_{\text{ф}} = 0,2 \div 2,7 \text{ м/сут.}$ Мощность толщи изменяется от 2 до 30 м, максимальное значение имеет на водораздельных участках между балками.

К лёссовым образованиям приурочен *первый водоносный горизонт*, который часто представлен двумя или тремя водоносными слоями. Горизонт не имеет повсеместного распространения и отсутствует в пределах III–VII, IX и X оползневых амфитеатров, а в VIII, XI–XIII амфитеатрах он встречен лишь в их центральной части. Региональным водоупором этого горизонта служат верхнеплиоценовые красно-бурые глины (N_2^3). Воды безнапорные, сульфатно-хлоридные и сульфатные, общая минерализация 0,7–13,4 г/л. Глубина залегания уровней воды изменяется от 3,3 до 22 м. Питание горизонта осуществляется за счет инфильтрующих поверхностных вод. Горизонт дренируется оползневыми склонами и склонами балок, оврагов и лиманов, где имеются заболоченные участки и маломощные родники (с дебитом 0,016 л/с) [Котлов, 1971].

Лёссовые отложения – источник многочисленных оползней. С поверхности они повсеместно перекрыты маломощным (0,2–0,6 м) чехлом элювиальных образований (eIQ_{IV}).

Нижнечетвертичные аллювиальные тонко-, мелкозернистые пески (aQ_1) с прослоями мелкой гальки и плотного мелкозернистого песчаника. Эти отложения – р. Куяльник, встречены на склонах долины Куяльнического лимана. Отметки кровли слоя составляют 20–25 м, а мощность песков изменяется от 1,0 до 15,0 м [Котлов, 1971]. В оползневые смещения они практически не вовлекаются.

Нижнечетвертичные (первой половины) (Q_1^1), [Котлов, 1971] или верхнеплиоценовые (N_2^2) тяжелые суглинки, глины песчанистые и глины красно-бурого цвета, с многочисленными включениями кристаллов и друз гипса, известковистых гнезд и мергелистых конкреций. Глины каолинистового, реже каолинит-гидрослюдистого состава. Отметки кровли пород изменяются от 24,8 до 15,0 м, а мощность – от 0,1 до 5,0 м.

В устьевых частях древних оврагов глины размыты и лёссовые образования (VdQ_{IV}) непосредственно залегают на нижнеплиоценовых известняках (N_{2p}). Значения физико-механических свойств пород имеют такие пределы изменений: $W_e = 23,7\text{--}25,7\%$; число пластичности 22–30; $\gamma_0 = 1,89 \div 2,02 \text{ т/м}^3$; $n = 43,6\text{--}47,5\%$; $\varphi = 10\text{--}17^\circ$; $C = 0,018 \div 0,09 \text{ МПа}$. Содержание глинистых частиц в грунтах изменяется от 7,7 до 46,80%. Красно-бурые глинистые грунты характеризуются сульфатным засолением, имеют твердую и полутвердую консистенцию.

Нижнеплиоценовые отложения понтического яруса (N_{2p}) представлены четырьмя слоями. Первый слой слагают серовато-зеленые, песчанистые,

известковистые или ожелезненные тонкослоистые глины, переходящие на отдельных участках в глины мергелистые и в мергели. Мощность отложений не выдержана и достигает 3–5 м. Содержание песчаных частиц в глинах колеблется от 4,6 до 9,1%, пылеватых — от 40,4 до 47,6% и глинистых — от 43,3 до 53,1%. Значения физико-механических свойств пород имеют такие пределы колебаний: $W_e = 27–34,3\%$; $W_f = 63,5–65,0\%$; $W_p = 20,7–23,8\%$; $\gamma_0 = 1,93–1,95 \text{ т/м}^3$; $n = 44,9–48,0\%$; $\varphi = 33–6^\circ$, $C = 0,08–0,01 \text{ МПа}$. Отметки кровли пород равны 12–16 м.

Второй слой состоит из перекристаллизованных плитчатых сахаровидных известняков серого цвета. Их кровля имеет следы эрозионного размыва и неравномерно элювирована.

Третий слой объединяет рыхлые известняки-ракушечники светло-желтого и охристо-ржавого цвета с маломощными прослоями перекристаллизованного известняка.

Известняки разбиты сетью тектонических и наложенных на них экзогенных трещин шириной от нескольких миллиметров до 0,5 м. Широкие трещины со следами выщелачивания часто зияют или заполнены вымытой красно-бурой глиной. Особое значение для формирования оползней в известняках имеют крупные тектонические нарушения, субпараллельные береговой линии моря. Коэффициент фильтрации пород в приповерхностных частях массива составляет в среднем 60,5 м/сут [Котлов, 1971]. Отметки кровли известняков колеблются от 12 до 30 м, понижаясь с севера на юг (к мысу Б. Фонтан). Мощность пород изменяется от 6,0 до 16 м, уменьшаясь с севера на юг.

Пределы колебания физико-механических свойств пород имеют следующие значения [Науменко, 1972]: $W_e = 0,2–14,7\%$; $\gamma_0 = 1,0–1,88 \text{ т/м}^3$; $n = 47,6–58,9\%$; предел прочности: в сухом состоянии $4 \cdot 10^5 – 48 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$; при $W_e = 3,7 \cdot 10^5 – 24,5 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$; в водонасыщенном состоянии $2 \cdot 10^5 – 36 \cdot 10^5 \text{ Н/м}^2$.

К отложениям третьего слоя приурочен *второй водоносный горизонт*, выдержанный по простирацию, безнапорный, водообильный (с дебитом источников 0,5–35 л/с, иногда 60 л/с), сульфатно-хлоридно-натриево-магниевого состава воды, с величиной общей минерализации 3,8–4,7 г/л.

Воды обладают слабой агрессивностью к бетону нормальной плотности и рассматриваются как переходные от вод выщелачивания соленосных отложений к водам выщелачивания гипсоносных отложений. Они отличаются высокой жесткостью, связанной с выщелачиванием водовмещающих известняков. В районе 9-й станции Б. Фонтана и балки Ковалевского встречены источники с расходом от 13 до 32 л/с. Эти расходы, вероятно, обусловлены приуроченностью источников к тальвегам крупных понижений на поверхности водоупорных мезотических глин (N_1m). При активизации оползневых процессов расход источников, расположенных в зоне действия оползня, сокращается [Котлов, 1971].

Отметки уровней воды изменяются с северо-запада на юго-восток от 8,0 до 5,4 м. Водоупором горизонта являются глины четвертого слоя или нижнеплиоценовые мезотические глины (N_1m). Питание второй водоносный горизонт получает за счет атмосферных осадков на площади плато южной части Причерноморской впадины, где отсутствуют перекрывающие красно-бурые глины (N_2^3), а на дневную поверхность выходят понтические известняки (N_2p). Кроме того, горизонт подпитывается водами, которые в количестве около $500 \text{ м}^3/\text{сут}$ через дренажные скважины сбрасываются непосредственно в данный горизонт. Горизонт дренируется склонами оврагов, прорезающих толщу известняков до водоупорных глин, а также склонами берегового обрыва.

Четвертый слой отложений понтического яруса представлен тонко-слоистыми монтмориллонитовыми глинами зеленоватого оттенка, опесчаненными, известковистыми или ожелезненными, с мергелистыми включениями. Мощность слоя изменяется от 0,3 до 2,0 м. Под ним залегают нижне-неогеновые эоцические глины (N_1m), зеленовато-серые, темно-иголубовато-серые, косослоистые, каолинит-гидрослюдистого и монтмориллонит-гидрослюдистого состава, с прослойками и линзами глинистого и мелкозернистого водоносного песка мощностью от 0,3 до 4,8 м (отм. 3,9—5,8 м). Среди глин встречаются жирные, пылеватые, песчанистые разности, обогащенные карбонатными и мергелистыми стяжениями, иногда перенасыщенные раковинами моллюсков. В глинах встречаются также тонкие лигнитизированные прослойки. На отметках (-16,0 м) — (-20 м) скважинами встречены поверхности смещения оползней. Кровля глин неровная, волнистая и имеет отметки (-0,3 м) — (+7,6 м), а в районе Ланжерона — 10,7 м. Общее падение пород — с северо-запада на юго-восток. Они имеют почти повсеместное распространение и отсутствуют лишь в долинах Куяльницкого и Хаджибейского лиманов [Науменко, 1972].

В зависимости от гранулометрического состава среди эоцических глинистых грунтов обособляются: глины плотные с содержанием песчаных частиц 10%, пылеватых 24—69%, глинистых 12—69%; глины пылеватые, содержащие песчаных частиц 10—40%, пылеватых 48—69%, глинистых 12—43%; глины песчанистые, в составе которых 28—55% песчаных, 32—67% пылеватых и 10—24% глинистых пород. Значения физико-механических свойств грунтов имеют такие пределы колебаний: $W_e = 22-39\%$; $\gamma_0 = 1,81-2,10 \text{ т/м}^3$; $n = 40,7-42,9\%$; $W_f = 9,4-81,1\%$; $W_p = 25,5-44,2\%$; число пластичности 25—43; величина набухания 2,0—18,5%; $\varphi = 4-27^\circ$, $C = 0,014-0,114 \text{ МПа}$. При естественной влажности 10—14% грунты размокают в воде, а при влажности более 25% не размокают. Сопротивление одноосному раздавливанию монолитов с ненарушенной структурой равно 8—66 МПа; величина давления набухания глин 0,12—0,40 МПа.

К тонким и невыдержанным по простираению линзам и прослоям глинистых и мелкозернистых песков приурочен третий водоносный горизонт мощностью 0,5—3,6 м. Воды напорные, с величиной напора 1,5—35,0 м [Науменко, 1972], пресные и слабосоленоватые, сульфатно-хлоридного, хлоридного и натриево-кальциевого состава, с величиной общей минерализации 0,4—4,6 г/л. Питание этот горизонт получает на участках выхода на дневную поверхность эоцических отложений (за пределами характеризуемой территории); областью разгрузки служит Черное море.

В пределах территории Одессы выделены пять типов оползней [Котлов, 1971] в зависимости от их приуроченности к охарактеризованным выше литолого-генетическим комплексам пород. Оползни типа I (оползни-потоки) приурочены к коренному обрыву плато и развиваются в толще переувлажненных лёссовых образований только на участках, где имеется первый водоносный горизонт. Мощность смещающихся пород достигает 20 м и более. Смещение происходит в верхней части склона по коренным и оползневым породам. Оползни типа II представляют собой блоковые смещения лёссовых образований (VdQ_{II-III}) по верхнеплиоценовым красно-бурым глинам (N_2^3), иногда с захватом их верхней части. Мощность смещающихся блоков пород более 20 м. Оползни типа III — блоковые смещения лёссовых грунтов (VdQ_{II-III}), верхнеплиоценовых красно-бурых глин (N_2^3) и нижнеплиоценовых отложений понтического яруса (N_2p) по эоцическим глинам (N_1m) и вызывают их незначительные деформации. Мощность оползней изменяется от 4—6 до 20—35 м. Смещения сопровождаются образованием 1—2 валов сжатия на пляже или в подвод-

ной части склона в непосредственной близости от уреза. Оползни IV типа имеют наибольшее распространение, вовлекают в смещения четвертичные, понтические отложения, вызывая деформации в эоцических глинах на глубине до отм. — 16 м и ниже и образуя несколько гряд выдавливания на пляже и в море (в 40—70 м и более от уреза). Мощность оползней колеблется от 4—10 до 28—35 м. К оползням V типа относятся повторные смещения в оползневых образованиях.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И АКТИВИЗАЦИИ ОПОЛЗНЕЙ НА ТИПИЧНЫХ УЧАСТКАХ

Оползни Одессы имеют длительную историю развития. В долинах Одесских лиманов (Хаджибейский, Куюльницкий) сохранились древние оползневые образования олигоценового возраста. Большую интенсивность оползневые процессы имели в нижнечетвертичное (Q_1) и в первую половину среднечетвертичного (Q_{II}^1) времени, в периоды максимальных скоростей неотектонических поднятий территории и ее максимальной эрозионной расчлененности. Усиление развития оползневых процессов отмечается также после образования средне-верхнечетвертичной платообразной поверхности лёссовых грунтов. Оползни формировались на участках увеличения интенсивности процесса абразии на побережье моря.

В зависимости от особенностей геологического строения склонов, их гидрогеологических условий, от интенсивности неотектонических перемещений отдельных участков территории г. Одесса и, как следствие, от интенсивности развития процессов абразии, а также в зависимости от типов и интенсивности проявления оползневых процессов в пределах рассматриваемой территории обособляются девять участков. Эти участки характеризуются своими особенностями формирования и активизации оползней.

Первый участок объединяет оползневые цирки I и II (амфитеатры в терминологии И.А. Клевцова, П.Н. Науменко, Ф.В. Котлова [Котлов, 1971; Науменко, 1972]) побережья от мыса Ланжерон до мыса у санатория им. Чкалова и имеет протяженность около 3,9 км (рис. 9). В пределах этого участка плато имеет максимальные отметки и максимальную высоту склонов (до 52 м). Оползневые склоны имеют до 5 оползневых ступеней (террас), а мощность оползней изменяется от 6—12 до 15—30 м.

Склоны вскрывают полный разрез отложений (см. рис. 9), три горизонта подземных вод, а также грунтовые воды в оползневых накоплениях. Отличительные особенности участка, которые обусловили интенсивное формирование здесь оползней и многократные их крупные подвижки до строительства противооползневых сооружений первой очереди (до 1965 г.), следующие.

1. Большая (22—30 м) мощность лёссов и лёссовидных грунтов, содержащих до четырех горизонтов погребенных почв и до двух подгоризонтов подземных вод (первый водоносный горизонт мощностью до 5 м и имеющих повсеместное распространение. Это создало условия для активного формирования оползней типа I. На участках склонов, где развиты опесчаненные пылеватые разности лёссовидных грунтов, формировались оползни суффозионного типа, внезапного разжижения и выплывания в терминологии Рзаевой [1969], Гулакян, Кюнтцель [1970], оплывины, а также происходят обрушения грунтов из высоких уступов (до 30 м), вызванные развитием на этих участках пльвунов и суффозии.

2. Максимальная мощность (до 6,0 м) верхнеплиоценовых краснобурых глинистых грунтов (N_2^3), повсеместное распространение первого

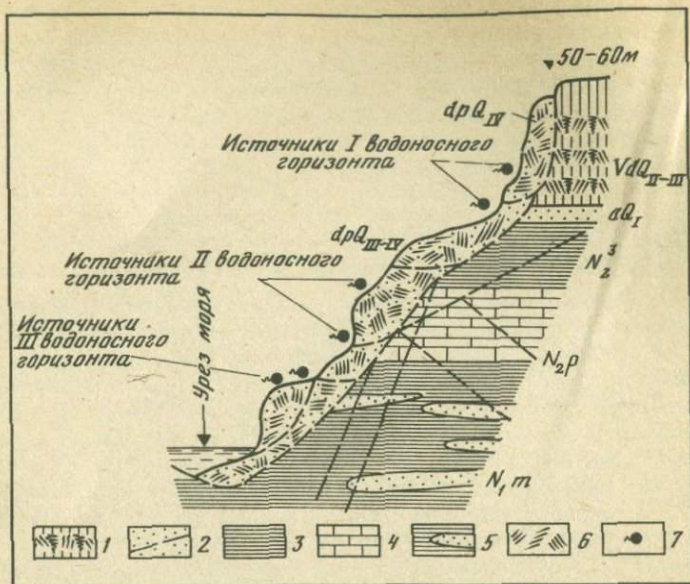


Рис. 9. Типичный разрез оползневых склонов в пределах первого участка

1 — средне-верхнечетвертичные лёссы и лёссовидные образования; 2 — нижне-четвертичные аллювиальные пески; 3 — верхнеэоценовые красно-бурые глины; 4 — верхнеэоценовые известняки понтического яруса; 5 — нижнеэоценовые глины мэотического яруса; 6 — нерасчлененные четвертичные оползневые накопления; 7 — выходы подземных вод на склоны

и четвертого слоев понтического яруса (N_{2p}) и максимальная мощность слабых разностей известняков-ракушечников (8–13 м), содержащих водообильный второй водоносный горизонт. Красно-бурые глины (а на участках, где они размыты, глины первого слоя понтического яруса) являются региональным водупором для первого водоносного горизонта. При взаимодействии с водой эти грунты выщелачиваются, а в приповерхностных частях склонов интенсивно выветриваются и размываются. Названные свойства грунтов относятся к числу регионально-геологических особенностей формирования оползней типа II и III. Поверхностью смещения оползней типа II служат красно-бурые глины первого слоя понтического яруса, а поверхностью смещения оползней типа III глины четвертого слоя понтического яруса или кровля мэотических глин (N_{1m}).

3. Выдержанные четыре водоносных горизонта, приуроченные к оползневым накоплениям (четвертый), к линзам песка в мэотических глинах (третий), к известнякам-ракушечникам (второй) и к лёссовым образованиям (первый). Для вод первого водоносного горизонта характерен современный региональный подъем их уровня, который вызван такими антропогенными факторами, как постоянные утечки из водопроводящих коммуникаций; незарегулированный поверхностный сток, аккумуляция поверхностных вод в длительно открытых строительных котлованах и траншеях; поток со стороны орошаемых массивов, общий подъем уровня воды, характерный для застроенных территорий. С первым водоносным горизонтом связано формирование оползней типа I, а с четвертым — оползней типа V. Воды второго и третьего водоносных горизонтов имеют повышенное содержание щелочных ионов. Эта особенность хими-

ческого состава вод относится к числу региональных гидрогеологических условий. Под воздействием этих вод глинистые грунты твердой и полутвердой консистенции переходят в пластичное и текучее состояние, т.е. приобретают свойство текучести. Кроме того, они создают дополнительные силовые воздействия на отчлененные от основного массива блоки пород (фильтрационные давления вод первого горизонта; гидростатическое давление воды второго горизонта на стенки широких трещин в известняках и взвешивающие давления напорных вод с величиной напора 13,2–16,2 м третьего горизонта).

4. Максимальная для всего побережья интенсивность развития процесса абразии и большая скорость отступания бровки уступа. Отмыв пород клифа здесь достигает 7–9 м³ на пог. м, а скорость отступания — 0,96 м/год. Большая интенсивность абразии на этом участке обусловлена залеганием в основании склона мезотических глин и отсутствием естественного пляжа из-за вдольберегового переноса пляжных отложений с юга на север. После строительства в 1965 г. противоабразионных сооружений, перекрывших движение частиц наносов, а также после создания искусственного пляжа шириной 25–40 м интенсивность абразии здесь значительно уменьшилась.

С размывом основания берегового склона и морского дна связано формирование на первом участке (так же как и на других) оползней типа IV, поверхность смещения которых проходит ниже кровли мезотических глин на 15–20 м. В обрыве нижней оползневой ступени высотой до 12 м постоянно происходят обрушения оползневых накоплений.

Периодически наблюдаемая современная активизация смещения в нижней части оползневых накоплений (оползни типа V) вызвана воздействием таких антропогенных факторов, как планировочные подрезки склона под спортивные водные станции, дополнительное обводнение грунтов водами от душевых, поливов клумб, водопроводящих коммуникаций.

Второй участок включает в себя III оползневой цирк побережья от мыса у санатория им. Чкалова до Геофизической обсерватории, имеет протяженность 950 м (рис. 10).

Плато в прибрежной части, так же как и на первом участке, характеризуется высокими средними значениями отметок (42,7–48,5 м) и имеет большую высоту склонов (до 48 м). Высота бровки плато достигает 25 м при крутизне от 40 до 90°. Склон состоит из трех оползневых террас. Нижняя береговая оползневая терраса заканчивается обрывом в 5–12 м.

В разрезе склонов отсутствуют глинистые грунты первого и четвертого слоя понтического яруса (N₂p). К числу других особенностей природных условий, определяющих формирование оползней на данном участке, относятся:

1. Отсутствие в лёссах и лёссовидных грунтах первого водоносного горизонта, из-за чего, несмотря на большую мощность грунтов, (до 24 м), на втором участке отсутствуют оползни типов I и II. Для прибрежной части плато типичны обвалы и осыпи лёссовых образований, которые возникают благодаря способности этих грунтов легко размываться атмосферными и другими поверхностными водами и интенсивно выветриваться.

2. Большая мощность известняков (в среднем 13 м) понтического яруса (N₂p), прочных и перекристаллизованных в кровле, слабых ракушечников в средней части и в подошве. Известняки разбиты сериями крупных тектонических трещин, субпараллельных склону и расширенных процессами выщелачивания и разгрузки. Эти трещины отчленяли (и отчленяют) блоки пород от основного массива, тем самым предопределяя

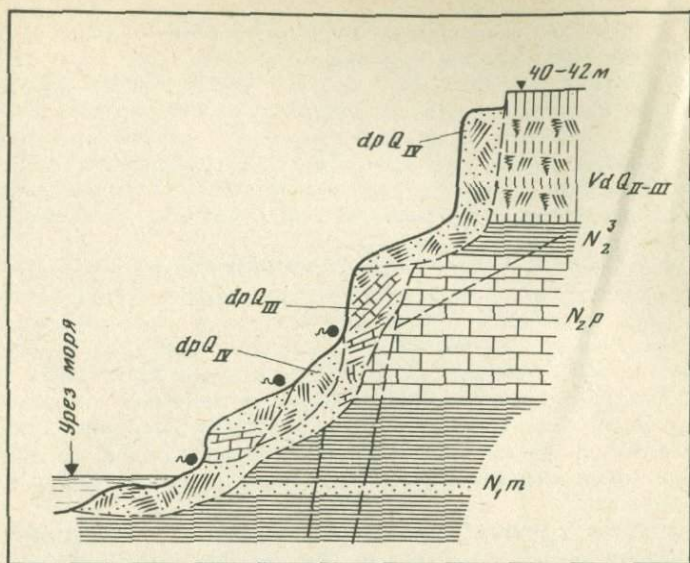


Рис. 10. Типичный разрез оползневых склонов в пределах второго участка.
Описания слоев см. рис. 9

пространственное положение и начало формирования оползней типа IV. Толщи безводных лёссовых образований, верхнеплиоценовых красно-бурых глин и известняков обусловили формирование на этом участке крутых ($40-60^\circ$) и высоких (в среднем 38 м) склонов. Это явилось причиной образования в основании склона зон повышенных скальвающих напряжений в мезотических глинистых грунтах и, как следствие, поверхностей смещения оползней типа IV.

3. Низкие отметки кровли мезотических глин, изменяющиеся от +4,0 до -9,0 м, с падением в сторону моря. Эта особенность также предопределяет формирование оползней типа IV с захватом толщи глин мощностью до 20 м.

4. Сравнительно высокая интенсивность процесса абразии, который проявляется в размыве отложений нижней оползневой ступени с образованием абразионного уступа высотой до 12 м в прибрежной зоне и гряд выдавливания. Этот процесс вызывает большие градиенты главных нормальных, горизонтальных и скальвающих напряжений в мезотических глинах, а в конечном итоге он относится к числу главных причин образования и активизации оползневых смещений. Величина среднемноголетнего отмыва пород составляет здесь $1,86 \text{ м}^3$ на п.м., а средняя скорость отступления бровки уступа - $0,82 \text{ м/год}$. После строительства противоабразионных сооружений и искусственного пляжа шириной 7-46 м интенсивность абразии на втором участке уменьшилась.

5. Большая водообильность второго водоносного горизонта, который дренировался склоном в виде многочисленных источников с общим расходом до $309 \text{ м}^3/\text{ч}$ [Котлов, 1971]. Эти воды до строительства в 1965 г. дренажных сооружений насыщали оползневые накопления, вызывая в них оползни типа V.

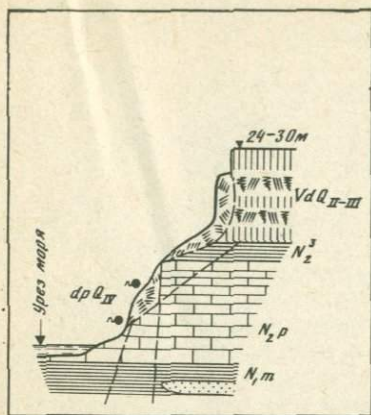


Рис. 11. Типичный разрез оползневых склонов в пределах четвертого участка. Описание слоев см. рис. 9

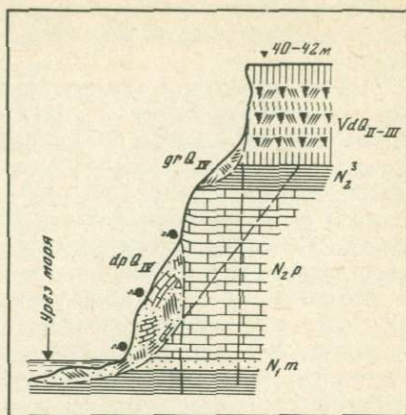


Рис. 12. Типичный разрез оползневых склонов в пределах пятого участка. Описание слоев см. рис. 9

Третий участок объединяет в себе IV и V оползневые цирки на побережье от Геофизической обсерватории до левого склона Аркадийской балки и имеет протяженность около 1,7 км. Отметки плато в прибрежной части колеблются от 25,5 до 42,8 м. К особенностям этого участка относятся следующие:

1. Отсутствие в разрезе склонов верхнеплиоценовых красно-бурых глинистых грунтов (N_2^3), а также глин первого и четвертого слоев понтического яруса (N_{2p}). Поэтому на склонах данного участка не формировались оползни типа II.

2. Небольшая мощность лёссовых образований (до 13 м), непосредственно залегающих на известняках, и отсутствие в них первого водоносного горизонта. В связи с этим здесь не было условий для развития оползней типа I. Уступ в лёссах обусловил образование на данном участке обвальнo-осыпных накоплений на склоне, которые в последующем смещались (оползни типа V) в нижней части склонов.

3. Максимальная для побережья мощность (до 16,5 м) прочных перекристаллизованных известняков понтического яруса, сравнительно слабо-водообильных, суффозионно устойчивых. Лёссовые образования и известняки обусловили формирование крутых участков склона (в среднем $40-60^\circ$) высотой до 29 м, в основании которых залегают мэотические глины (N_{1m}).

4. Минимальная для рассматриваемого побережья интенсивность процесса абразии с величиной отмыва пород до $1,5 \text{ м}^3$ на пог.м. Скорость отступления бровки плато на этом участке также невелика, изменяется от 0,29 до 0,03 м/год. Минимальные скорости абразии приурочены к местам, где известняки вскрыты морем на уровне современного уреза.

Относительно высокие и крутые склоны, процессы абразии и наличие отчлененных от основного массива крупными тектоническими трещинами блоков пород в известняках создали условия для формирования в мэотических глинах зон пластического течения и развития на склонах третьего участка оползней типа IV. После выполненной здесь планировки склонов условий для активного развития оползней на этом участке не существует.

Периодические утечки воды из водопроводящих систем и неорганизованный сток поверхностных вод явились причиной образования оползней типа V.

Четвертый участок включает в себя VI оползневый цирк на побережье от Аркадиевской балки до Аркадиевского мыса (рис. 11); его протяженность около 0,5 км. Плато в прибрежной части имеет самые низкие по сравнению с другими участками отметки, значения которых колеблются до 24,5 до 28,3 м [Котлов, 1971]. Оползневой склон высотой до 25 м состоит из двух оползневых террас. Прибровочный уступ плато имеет высоту до 20 м, а нижняя оползневая ступень — до 13 м и сложена прочными перекристаллизованными известняками понтического яруса (N_2p).

Незначительная интенсивность развития оползневых процессов на четвертом участке объясняется такими особенностями природных условий:

1. Большая (до 20 м) мощность лёссов и лёссовидных грунтов, составляющих около 4/5 высоты склона. Несмотря на то, что эти образования покрывают верхнеплиоценовые красно-бурые глины (N_2^3) мощностью 1–2 м, в лёссах отсутствует первый водоносный горизонт, а также не формировались оползни типа I. С периодами затяжных водообильных дождей, когда осадков выпадало около 1/3 от их общей годовой суммы (как это было, например, 18 июля 1957 г. [Науменко, 1972]), или после больших локальных утечек поверхностных бытовых вод на данном участке развивались небольшие по объему оползни типа II. Их поверхностью смещения служили красно-бурые глины, переувлажненные инфильтрующимися через лёссовую толщу поверхностными водами. Большая высота прибровочного уступа плато, сложенного легко размываемыми и выветривающимися грунтами, обусловила формирование обвально-осыпных накоплений на склоне. Эти накопления создавали дополнительную пригрузку склонов, а после насыщения их водой они смещались в виде оползней-потоков и осовов (оползни типа V).

2. Большая мощность (до 13 м) прочных известняков понтического яруса (N_2p), слагающих нижнюю часть склонов и клиф, и отсутствие в разрезе склонов глинистых грунтов первого, четвертого слоев этого возраста (N_2p) и особенно глин мэотиса (N_1m). Субпараллельные к склону крупные тектонические трещины и наложенные на них экзогенные трещины выщелачивания и бортового отпора отчленяют блоки пород от основного массива и определяют пространственное положение на этом участке оползней типа III.

3. Минимальная, аналогичная третьему участку, интенсивность процесса абразии, которая также объясняется тем, что перекристаллизованные известняки плохо поддаются воздействию волн моря. Относительно небольшой размыв основания берегового уступа (до $1,5 \text{ м}^3$ на пог.м), клифа и морского дна, низкие отметки залегания кровли мэотических глин ($-2 \div -10 \text{ м}$) исключили возможность формирования здесь оползней с глубоким захватом мэотических глин (оползней типа IV).

Пятый участок включает в себя VII и VIII оползневые цирки на побережье от мыса Аркадиевского до 14-й станции Б. Фонтана и имеет протяженность около 3,4 км (рис. 12). Прибрежная часть плато здесь характеризуется высокими отметками, средние значения которых изменяются от 35 до 47 м. Прибровочный уступ плато достигает высоты 19–30 м, а высота склонов — 35–47 м при средней крутизне 40° . Развитию оползней на данном участке способствовали следующие особенности природных условий.

1. Большая мощность лёссовых образований, изменяющаяся от 19 до 30 м, и практически полное отсутствие в них первого водоносного гори-

зонта, несмотря на существование в разрезе склона регионального водопора. Водоносный горизонт встречен лишь в северной части VIII оползневого цирка. Здесь же формируются оползни I типа, на остальной территории эти оползни не выявлены. В приповерхностной части уступа лёссового плато постоянно происходят обвалы и осыпи, которые накапливаются в средней части склона, создавая дополнительную пригрузку.

2. Относительно большая мощность верхнеплиоценовых красно-бурых глин (в среднем 2,5–3,5 м). Эти грунты под влиянием поверхностных вод, инфильтрующихся через лёссовую толщу, обладают способностью к набуханию и выщелачиванию, приобретая при этом мягкую и текучую консистенцию. Поэтому на данном участке формировались (и формируются с весьма небольшой интенсивностью) оползни типа II, смещающиеся по отменным поверхностям ослабления. Примером такого оползня можно назвать смещение 18 июля 1957 г. (VIII оползневой цирк), которое произошло после обильных дождей, когда выпало 105 мм осадков [Котлов, 1971]. Эти воды перенасытили глины верхнего плиоцена (N_2^3), создав в них поверхность ослабления.

3. Большая мощность (в среднем 13 м) слабых известняков-ракушечников понтического яруса, неустойчивых к выщелачиванию, водообильных (второй водоносный горизонт). Воды известняков в некоторых местах дренируются склоном, постепенно увлажняя обвально-осыпные и оползневые накопления, способствуя активизации оползней с нижних частей склонов (оползни типа V).

4. Отсутствие в разрезе склонов глинистых грунтов первого и особенно четвертого слоев понтического яруса. Поэтому кровля мезотических глин на участке имеет довольно высокие средние отметки (около 7,4 м) и является водопором второго водоносного горизонта. Эта особенность строения склонов создала здесь более благоприятные по сравнению, например, с первым участком условия для развития процессов набухания, выщелачивания и пластического течения глинистых грунтов. В результате этого в пределах участка получили широкое распространение оползни типа IV с захватом мезотических глин до отметок (–10) – (–16) м.

5. Относительно высокая интенсивность процесса абразии, поскольку в основании склонов на уровне уреза моря залегают глинистые грунты. Средняя многолетняя величина отмыва пород здесь составляет 2–4 м³ на пог.м, а скорость отступания бровки плато достигает в некоторых местах 1,14 м/год.

С осенне-зимним сезоном связана активизация обвалов и осыпей с уступа лёссовых образований, а также оползней типа IV. Кроме указанной закономерности, оползневые смещения в пределах пятого участка активизируются под влиянием таких антропогенных факторов, как дноуглубительные работы для строительства базы отстоя судов (смещения в пределах склонов VIII оползневого цирка во второй половине 1967 г.); срезка грунтов прирочной части плато, объемом 800 м³ и укладка их в верхней части склона (оползни с 5 на 6 февраля 1968 г. в центральной части VII оползневого цирка; оползни в январе–марте 1970 г. в южной и центральной части VII цирка); дополнительное увлажнение пород склона поверхностными бытовыми водами.

Шестой участок объединяет IX и X оползневые цирки на побережье от 14-й станции мыса Б. Фонтана до мыса Б. Фонтан и имеет протяженность около 2,0 км. Абс.отм. плато в прибрежной части изменяются от 15 м (северная часть X цирка) до 45 м (южная часть участка). Высота обрыва плато колеблется от 0,1 м (северная часть X цирка) до 10 м (IX

и южная часть X цирков). К особенностям природных условий, предопределивших формирование на этом участке оползней, относятся:

1. Минимальная для побережья мощность (до 10 м) лёссовых образований или их полное отсутствие (от части склонов, примыкающих к Большефонтанской балке IX цирка, до южной части X цирка) и отсутствие первого водоносного горизонта. В связи с этим на участке не было условий для развития оползней типа I, а также для обвалов и осыпей с уступов плато на участках, где в разрезе нет лёссовых образований.

2. Невыдержанность толщи верхнеплиоценовых красно-бурых глин (N_2^3), мощность которых изменяется от 1,0 до 4,0 м. В районе, примыкающем к Большефонтанской балке, они полностью размыты и на поверхность выходят известняки понтического яруса (N_2p). Поскольку красно-бурые глинистые грунты, встреченные на этом участке, обладают повышенной способностью к выщелачиванию (растворяются гипсовые стяжения) и легко размываются водой, они не являлись достаточно хорошим экраном против развития процессов выщелачивания залегающих ниже понтических известняков инфильтрующимися поверхностными водами. Этим объясняется повышенная по сравнению с уже охарактеризованными участками степень экзогенной трещиноватости известняков. В них широко развиты трещины бортового отпора, которые отчленяют блоки пород от основного массива, создавая благоприятные условия для формирования оползней типов III и IV.

3. Резко изменяющаяся мощность (от 3,0 до 16 м) толщи понтических известняков (N_2p), сильно обводненных, с многочисленными источниками на контакте с мезотическими глинистыми грунтами (N_1m). На участках выхода на поверхность склона вод второго водоносного горизонта формировались оползни типа III. В пределах склонов, где имеется повышенная мощность известняков (8 м и более), развивались оползни типа IV с захватом мезотических глин мощностью до 10 м. В уступе нижней ступени этих оползней обнажаются прочные перекристаллизованные известняки. Здесь развиваются небольшие по объему обвалы и осыпи.

4. Малые современные скорости отступления бровки плато (до 0,03 м/год) и небольшой отмыв грунтов в обрыве нижней ступени на участках, где имеются оползни типа IV. Крупных оползневых подвижек на этих участках не отмечено. Напротив, на участках, где формировались оползни типа III с поверхностью смещения по кровле мезотических глин, интенсивность абразии резко возрастает. Отмыв грунтов основания берегового склона и морского дна здесь достигает 2—4 м³ на п.м, а скорость отступления береговой линии — до 0,93 м/год, в районе мыса Б. Фонтан — 1,14 м/год.

Седьмой участок объединяет оползневые цирки XI и XII на побережье от мыса Б. Фонтан до балки Ковалевского и имеет протяженность около 2,1 км. Оползневые склоны на участке характеризуются тремя оползневыми ступенями, большой высотой (в среднем 42,5 м) и средней крутизной 23°. Уступ плато достигает высоты 30,0 м, а береговой уступ — 8,0 м. Здесь сформированы оползни всех пяти типов. К числу природных особенностей развития оползней относятся:

1. Большая мощность лёссовых образований, достигающая в среднем 27,5 м. Толща содержит до четырех горизонтов погребенных почв с повышенным содержанием коллоидных органических частиц. Эти горизонты служат местными водоупорами для образования здесь нескольких локально развитых подгоризонтов первого водоносного горизонта. В грунтах формируются оползни типа I. Весной и осенью отмечены выходы на поверхность вод данного горизонта, с которыми связана актив-

зация оползней-потоков и сплывов (оползни типа V), формирующихся в верхних частях склонов. Грунты участка суффозионно неустойчивые, легко размываются водой и выветриваются. Это предопределило интенсивное развитие малых обвалов и осыпей из уступа плато, накопления которых создают дополнительную пригрузку верхних частей склонов.

2. Наличие в разрезе склонов толщи верхнеплиоценовых красно-бурых глинистых грунтов (N_2^3) изменчивой мощности (1,0—4,0 м), которые служат региональным водоупором для первого водоносного горизонта. В этих грунтах образуются поверхности ослабления для оползней типа II, базисом смещения которых служат средние части склонов.

3. Большая мощность (до 13 м) прочных перекристаллизованных известняков понтического яруса (N_2p), которые в подошве фациально замещаются мергелями и плотными глинами. В приповерхностной части массива большое развитие в известняках и перекрывающих их грунтах имеют трещины бортового отпора, наложенные на серии тектонических трещин, субпараллельных склону. Они отчленяют блоки пород от основного массива и определяют пространственное положение очагов формирования оползней типов III и IV.

4. Относительно высокое залегание кровли мезотических глинистых грунтов (2,4—8,5 м), содержащих напорные воды (с величиной напора 5—20 м) третьего водоносного горизонта. Эта особенность строения склонов — самое благоприятное условие развития в пределах седьмого участка оползней типов III и особенно IV.

5. Наличие в грунтах, слагающих склоны, четырех водоносных горизонтов. Первый и второй горизонты дренируются склоном, постепенно обводняя оползневые накопления и формируя четвертый водоносный горизонт, тем самым способствуя активизации оползней типа V. Напорные воды мезотических глин разуплотняют грунты, создают взвешивающее давление, способствуя смещению оползней. Вблизи мыса Б. Фонтан отсутствуют первый и второй водоносные горизонты, поэтому здесь нет оползней типов I, II и III.

6. Высокая интенсивность процесса абразии. Среднемноголетний отмыв грунтов основания берегового склона, морского дна и гряд выдвигания составляет здесь 2—4 м³ на пог.м. Скорость отступания береговой полосы в среднем равна 0,93 м/год [Котлов, 1971]. Поэтому на седьмом участке большое распространение получили оползни типов III и IV.

Восьмой участок включает в себя территорию XIII оползневого цирка, северную и центральную часть Черноморского оползневого участка на побережье от балки Ковалевского до Люстдорфской балки и имеет длину около 3,1 км (рис. 13). Склоны на этом участке вскрывают прочные трещиноватые известняки понтического яруса (N_2p), залегающие на неровной поверхности мезотических глин (N_1m), средние отметки кровли которых (—2,5 м) — (—5,0 м). Это предопределило развитие здесь только оползней типа III, образованию которых способствуют крупные трещины бортового отпора и воды второго водоносного горизонта. Водоупором этих вод служит кровля мезотических глин. В северо-восточной части участка известняки перекрыты маломощной толщей верхнеплиоценовых красно-бурых глин (N_2^3), а еще севернее склоны вскрывают также лёссовые образования. В лёссах имеется первый водоносный горизонт, что способствовало образованию на этих частях склонов оползней типов I, II и V в верхних и средних частях склонов.

Девятый участок включает в себя Черноморский оползневой участок на побережье Люстдорфской балки до Сухого лимана. Участок характе-

ризуется высокими (до 43 м) и крутыми (в среднем 32°) склонами. Высота уступа плато составляет 18–27 м, а высота берегового уступа — 8 м. Оползневой склон состоит из одной или двух оползневых террас. К числу природных особенностей, обусловивших развитие здесь оползней, относятся:

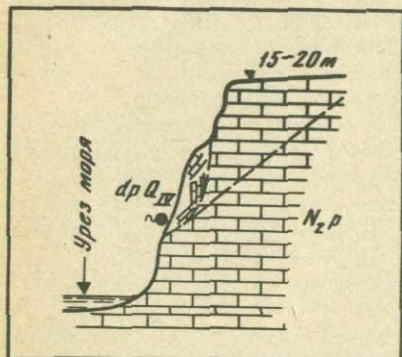


Рис. 13. Типичный разрез оползневых склонов в пределах восьмого участка. Описание слоев см. рис. 9

1. Большая мощность лёссовых образований, которая изменяется от 18 до 27 м. В уступе лёссового плато широко развиты обвальнo-осыпные накопления, создающие дополнительную пригрузку верхних частей склонов. Первый водоносный горизонт, приуроченный к лёссам, не имеет повсеместного распространения. На тех частях склонов, где этот горизонт не вскрыт, нет оползней типа I.

2. Относительно большая мощность верхнеплиоценовых красно-бурых глин (в среднем 2,8 м), в которых формируются поверхности смещения оползней типа II.

3. Наличие в разрезе склона подызвестняковых глин четвертого слоя понтического яруса (N_{2p}) мощностью 1,8 м. Они образуют местный водоупор для вод второго водоносного горизонта, имеющих повсеместное распространение. Эти воды дренируются склоном в виде многочисленных источников и создают благоприятные условия для развития оползней типа III. Известняки имеют среднюю мощность 9,1 м, прочные, сильно трещиноватые.

4. Относительно высокое залегание кровли мезотических глин (N_{1m} — средние отм. + 2,9 м) и повсеместное распространение в глинах третьего водоносного горизонта. Эти особенности строения склонов создавали благоприятные условия для формирования оползней типа IV.

5. Высокая интенсивность процессов абразии и большая скорость отступания бровки плато. Величина среднемноголетнего отмыва грунтов основания берегового уступа и морского дна достигает здесь 4 м^3 на пог.м, а скорость отступания бровки плато — 0,86 м/год.

Условия развития оползней в пределах других участков г. Одесса в целом аналогичны с описанными девятью участками. Например, склоны Жеваковой горы, представляющей собой водораздел между Куяльницким и Хаджибейским лиманами, имеют высоту 25–48 м и типичный для территории города разрез. Формированию оползней типов I и II способствуют здесь воды первого водоносного горизонта, а оползней типов III и IV — воды второго и третьего водоносных горизонтов. Для этого участка также устанавливается большая роль в развитии оползней типов III и IV процессов абразии. Эта роль отчетливо доказывается совпадени-

ем периодов активизации оползневых подвижек с периодами повышения уровня воды в лиманах в 1860, 1884, 1888—1889, 1909—1910, 1932—1945 гг. [Степанов, 1967]. Естественно, что абразионная переработка берегов и дна лиманов Сухого, Хаджибейского и Куяльницкого значительно уступает по интенсивности морской абразии.

РЕГИОНАЛЬНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ЗОНАЛЬНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ НА ТЕРРИТОРИИ ОДЕССЫ

Формирование оползней на территории Одессы подчинено ряду регионально-геологических и зонально-климатических закономерностей.

Одна из них — неравномерные дифференцированные новейшие и современные тектонические перемещения структурных блоков по крупным разломам и разрывам, которые вызвали усиление процессов эрозии и абразии в пределах блоков со значительной скоростью перемещений. Кроме того, они обусловили разновысотность различных структурных блоков, абсолютные отметки платообразных поверхностей которых в современном рельефе колеблются от 15 до 60 м. При прочих равных условиях максимальное количество оползней типов I, II и особенно III и IV развито в пределах структурных блоков, имеющих отметки более 40 м. В пределах блоков с отметками плато 15—35 м современные оползни развиты незначительно (четвертый и восьмой участки, а также частично третий и шестой).

Эта регионально-геологическая закономерность универсальна для всех трех рассмотренных выше регионов. Поэтому ее можно обобщить в виде такого всеобщего закона развития оползней: *интенсивность развития оползней зависит от интенсивности и знака неотектонических перемещений структурных блоков.*

Вторая закономерность состоит в том, что литолого-генетические комплексы пород, вскрываемых склоном, создают специфические региональные условия формирования оползней в Одессе. Эта закономерность проявляется наличием и сочетанием в разрезах склонов рассмотренных ниже отложений.

Лёссы и лёссовидные образования мощностью до 30 м. Опесчаненные пылеватые разности этих образований при насыщении водой способны приобретать свойства плывунов и выплывать в откосы или в выработки. Таким образом устанавливается региональная закономерность: водонасыщенные тонкозернистые и пылеватые пески, содержащие более 5% глинистых частиц монтмориллонитового состава или хорошо разложившегося органического вещества, при дополнительных статических или динамических нагрузках на склоны обладают тиксотропными свойствами и способны выплывать со склонов и откосов. Лёссы при дополнительном увлажнении и большой мощности способны давать просадки без дополнительной нагрузки. Причем установлено, что под каждым из горизонтов погребенных почв в лёссах просадка увеличивается по сравнению с участками между этими горизонтами. Увеличение просадочности вызывает формирование так называемых просадочных оползней. Эта закономерность установлена также для лёссов Сибири, Средней Азии и позволяет сформулировать следующий закон образования просадочных оползней: *максимальная интенсивность образования просадочных оползней приурочена к участкам горизонтов погребенных почв в толще лёссов.* Лёссы при взаимодействии с поверхностными водами легко размываются, интенсивно выветриваются. С этими грунтами связано также формирование оползней течения (типов I и II).

Красно-бурые глины, залегающие в основании лёссов мощностью до 6 м, плотные, вязкие и пластичные. Грунты служат региональным водопором для первого водоносного горизонта, интенсивно выветриваются в приповерхностных частях склонов, размываются и выщелачиваются при взаимодействии с водой. В них формируются поверхности смещения типа II.

Понтические известняки мощностью до 16,5 м прочных, перекристаллизованных (второй, третий, четвертый, седьмой, восьмой и девятый участки) или слабых ракушечников (первый, пятый и шестой участки), сильно трещиноватых.

Литогенетические, тектонические и наложенные на них экзогенные серии трещин бортового отпора и выщелачивания предопределяют пространственное расположение крупных оползней типов III и IV.

Мэотические глины, отличающиеся большой неоднородностью литологического состава и физико-механических свойств, с многочисленными литогенетическими блестящими чешуйчатыми поверхностями, с неровной волнистой поверхностью (с частыми ложбинами и гребнями) кровли. Грунты содержат прослойки лигнитизированных и жирных глин, слоёв песков с напорными водами (до 35 м). Глины монтмориллонит-гидрослюдистого состава при взаимодействии с водой переходят в пластичное и текучее состояние, чувствительны к щелочным водам, заключенным в этой толще, сильно набухают, вызывая резкое снижение их прочности. Глины каолинит-гидрослюдистого состава, содержащие примеси органического вещества, при длительном взаимодействии со щелочными водами мэотического горизонта также приобретают исключительную пластичность.

Содержание в красно-бурых и мэотических глинах гипса и хорошо разложившегося органического вещества относится к тем особенностям, которые являются одним из главных условий развития оползней на территории г. Одесса. Отмеченные особенности характерны также и для оползней Поволжья, Западного Урала и Тянь-Шаня, что позволяет сформулировать такие две всеобщие закономерности:

Глинистые грунты монтмориллонит-гидрослюдистого состава твердой консистенции в природных условиях, содержащие более 3% примесей конрита, хорошо разложившегося органического вещества или гипса, при взаимодействии с водой приобретают свойство незатухающей ползучести с образованием на склонах или откосах оползней выдавливания.

Глинистые грунты натрий-монтмориллонитового состава при взаимодействии с водой сильно набухают и приобретают свойство текучести с образованием на склонах или откосах оползней течения.

Структурные и текстурные особенности этих грунтов предопределяют создание зон и поверхностей ослабления оползней, путей циркуляции подземных вод, к которым приурочены оползни.

Абразия относится к числу основных закономерностей формирования новых оползней и активизации ранее образовавшихся, но находящихся в состоянии временной стабилизации на Одесском побережье. Этот процесс обуславливает большие градиенты напряжений в основании склонов и, как следствие, создание зон повышенных напряжений, величины которых достигают 10–12 МПа. Мэотические глины, залегающие в основании склонов (первый, второй, третий, пятый, шестой, седьмой и девятый участки), имеют прочность на раздавливание до 4 МПа. Поэтому здесь формируются деформации пластические, упругие, хрупкого среза, а также сжатия и выдавливания.

Береговая и донная абразии волнами, течением и льдом (ледовая коррозия) выражается в размыве берегового склона, морского дна и гряд выдавливания. При небольшом волнении смываются пески, при шторме 5 баллов — галечники. Средняя скорость донного размыва по многолетним данным [Аксентьев, 1955] равна 0,2—4,0 см/год. Скорость размыва берега на разных участках побережья колеблется от 0,5 м/год (третий, четвертый, шестой участки) до 6,0 м/год. Установлено [Аксентьев, 1955], что на участках постоянной активизации современных оползневых смещений скорость абразии равна 0,8 м/год или больше; при периодических подвижках она равна 0,65 м/год, а на участках со слабыми оползневыми подвижками скорость абразии не превышает 0,5 м/год. Одесской оползневой станцией [Котлов, 1971] выявлена отчетливая связь между подвижками оползневого склона и размывом клифа (коэффициент корреляции 0,95). При сильных штормах интенсивно размываются оголенные места около мысов. Размыв здесь распространяется до середины бухт и достигает 1—2 м³/п.м; при волнении оползневые гряды исчезают в течение суток, а при штиле — в течение нескольких суток. В профиле дна следы гряд уничтожаются за 3—4 месяца.

Лиманная абразия выражена значительно слабее, чем морская. Она развита на участках, где урез воды сопрягается с относительно высокими (более 15 м) и крутыми (более 20°) склонами долины. Этот процесс активизируется при высоких уровнях воды в лиманах, как это было в 1880, 1884, 1888—1889, 1909—1910, 1932—1945 гг. [Степанов, 1967]. В эти же годы отмечалась активизация оползней. За последние 130 лет скорость размыва здесь изменялась от 0 до 1,0 м/год.

С абразией связаны оползни типов III и особенно IV. На долю оползней типа IV на Одесском побережье приходится около 76% территории.

Четвертая закономерность состоит в том, что *гидрогеологические специфические условия* характеризуемой территории определяются наличием четырех горизонтов подземных и грунтовых вод. С водами первого водоносного горизонта в лёссах и лёссовидных образованиях (VdQ_{II-III}) связано формирование оползней типа I. На участках, где эти воды отсутствуют (второй, третий, четвертый, южная и центральная часть пятого, шестой и частично девятый участки), нет оползней этого типа. Кроме того, с этим горизонтом связаны просадки лёссов, развитие процессов суффозии и, как следствие, обрушения пород, создающие пригрузки верхних частей склонов. На участках склонов, где отмечены выходы вод первого водоносного горизонта на поверхность, формируются оползни типа V.

Воды первого водоносного горизонта, а также инфильтрующиеся через лёссовидные образования поверхностные воды смачивают поверхность красно-бурых глин, уменьшая сопротивление сдвигу по ним и формируя поверхности ослабления для оползней типа II (первый, северная часть пятого, седьмой, частично девятый участки). Наличие первого водоносного горизонта — одна из региональных закономерностей развития оползней в верхних частях склонов Одесского побережья, базисом смещения которых служит средняя часть склонов и на формирование которых процессы абразии не оказывают никакого влияния.

Второй водоносный горизонт, приуроченный к известнякам понтического яруса (N₂p), имеет практически повсеместное распространение (исключение составляет участок вблизи мыса Б.Фонтан), весьма водообильный). На участках повышенной трещиноватости известняков и развития широких (до 0,5 м) трещин бортового отпора воды этого горизонта оказывают довольно существенные гидростатическое и гидродинамическое давления воды на полуотчлененные или отчлененные от основного массива

блоки пород. Удельный вес этих давлений в снижении устойчивости оползневых склонов может достигать 10%. На участках, где водоупором второго водоносного горизонта является неровная кровля мэотических глин с довольно высокими отметками (третий, пятый, шестой и девятый участки), а также где имеют место концентрированные потоки вод по ложбинам в кровле глин с падением в сторону склона, могут возникать значительные фильтрационные давления на оползни. Роль вод данного горизонта в формировании оползней проявляется также в увлажнении глинистых грунтов, подстилающих известняки. При этом глины способны приобретать пластичное или текучее состояние, обуславливая развитие оползней типа III.

Третий водоносный горизонт в толще мэотиса играет значительную роль в формировании поверхностей смещения оползней типа IV. Напорные воды могут оказывать значительное взвешивающее и разуплотняющее давление.

Повышенное содержание щелочных ионов в водах второго и третьего водоносных горизонтов относится к числу регионально-гидрогеологических закономерностей, предопределяющих формирование зон ослабления в глинистых грунтах оползней типов III и IV. По мнению А.М. Драникова [1956], около 21,5% оползней указанных типов сформировалось благодаря подземным водам второго и третьего водоносных горизонтов. Выявленная региональная закономерность может быть сформулирована в виде такого закона: *глинистые грунты любого минералогического состава твердой консистенции, содержащие более 3% примесей гипса, пирита или хорошо разложившегося органического вещества, при взаимодействии со щелочными или кислыми водами приобретают свойство незатухающей ползучести с образованием оползней выдавливания и скольжения.*

Четвертый водоносный горизонт приурочен к обвальным, осыпным и оползневым накоплениям. С ним связано формирование оползней типа V.

Зонально-климатические условия оказывают прямое и косвенное влияние на развитие оползней. Во время обильных затяжных или ливневых осадков, когда их выпадает до 1/3 от годовой суммы (как это было 18 июля 1957 г., когда выпало 105 мм), отмечена активизация оползневых смещений (первый и пятый участки). *Между интенсивностью проявления оползней типов V (и в меньшей мере типов I и II) и количеством жидких атмосферных осадков установлена отчетливая связь, на которую накладывается эффект запаздывания, достигающий 2 лет.* Косвенное влияние атмосферных осадков на формирование оползней проявляется посредством уменьшения прочностных свойств лёссов, лёссовидных образований и красно-бурых глин из-за их способности легко размываться, выщелачиваться и интенсивно выветриваться при взаимодействии с водой.

Преобладающие для Одесского побережья ветры северных румбов со скоростью до 34 м/с, обуславливают вдольбереговое движение наносов с юга на север, т.е. их накопление в северных частях бухточек и угон с южных частей, где и отмечается большая интенсивность оползневых смещений [Науменко, 1972].

Активизация или образование оползней под влиянием хозяйственной деятельности человека на территории г. Одесса подчиняется таким основным закономерностям, как искусственное повышение уровня грунтовых вод из-за утечек воды из водопроводящих сетей, орошение садов, огородов, питомников, полив улиц и дворов, устройство душевых установок без отвода воды; изменение гидродинамического режима подземных вод и фильтрационные воздействия на породы, вызванные открытым водоотливом из выработок, применением дренажных систем, образованием градиентов напора в выемках строительных котлованов; пригрузки верхних

частей склонов и подрезки склонов вниз; изменения поверхностного стока атмосферных вод и режима водоемов; уничтожение растительного и почвенного покрова; строительство, эксплуатация и разрушение подземных выработок, расположенных на склоне (катакомбы, мины, дренажные галереи, штольни, фортысооружения и др.); динамические воздействия на склоны от взрывов, работающих механизмов и транспорта.

Глава 4

ОПОЛЗНИ НА ТЕРРИТОРИИ КОДР В МОЛДАВСКОЙ ССР¹

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Склоны речных долин и оврагов в пределах территории Кодр почти повсеместно поражены оползнями [Шадунц, 1963; Орлов, Устинова, 1969; Орлов, Тимофеева, 1974]. Оползни вызывали значительные разрушения различных объектов, построенных на этих склонах, и являлись причиной переноса населенных пунктов (сёла Коржево, Малоешты и др.), отдельных зданий и сооружений [Леваднюк, 1978]. Развитию и активизации оползней здесь способствует хозяйственная деятельность человека. Например, на участке общежития Кишиневского сельскохозяйственного института активизация оползней в августе 1979 г. была вызвана неправильно выбранной и выполненной планировкой склона, сплошной вырубкой древесной растительности в средней части склона.

Первые сведения об оползнях Молдавии можно найти в небольшой статье О.К. Ланге. Позже оползни изучали Ф.С. Паручик, И.А. Клевцов, Г.В. Обидиентова, Г.С. Гейдеман, Л.Г. Каманина, Я.Л. Рымба, К.Ш. Шадунц, П.Д. Букатчук, Б.В. Бурденко, Г.М. Билинкис, А.Т. Леваднюк, С.С. Орлов, Т.А. Тимофеева, Н.М. Покатилов, В.Н. Ткач, Т.И. Устинова и др. Региональные особенности развития оползней изучали сотрудники ВСЕГИНГЕО (1973 — 1976 гг.), Кишиневского политехнического института им. Н.А. Га-зо, ПНИИИС Госстроя СССР (1976—1982 гг.).

Кодры — основной водораздел между бассейнами рек Прут и Днестр и характеризуются максимальными для региона отметками поверхности выравнивания (до 430 м), интенсивной эрозионной расчлененностью рельефа, глубиной до 300 м. Долины рек корытообразные, асимметричные, с плоскими днищами, шириной 1—2 км. В прирвовочной части плато склоны долин крутые (средняя крутизна 20—30°), а в средней и нижних частях они относительно пологие (от 4—5 до 10°). Водораздел имеет резко выраженное асимметричное строение — водораздельная линия приближена к р. Прут. Склоны долины р. Прут крутые, а долины р. Днестр — относительно пологие.

Территория Кодр относится к зоне 7-балльных землетрясений и осложнена многочисленными тектоническими разрывными нарушениями, испытывающими активизацию в новейший и современный этапы подвижек [Сухов, 1969]. Крупными продольными (по отношению к междуречью)

¹ Глава написана по материалам исследований М.К. Рзаевой, А.Я. Егорова, Р.И. Цыбиной, Г.Л. Тихвинской, выполняемых в составе экспедиций ПНИИИС под научным руководством М.К. Рзаевой.

нарушениями территория Кодр разделяется на три части: северную — с Романкоуцким горстом и Бельцким грабеном; центральную — с Кодринским горстом и южную — с Южно-Бессарабским грабеном. Восточная и западная границы междуречья ограничены Ямпольским, Чагским, Куболтинским, Ялпучским и Братешским разрывами. Зонами эпицентров глубокофокусных землетрясений здесь являются глубинные разломы Вадулуй-Водский и Бахлуйский [Сухов, 1969]. Названные выше структуры пересекаются многочисленными разрывами более высоких порядков, обуславливая блочное строение территории. Например, в районе г. Калараш встречены: Бессарабский разрыв северо-западного простираения (аз. пр. 325°), пересекающий села Пыркаллены, Буда, Волпинец; Катлабугский (продольный по отношению к Восточным Карпатам), север-северо-западного простираения (аз. пр. 340°), пересекающий села Поручены, Выпаторы, Темелуцы; Быковецкий разрыв северо-восточного простираения (аз. пр. 70°), проходящий через села Лозово, Боркичены, Быковец и некоторые другие.

Широкое развитие оползней на территории междуречья Днестр — Прут объясняется интенсивной тектонической раздробленностью пород и дифференцированными перемещениями структурных блоков.

Климат исследуемой территории умеренно континентальный. Амплитуда колебания температуры составляет 72°C . Количество осадков уменьшается в направлении с северо-запада на юго-восток с 560 до 370 мм. В долинах Днестра и Прута среднегодовая сумма осадков равна 400—500 мм, а на закрытых участках долин она уменьшается до 370 мм. На холодный период (декабрь—март) приходится до 25%, на теплый — 75% осадков от годовой их суммы. В теплый период осадки часто выпадают в виде ливней. Установлено, что количество осадков может отклоняться от многолетнего среднего значения на 200 — 300 мм. На участках, покрытых лесом, количество осадков существенно увеличивается; на наветренных склонах западной экспозиции выпадает на 15—25% больше осадков по сравнению со склонами восточной экспозиции.

Полный разрез отложений, вскрытых эрозионной сетью и участвующих в той или иной мере в оползневом процессе, представлен сверху вниз следующим набором отложений, грунтовых и подземных вод (рис. 14).

Плиоценовые и четвертичные аллювиальные отложения (aN_2-Q), представленные песчано-гравийно-галечными и глинистыми грунтами, имеют мощность до 15 м и развиты в долинах всех рек. Наибольшим развитием пользуются современные аллювиальные образования (aQ_{IV}), которые слагают высокую и низкую поймы рек и состоят из суглинков, илов, глин мощностью 4—6 м. В долинах рек Икель, Бык, Кула и др. встречены образования русловой фации. Это мелкозернистые пески с линзами гравия. Мощность современных аллювиальных образований достигает 30 м. Эти образования практически не участвуют в оползневых смещениях; в смещения вовлекаются лишь остатки отложений высоких надпойменных террас.

Нерасчлененные плиоцен-четвертичные элювиальные и делювиальные образования ($ed N_2 - Q$) перекрывают сплошным чехлом неогеновые отложения и имеют мощность 10—25 м. Отчетливо прослеживаются такие три приповерхностные зоны экзогенного изменения пород:

Первая зона глубокого экзогенного изменения пород, утративших признаки исходных материнских грунтов. Глинистые грунты в этой зоне превращены в суглинки и супеси, подверглись процессу облёссования. Мощность зоны изменяется от 0,5 до 5 м.





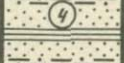

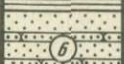
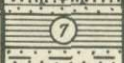

Возраст пород	Литологическая колонка	Краткая инженерно-геологическая характеристика пород	Мощность, м	
Голоценовый (Q_4)		Пески, гравий, галечник, реже суглинки, илы, глины с линзами гравия (1)	4–30	
Верхний неоген (N_2)		Суглинки и супеси, суффозионно неустойчивые, слабо-обводненные (2)	0,5–25	
Нижний неоген (N_1)	Мэотис (N_{1m})		Пески с прослоями глин, гравия, галечника, конгломератов и первым горизонтом подземных вод (3)	Несколько десятков
	Верхний сармат (N_{1s1})		Тонкозернистые сыпучие пески с прослоями глинистых песков и прослоем песчанистой глины (4) Наклон слоев на восток под углом 5–7°	около 100
			Ожелезненные слоистые глины с прослоем тонкозернистого песка (5)	9–11
			Тонко-, мелкозернистые сыпучие пески с прослоями песчанника и горизонтом подземных вод (6)	14–20
	Средний сармат (N_{1s2})		Глины серые с ожелезненными бурыми прослоями (7)	35
			Тонко-, мелкозернистые пески с прослоями песчанника и глин (8), мощностью до 4 м	30–47
			Алевритовые глины с прослоями алеврита и с включениями органического вещества (9), трещиноватые Пески в толще содержат до 15% глинистых частиц, до 25% пылеватых. По составу полиминеральные, на 60–70% состоят из кварца, 30% – полевого шпата. Грунты обладают тиксотропными свойствами. $W_0 = 5–25\%$. Глины имеют $\gamma_0 = (1,98–2,19) \text{ т/м}^3$, местами снижается до $1,95 \text{ т/м}^3$, консистенция при этом изменяется от твердой до мягкопластичной. Влажность свободного набухания глин на 10–20% выше естественной; сцепление глин $C = (0,001–0,003) \text{ МПа}$. $\varphi = 5–8^\circ$; объемная усадка грунтов в коренном залегании изменяется от 4 до 18%. Горизонт подземных вод приурочен к прослоям или линзам песков и песчанников, к зонам трещиноватости	60

Рис. 14. Полный разрез отложений, вскрытых эрозионной сетью на территории Коду Молдавской ССР

Вторая зона сильного изменения пород с сохранившимися структурно-текстурными особенностями материнских грунтов. Мощность зоны достигает 15 м.

Третья зона слабого выветривания. Изменение материнских грунтов выражается в их ожелезнении, в изменении окраски.

Грунты первой и второй зон выветривания легко размываются водой, суффозионно неустойчивы, слабо обводнены. В них возможно формирование локальных верховодок, осыпей, обвалов и небольших по объему оползней-потоков и сплывов. Оползни развиваются в периоды ливневых водобильных дождей или на участках больших утечек бытовых вод.

Нижнеэоценовые отложения мезотиса (N_1m) представлены континентальными песками с подчиненными прослоями глин, гравия, галечников, конгломератов. Мощность толщи колеблется от нескольких метров до нескольких десятков метров, увеличиваясь к югу [Орлов, Устинова, 1969]. Отложения не имеют повсеместного распространения. На участках, где в толще песков встречены прослои глин, в песках сформировался первый горизонт подземных вод, питание которого в значительной степени связано с атмосферными осадками. В пределах склонов, где воды выходят на поверхность, развиваются оползни, вызванные суффозионным выносом песчаных частиц, а также оползни-потоки, сплывы, оплывины.

Нижнеэоценовые отложения верхнего сармата (N_1s_3) разделены на три пачки. Верхнюю пачку составляют тонкозернистые сыпучие пески с прослоями несипучих глинистых песков, неяснослоистые, редкокосослоистые. В 7–11 м от кровли пачки встречается слой буровато- и серовато-голубой песчанистой глины с прослоями (до 0,1 м) желто-серого тонкозернистого песка и серого глинистого известняка. Вскрытая мощность глин 3,5 м, наклон слоя на восток под углом 5–7°. Мощность пачки около 100 м.

Вторая пачка объединяет серые и буровато-серые ожелезненные глины. В средней части пачки залегает прослой серого тонкозернистого песка мощностью 1,5 м. Глины слоистые, с падением на восток под углом 3–5°. Мощность пачки 9–11 м.

Третья пачка представлена светло-серыми и желто-серыми тонко- и мелкозернистыми песками мощностью 14–20 м. Пески сыпучие, с глинистыми прослоями, с неясной слоистостью, редко встречаются прослои крепкого серого песчаника (мощностью 0,1–0,2 м). Толща слабо обводнена. Горизонты подземных вод приурочены к пачкам и прослоям песков, имеют спорадическое распространение.

В нижнеэоценовых отложениях верхнего сармата оползни формируются на участках выхода подземных вод на поверхность или во время (с эффектом запаздывания до нескольких месяцев) затяжных водобильных дождей. Они имеют относительно небольшое распространение по сравнению с оползнями в отложениях среднего сармата.

Нижнеэоценовые отложения среднего сармата (N_1s_2) разделены на четыре пачки. Первая пачка образована глинами мощностью 30–35 м с серыми ожелезненными бурыми прослоями. Вторая пачка представлена в основном тонко- и мелкозернистыми песками, серыми, желто-серыми и буровато-желтыми, часто глинистыми (в верхней части разреза), с прослоями (до 10 см) серого прочного песчаника и желто-серых глин (до 4,0 м). Мощность пачки изменяется от 47 м (на юге) до 30 м (на севере). В третьей пачке залегают тонко-мелкозернистые пески, желто-бурые, ожелезненные, преимущественно глинистые, с прослоями (до 10 см) серых глин. Верхняя, четвертая пачка сложена однородными темно-серыми алевритистыми глинами, содержащими прослой (0,5–2,0 мм) светло-серого алеврита, черные пятна органических включений и раковины моллюсков. Толща пород трещиновата, ее мощность в центральной части Молдавии незначительная, а на юге достигает 130 м.

Пески в толще среднего сармата (N_1s_2) содержат до 15% глинистых

частиц, до 25% — пылеватых. По составу они полиминеральные, на 60—70% состоят из кварца и примерно на 30% из полевого шпата. Грунты обладают тиксотропными и пльвунными свойствами. Естественная влажность песков изменяется от 5 до 25%. Глинистые частицы в песках более чем на 50% состоят из монтмориллонита, что и обуславливает их пльвунность.

Глинистые грунты высокодисперсные, состоят из тонкочешуйчатых агрегатов с незначительной примесью (до 5%) алевроитового материала, представленного зернами кварца и пирита. Глины полиминеральные и состоят из монтмориллонита (около 45—55%), гидрослюды (около 30—40%, иногда до 56%) и каолинита (от 9 до 20%). В поглощенном комплексе преобладают кальций и магний; в невыветрелых разностях глин содержится много обменного натрия. По гранулометрическому составу глины состоят на 50—94% из глинистых частиц. Глинистая фракция в них частично агрегирована в водостойкие микроагрегаты. Пылеватые глины содержат глинистых частиц от 33 до 50%.

Высокодисперсные глины в коренном залегании имеют естественную влажность 20—35%, плотность грунтов 1,98—2,19 т/м³, консистенцию от тугопластичной до твердой. В зонах повышенной трещиноватости плотность грунтов снижается до 1,95 т/м³, консистенция становится мягкопластичной. Грунты способны к набуханию при увлажнении и к усадке при высыхании. Влажность свободного набухания глин на 10—20% выше естественной. Их свободное набухание достигает 43% (в районе г. Калараш), а давление набухания — 0,48 МПа. Давление набухания пылеватых глин изменяется от 0,05 до 0,16 МПа. При свободном набухании прочность глин уменьшается в 6—30 раз. Сцепление глин в зонах ослабления 0,001—0,003 МПа, угол внутреннего трения — 5—8°. Объемная усадка грунтов в коренном залегании изменяется от 4 до 18%, а в зоне выветривания она достигает 32%.

Алевроитистые глины по гранулометрическому составу относятся к пылеватым грунтам (50—60% пылеватых и 30—35% глинистых частиц). Алевроиты разнозернистые, их состав: 65% кварца, 3% мусковита, 2% полевых шпатов, 3% карбонатов и 27% карбонатно-глинистого цемента. Структура грунтов пелитово-алевроитовая.

Подземные воды в толще среднесарматских грунтов приурочены к пачкам, прослоям или линзам песков и песчаников, а также к тектоническим зонам трещиноватости в глинах. В верхней части отложений, вскрываемых эрозионной сетью, водоносные горизонты имеют спорадическое распространение. Питание вод осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, а разгрузка — на склонах речных долин, балок, оврагов и на крутых тектонических уступах. На северо-востоке территории воды гидрокарбонатно-сульфатно-магниевые-кальциево-натриевые с минерализацией до 1,5 г/л, на юго-западе — гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые с минерализацией до 2,5 г/л и хлоридно-натриевые с минерализацией до 12,3 г/л [Фролов, 1961]. Воды в зонах тектонических нарушений характеризуются сульфатно-гидрокарбонатно-магниевым составом, содержанием фтора до 0,7 мг/л и повышением минерализации до 3,5 г/л.

По принадлежности оползней к определенным литолого-генетическим комплексам пород в пределах территории Кодр обособляются следующие пять типов оползней.

Первый тип оползней объединяет оползни, сформировавшиеся в элювиально-делювиальных образованиях плиоцен-четвертичного времени (N₂ — Q) в пределах зон глубокого и сильного экзогенного изменения грунтов. Мощность оползней может достигать 15 м.

По механизму смещения — это оползни-сплывы, потоки и оплывины. Они приурочены к зонам выклинивания грунтовых вод (верховодки) или образуются в периоды обильных затяжных и ливневых дождей.

Оползни второго типа развиваются по глинистым прослоям мезотических отложений (N_1m) с захватом элювиально-делювиальных образований ($ed N_2 - Q$). Оползни приурочены только к участкам выхода подземных вод мезотиса на дневную поверхность. По механизму смещения — это оплывины, сплывы, реже — оползни-потоки, не исключена возможность оползней суффозионного типа.

Оползни третьего типа формируются по поверхностям ослабления в глинистых грунтах верхнего сармата (N_1s_3) или по контакту глин среднего сармата (N_1s_2). В смещение могут быть вовлечены все залегающие выше отложения. По механизму смещения здесь преобладают оползни скольжения блокового типа, сплывы, оплывины, оползни суффозионного типа.

Оползни четвертого типа приурочены к грунтам среднего сармата (N_1s_2). Поверхностями смещения служат тектонические и литогенетические трещины, прослой мягкопластичных глин. Оползни приурочены к участкам выхода подземных вод на поверхность и представляют собой оползни скольжения блокового и суффозионного типа, сплывы, оплывины, оползни-потоки.

К *пятому типу оползней* относятся повторные смещения оползневых накоплений (оползни-потоки, оплывины, сплывы, реже оползни блокового типа).

Пораженность оползнями территории Молдавии, по данным на 1973 г., составляла около 34 тыс. га.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И АКТИВИЗАЦИИ ОПОЛЗНЕЙ НА ТЕРРИТОРИИ КОДР

Ключевыми, типичными для всей территории Кодр участками распространения оползней являются склоны в районах: г. Калараш, пос. Ниспорены, Быковецкого оползневого склона и Кишинева.

Территория г. Калараш располагается в пределах крупного Икель-Быковского структурно-тектонического блока первого порядка, который в новейший и современный этапы испытывает восходящие движения амплитудой порядка 160 м. Среди разрывных нарушений, действующих тектонический блок на блоки более высоких порядков, выделяются разрывы северо-западного (аз. пр. 290–300°, 330–340°), субширотного и северо-восточного (аз. пр. 60–70°) направлений.

Распространение оползней в пределах г. Калараш неравномерно. Современные оползневые подвижки наиболее развиты в юго-восточной и северо-западной частях города, где они в 1973 г. причинили материальный ущерб. В центральной части города вскрыты лишь древние и старые оползневые накопления. Высота стенок отрыва современных оползней равна 5–8 м, средняя крутизна — 35°; средняя крутизна оползневых накоплений составляет 8°. Склоны ступенчатые. Мощность оползневых накоплений около 15 м.

Формирование оползней на территории г. Калараш обусловлено следующими особенностями природных геологических условий. Относительно большая степень эрозионной расчлененности территории предопределена интенсивностью восходящих неотектонических перемещений структурных блоков. Это явилось причиной образования здесь склонов высотой до 160 м. По крутизне они распределены таким образом: склоны крутизной более 10° составляют около 42%, крутизной 2–6° — около 36%; на долю

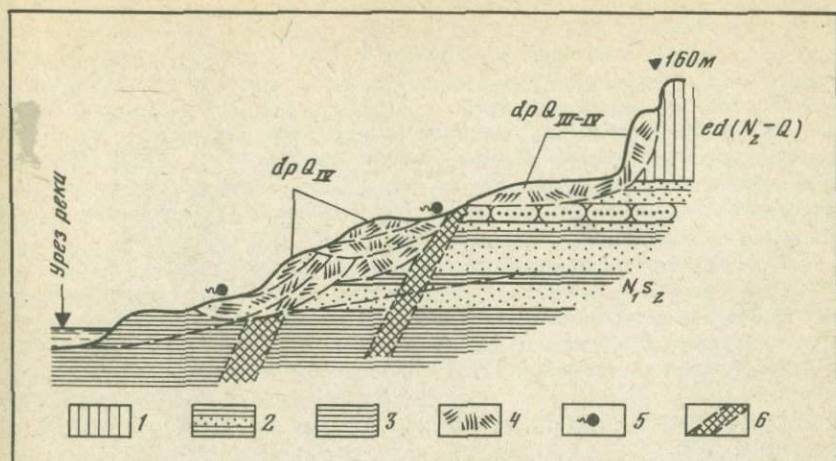


Рис. 15. Типичный разрез оползневых склонов в районе г. Калараш

1 — плиоценово-четвертичные элювиально-делювиальные лессовидные образования; 2 — нижнеэоценовые среднесарматские пески с прослоями песчаника, глины, алевролита; 3 — нижнеэоценовые, среднесарматские алевролитистые глины; 4 — верхне-четвертичные и современные оползневые накопления; 5 — выходы подземных вод; 6 — зоны тектонических разрывов

склонов с крутизной менее 2° приходится около 22%. Установлено, что максимальная пораженность территории оползнями наблюдается на склонах крутизной от 8 до 20° . Наибольшее количество оползней встречено на склонах долин рек Бык, Войново, Икель, Кула, прорезающих максимально поднятые в современном рельефе структурно-тектонические блоки.

Довольно большая мощность (5–10 м) элювиально-делювиальных образований [ed (N_2-Q)] . Они представлены легкими комковатыми или лессовидными суглинками твердой и тугопластичной консистенции, сухими в верхних частях разреза и влажными к подошве слоя, за счет чего грунты приобретают мягкопластичную консистенцию. Суглинки легко размываются и размокают при взаимодействии с водой. С этими образованиями связано формирование оползней-потоков, сплывов, оплывин и малых по объему блоковых оползней (тип I). Их поверхностью смещения служат грунты мягкопластичной консистенции. Средняя мощность оползневых накоплений этой группы 3–5 м. На участках распространения лессовидных суглинков развиваются также осыпи и обвалы.

Отсутствие в разрезе изучаемых оползневых склонов г. Калараш песчаных отложений мзотиса ($N_1 m$), а также песчано-глинистых грунтов верхнего сармата ($N_1 s_3$) исключило условия для развития оползней второй и третьей групп.

Слоистое строение толщи среднесарматских отложений ($N_1 s_2$) создало благоприятные условия для зарождения и формирования на склонах оползней типа IV. Среди названных отложений в пределах территории г. Калараш встречены грунты второй, третьей и четвертой пачек (рис. 15). В глинистых грунтах второй пачки, примерно в средней части ее разреза, выявлен выдержанный по простираению четырехметровый слой водонасыщенных тонко-среднезернистых песков.

Пески, встреченные в толще среднесарматских отложений, содержат до 12% глинистых частиц в основном монтмориллонитового состава. Динамические воздействия землетрясений, работающих механизмов, массовых

взрывов способны вызвать пльвуны в этих грунтах, их вытекание и массовые оползневые смещения на склонах. В песках второй и третьей пачек в силу их суффозионной неустойчивости возможно формирование на склонах оползней суффозионного типа. Глины четвертой пачки в пределах г. Калараш отличаются высокой степенью трещиноватости, часто они рассланцованы с падением слоев в сторону склонов под углом $10-20^\circ$ и имеют мягкопластичную консистенцию. В этой пачке формировались и формируются поверхности смещения крупных оползней блокового типа четвертой группы с мощностью захвата пород $15-20$ м.

Глинистые грунты территории г. Калараш отличаются высоким (до 68%) содержанием монтмориллонита и, как следствие, имеют повышенную обменную способность. Они дают большую усадку при высыхании, сильно набухают при увлажнении (величина набухания 43%) и развивают давление набухания до 0,48 МПа. Названные особенности песчаных и глинистых грунтов относятся к числу основных региональных закономерностей формирования и активизации оползней на склонах, сложенных этими породами.

Благодаря наличию в разрезе отложений, слагающих склоны, не менее двух водоносных горизонтов подземных вод, часто напорных, к участкам выхода их вод на поверхность приурочены оползни типов IV и V. Оползневые накопления сильно обводнены, а на склонах много заболоченных участков, мочажин и застойных прудов в межоползневых западинах. Незарегулированность поверхностного стока — главная причина интенсивного проявления и активизации повторных оползней-потоков, оплывин, сплывов в накоплениях более старых оползневых смещений.

В глинистых грунтах твердой и тугопластичной консистенции отмечена интенсивная трещиноватость. Тектонические и наложенные на них экзогенные трещины являются поверхностями ослабления и путями фильтрации поверхностных и подземных вод. Максимальное количество оползней скольжения блокового типа четвертой группы приурочено к участкам склонов, вскрывших поверхности ослабления с углами падения в сторону склона $10-20^\circ$.

Хозяйственная деятельность человека часто вызывает резкую активизацию оползней. Распашка склонов, локальные утечки бытовых вод, строительные подрезки склонов внизу и пригрузки вверху и др. относятся к числу главных причин активизации оползней в пределах участков, считавшихся ранее относительно устойчивыми.

Оползни района пос. Ниспорены занимают площадь более $6,5$ км². Они сформированы в пределах максимально поднятого (для региона Кодр) в современном рельефе структурно-тектонического блока с абсолютными отметками древней поверхности выравнивания около $361,8$ м. Большие скорости восходящих тектонических движений структурных блоков обусловили необычайно высокую для Молдавии степень эрозионной расчлененности территории. Амплитуда эрозионного расчленения рельефа достигает 290 м. Склоны долины Ниспоренского ручья имеют среднюю крутизну 40° вверху, $15-25^\circ$ в средней части и 7° внизу. Оползневые склоны ступенчатого профиля имеют высоту современных стенок отрыва оползней около 20 м и ширину ступеней $25-200$ м.

Максимально поднятый тектонический блок ограничен крупными разрывными нарушениями, к которым приурочены реки Быковец, Лопушина, Ниспорены и левый приток р. Нырнова. Многочисленные тектонические нарушения объединяются в четыре системы: субширотного, субмеридионального, северо-восточного (азимут простираения $310-340^\circ$) и северо-западного (азимут простираения $20-65^\circ$) простираений.

Интенсивность развития оползневых процессов в пределах этого ключевого участка обусловлена особенностями природных условий.

Большая скорость новейших и современных тектонических поднятий территории (до 10 мм/год). С ней связаны образование глубоких речных долин с высотой склонов до 290 м, многочисленных оврагов с длиной овражной сети более 9 км и величиной расчленения территории 1,4 км на км², интенсивная трещиноватость, расщепление и катаклазирование грунтов пород коренной основы; повышенная сейсмичность района (8 баллов) по сравнению с территориями, где скорость неотектонических перемещений меньше, чем на изучаемом ключевом участке. Эта особенность геологической среды относится к числу определяющих региональных закономерностей формирования оползней характеризуемой территории.

Большая мощность (до 25 м) *элювиально-делювиальных образований* [ed (N₂-Q)]. На участках выхода грунтовых вод на поверхность в этой толще формируются оползни первого типа (сплывы, оплывины, потоки), а также обвальные и осыпные накопления, которые создают дополнительную пригрузку склонов вверх. Их развитию способствуют такие особенности состава, состояния и свойств этих образований, как невыдержанность по простиранию и глубине различных литологических типов грунтов, когда твердые комковатые водоустойчивые глины и тяжелые суглинки сменяются суффозионно неустойчивыми и легко размываемыми водой лёссовидными суглинками и супесями, а сухие грунты замещаются водонасыщенными грунтами мягкопластичной консистенции; наличие в толще образований экзогенных трещин бортового отпора и усадки, выполненных песчаным или алевритистым материалом, которые служат путями фильтрации и местом аккумуляции поверхностных вод и которые значительно (в 8—10 раз) снижают прочностные свойства грунтов, создают гидростатическое, взвешивающее, а при дренировании вод склоном — гидродинамическое давление воды; наличие гипсовых стяжений и друз в толще элювиально-делювиальных образований, которые при взаимодействии с поверхностными бытовыми водами выщелачиваются, вызывая тем самым разуплотнение массива и уменьшение устойчивости склонов.

Наличие в разрезе толщи мезотических песков (с прослоями глин) (N₁m) значительной мощности, достигающей на водораздельных участках нескольких десятков метров (отм. кровли около 325 м). С грунтами толщи связано формирование оползней течения (оползни типа II). Основная причина их образования — выходы на поверхность склона подземных вод, образующихся в этих песках и имеющих спорадическое распространение. Водупором вод служат прослои глин. Во время обильных ливневых или затяжных дождей мезотические пески легко размываются атмосферными осадками, в результате чего образуются оползни-потоки, реже оползни-сплывы и оплывины.

Мощная толща верхнесарматских песчано-глинистых отложений (N₁s₃), имеющих практически повсеместное распространение и вскрытых склонами речных долин, оврагов на отм. 270—325 м. Развитию оползней типа III способствуют такие особенности литологического состава, состояния и свойств этой сложно построенной толщи, как наличие в первой пачке песков слоя серых и буровато-серых глин (с прослоем прочных известняков) общей мощностью около 3,5 метров, отметки залегания кровли которого около 314 м и который служит региональным водупором для второго горизонта подземных вод, с выходами которых на поверхность связано формирование оползней блоковых и, возможно, суффозионных; наличие сыпучих, слюдистых, тонко- и среднезернистых песков в верхней части толщи, суффозионно неустойчивых, легко размываемых

рых поверхностными водами, к которым приурочены оползни-потоки, имеется вероятность суффозионных оползней; наличие глин второй пачки мощностью 9—11 м, сильно трещиноватых, тугопластичной и твердой консистенции, с подчиненными прослоями тонкозернистого песка; по кровле глин или по выдержанным тектоническим трещинам в них формируются поверхности смещения крупных блоковых оползней скольжения типа III; наличие прослоев крепких тонкозернистых песчаников в песках третьей пачки мощностью 14—20 м, которые служат региональным водупором для подземных вод третьего (для участка) и четвертого (для Кодр) водоносного горизонта; в местах дренирования вод склонами образуются блоковые оползни (тип III) и оползни типа V, возможны оползни суффозионные.

Сложно построенная песчано-глинистая толща среднего сармата (N_1s_2), вскрытая склонами рек и оврагов на отм. 70—270 м, с которой связано формирование оползней типа IV.

Их развитию способствовали следующие особенности состава, состояния и свойств грунтов данной толщи: чередование глинистых и песчаных слоев первой и второй пачки: при этом слой глин мощностью 30—35 м в верхней части разреза сменяется 30—45-метровым слоем разнозернистых песков с тонкими (до 10—20 см) прослоями глин, в которых сформирован четвертый горизонт подземных вод, их дренирование склонами способствует развитию оползней блокового типа, оползней-потоков, сплывов и оплывин (оползни типа IV) и активизации повторных смещений в оползневых накоплениях (оползни типа V), возможны и суффозионные оползни; мощная толща (до 70 м) песков третьей пачки, разнозернистых, с тонкими прослоями глин и песчаников, оползни-потоки (типы IV и V), имеется вероятность развития суффозионных оползней; мощная толща (до 60 м) темно-серых и буровато-серых глин с окислами марганца и кристаллами гипса, с обломками ракуши, с прослоями алевритов и глинистых песков, участками интенсивно трещиноватых; по кровле этих глин и по выдержанным тектоническим трещинам в них формируются поверхности смещения оползней скольжения блокового типа; фациальная изменчивость слоев глин и песков, частое падение слоистости и тектонических трещин в сторону склона.

Перечисленные особенности литологического состава среднесарматских отложений (N_1s_2), их состояния и свойств (суффозионная неустойчивость и размываемость песков, пльвунность при вибрационных воздействиях на грунты от землетрясений, взрывов, работающих механизмов, способность глин к усадке и набуханию, резкое снижение прочности грунтов при обводнении и в зонах тектонических трещин) определяют важнейшие региональные закономерности развития оползней.

Минералогический состав глинистых частиц в грунтах. Они состоят на 45—55% из монтмориллонита, на 30—40% из гидрослюд и на 9—20% из каолинита. Поэтому глины менее гидрофильны по сравнению с глинами территории г. Калараш. Однако величина набухания их довольно высокая и составляет 5—23% при давлении набухания до 0,15 МПа. Эта способность глин обуславливает их резкий переход от твердой консистенции в вязкопластичное течение в условиях длительного увлажнения с образованием оползней.

Наличие не менее пяти водоносных горизонтов подземных вод, высокая степень обводненности склона на участках дренирования подземных вод. Эта региональная закономерность предопределила формирование оползней всех пяти типов. Подземные воды залегают и дренируются склонами на разных высотных уровнях. Они также оказывают на породы склона гидро-

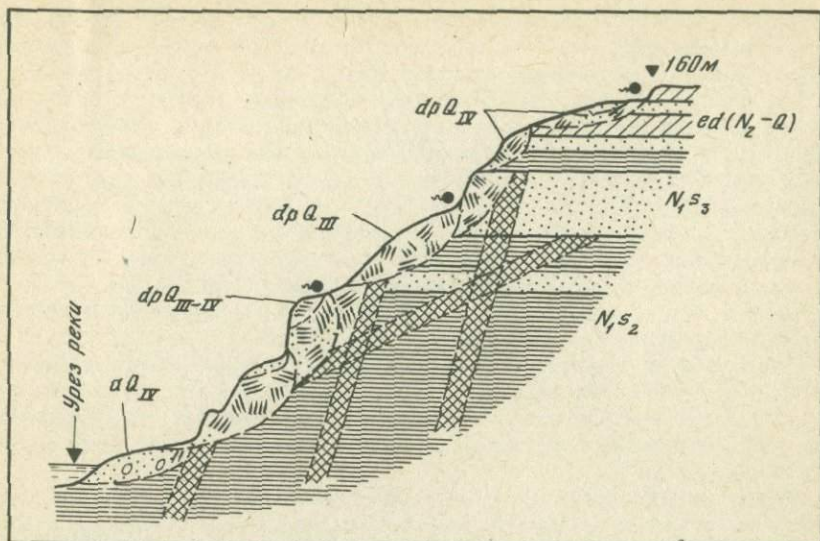


Рис. 16. Типичный разрез оползневых склонов в пределах долины р. Бык
Описание слоев см. рис. 14

статическое, взвешивающее, гидродинамическое давление, расклинивающее действие в трещинах, способствует гидродинамическому удару при землетрясениях, в 8–10 раз уменьшают прочность структурных связей глинистых грунтов.

Быковецкий оползневой склон расположен на склонах левого берега р. Бык, которая прорезает относительно поднятый (для региона) в современном рельефе структурно-тектонический блок с абс. отм. древней поверхности выравнивания 160 м. Склон имеет высоту 70–75 м, ступенчатый профиль, высота стенки отрыва современных оползней 10–12 м, средняя крутизна 16° . Средняя мощность оползневых накоплений 10 м, крутизна пологих ступеней оползневых склонов – 6° , крутых – 28° . Оползневой склон опирается на пойму шириной 600–700 м (рис. 16).

Интенсивность и пространственная приуроченность оползней на данном ключевом участке обусловлена особенностями природных условий.

Значительные скорости новейших и современных дифференцированных тектонических поднятий структурных блоков. Они вызвали довольно высокую степень эрозивной расчлененности территории и формирование склонов высотой до 75 м. В отличие от первых двух ключевых участков оползни здесь менее развиты, что в значительной мере объясняется меньшей эрозивной расчлененностью территории (в два раза меньше, чем в районе г. Калараш), хотя скорости неотектонических поднятий структурных блоков и амплитуда этих поднятий одинаковы в обоих районах.

Довольно большая мощность (до 7,0 м) элювиально-делювиальных образований [ed(N₂-Q)] и их переслаивание за счет разного литологического состава грунтов. В толще тугопластичных слабовлажных суглинков встречен слой мелкозернистых обводненных песков мощностью 2,0 м. С выходами грунтовых вод на поверхность склона связано развитие блоковых оползней, оползней-потоков, оплывин и сплывов типа I.

Отсутствие в разрезе этого ключевого участка песчаных отложений мзотиса (N₁m). Эта особенность геологического строения исключила условия для зарождения на склонах оползней типа II.

Наличие песчано-глинистых отложений верхнего сармата (N_{1s3}), представленных первой и второй пачками (см. рис. 16), общей мощностью до 25 м. Подошва отложений вскрыта склонами на абс. отм. 143—150 м. Толща сложена мелко-, среднезернистыми песками с галькой карбонатных пород, глыбами песчаников (первая пачка) и суглинками твердой консистенции (вторая пачка). В песках сформирован первый для данного участка (или второй для Кодр) водоносный горизонт подземных вод, имеющих спорадическое распространение. На участках выхода вод на поверхность образуются оползни типа III. Пески суффозионно неустойчивые, а в приповерхностных частях склонов легко размываются водой. Эти свойства песков относятся к числу основных региональных закономерностей формирования в них оползней-потоков и возможности суффозионных оползней на участках, где эти грунты вскрываются склонами.

Отсутствие в разрезе среднесарматских отложений мощной песчаной толщи (до 70 м), характерной для территории Кодр, и приуроченного к ней горизонта подземных вод (шестого для Кодр) исключило условия для формирования здесь крупных по объему суффозионных оползней и оползней-потоков типа IV.

Резкое преобладание в толще среднесарматских отложений глинистых грунтов (первая и четвертая пачки) вскрытой мощностью 50 м и малая мощность (около 2,0 м вместо 30—50 м, характерных для Кодр), песков второй пачки (N_{1s2}) предопределило формирование крупных по объему блоковых оползней (тип IV). Их поверхности смещения приурочены к верхней части разреза четвертой пачки, в пределах которой твердые и тугопластичные глины отличаются интенсивной неотектонической трещиноватостью и расщеплением с падением плоскостей трещин в сторону склона под углом 20—25°.

Дренажные склонами водоносных горизонтов грунтовых (в элювиально-делювиальных образованиях) и подземных (два горизонта в песках верхнего и среднего сармата) вод. Это способствует обводнению оползневых и обвальных накоплений на склоне и формированию оползней-потоков, сплывов, оплывин типа V. С выходами вод на поверхность связано также образование всех отмеченных выше оползней. В отличие от территории пос. Ниспорены здесь вскрыты только второй и пятый горизонты подземных вод, отсутствуют первый, третий и четвертый. Поэтому в пределах Быковецкого оползневого участка интенсивность развития оползней намного меньше по сравнению с ключевыми участками склонов, где имеются все шесть горизонтов подземных вод.

Оползни в районе Кишиневского сельскохозяйственного института г. Кишинев развиты в пределах северо-восточного склона Петриканской возвышенности. Это узкий водораздел между долиной р. Бык и его левобережным притоком — Гусевой балкой (рис. 17).

Склоны имеют высоту 60—65 м, среднюю крутизну 10°, ступенчатый профиль; чередование пологих (5—6°) и крутых (16—18°) ступеней. Высота стенки отрыва современных оползней 10—12 м, мощность оползней — 9—10 м.

Интенсивность и пространственная приуроченность оползней в пределах этого ключевого участка предопределены следующими особенностями природных условий.

Наличие вертикальных дифференцированных тектонических движений структурных блоков в новейшем и современном этапах вызвало довольно значительную эрозионную расчлененность территории и формирование на высоких и крутых склонах оползней. Эти движения проявляются также в образовании новых и активизации старых систем тектонических трещин,

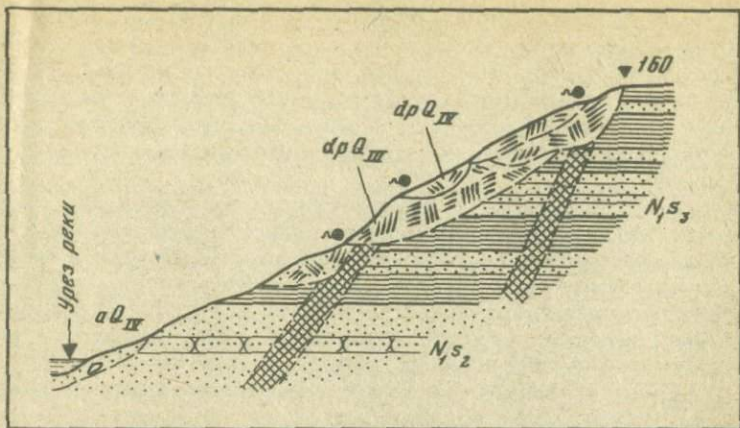


Рис. 17. Типичный разрез оползневых склонов в пределах г. Кишинев.
Описание слоев см. рис. 14

в раздробленности и в расланцевании пород вокруг сместителей крупных разрывных нарушений, в высокой сейсмичности района (до 8 баллов). Это создало в массивах пород, слагающих склоны, многочисленные зоны ослабления, по которым развивались поверхности смещения оползней. Сейсмичность проявляется также и как силовой фактор, который может вызывать плавунность и вытекание водонасыщенных песков, вскрываемых склонами, с образованием суффозионных оползней, оползней внезапного разжижения и оползней-потоков.

Большая мощность зоны интенсивного выветривания сарматских отложений (N_1s_3), достигающая 25 м. Песчано-глинистые грунты в этой зоне суффозионно неустойчивы, легко размокают и размываются водой, уплотнены. Во время обильных ливневых или затяжных дождей, а также на участках выхода на поверхность грунтовых вод (верховодки) формируются оползни первой группы (оползни-сплывы, потоки, оплывины) мощностью захвата пород до 3–5 м.

Отсутствие в разрезе склонов песчаных отложений мзотиса (N_1m) и первой пачки верхнего сармата (N_1s_3). Эта особенность геологического строения территории исключила условия для образования здесь оползней типа II, а также явилась причиной значительно меньшего (по сравнению с другими участками, где имеются пески первой пачки верхнего сармата) развития оползней-потоков в песчаной толще верхнего сармата (тип II).

Наличие толщи переслаивающихся между собой глинистых и песчаных грунтов верхнего сармата (N_1s_3) (вторая и третья пачки). Она представляет собой чередование слоистых глин с примазками и тонкими прослоями алеврита, тонко-, мелкозернистых песков, песчанистых глин и глинистых песков. Глинистые частицы состоят на 45–55% из монтмориллонита, на 30–40% из гидрослюд, на 9–20% из каолинита, поэтому глинистые грунты обладают способностью к усадке при высыхании и к набуханию при увлажнении. Величина свободного набухания глин достигает 23%, давление набухания – 0,15 МПа. Глинистые пески при сотрясениях приобретают плавунные свойства и вытекают. Перечисленные особенности состава и свойств песчаных и глинистых грунтов верхнего сармата относятся к основным регионально-геологическим закономерностям формирования на склонах оползней типа III (оползни блокового типа, оползни-потоки, сплывы и оплывины).

Наличие толщ глинистых и песчаных грунтов среднего сармата ($N_1 s_2$) (первая и вторая пачки) создало благоприятные условия для развития на склонах оползней четвертой группы, среди которых по механизму смещения резко преобладают оползни скольжения блокового типа относительно небольших объемов, оплывины и сплывы. Оползней суффозионного типа в этой толще не выявлено, так как пески второй пачки являются сухими, безводными.

Наличие в отложениях, вскрытых склонами, верховодки, третьего и четвертого горизонтов подземных вод. Дренаживание этих вод склонами обусловило насыщение оползневых накоплений и создание в них грунтовых вод, заболачивание оползневых склонов. Эти условия — главная причина образования многочисленных повторных смещений в оползневых накоплениях (оползни типа V). Подземные воды четвертого горизонта, приуроченные к пескам верхнего сармата (третья пачка), обладают напором до 2,5 м и вызывают тем самым значительные взвешивающие давления воды. Наряду с этим подземные воды создают дополнительные гидростатические и гидродинамические давления воды на породы склонов, уменьшают прочностные свойства пород зон ослабления до 10 раз. Они являются основной региональной закономерностью формирования оползней на склонах.

Отсутствие в отложениях, вскрытых склонами, подземных вод первого, второго, пятого и шестого горизонтов (см. рис. 17) — главная причина существенно меньшей интенсивности развития оползней по сравнению с участками, где эти горизонты подземных вод развиты. Поэтому в пределах характеризуемого ключевого участка оползни зарождались и зарождаются на отм. 110 м и более; ниже отм. 104–86 м они не формируются (если нет влияния антропогенных факторов).

Не подкрепленная знанием инженерно-геологических условий осваиваемых склонов хозяйственная деятельность человека вызывает резкую активизацию оползней. Например подрезки склонов при посадке лесных полос на склоне, незарегулированность поверхностного стока, разрушение водопроводящих коммуникаций, пригрузки склонов вверху различными зданиями и сооружениями, динамические воздействия механизмов и транспорта.

РЕГИОНАЛЬНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ НА ТЕРРИТОРИИ КОДР

Формирование оползней на территории Кодр Молдавской ССР зависит от следующих регионально-геологических и зонально-климатических особенностей.

1. *Неравномерные дифференцированные тектонические перемещения структурных блоков в новейшем и современном этапе.* Центральная Молдавия по карте неотектонического районирования [Билинчис, 1971] на современном этапе испытывает восходящие движения со скоростью до 10 мм/год. Разнонаправленные движения тектонических блоков обусловили интенсивное развитие процессов эрозии, формирование высоких (до 300 м) и довольно крутых (в среднем 25–35°) склонов. Амплитуда максимальных поднятий территории составляет 380 м, опусканий — 500 м. Установлено, что участками наиболее интенсивного развития оползневых процессов являются структурные блоки с максимальной скоростью поднятий. Оползни имеют также большое распространение на границе двух смежных тектонических блоков, испытывающих либо разнонаправленные, либо однонаправленные (но разной скорости) движения.

Установлено, что дифференцированные поднятия структурных блоков с перекосом обуславливают места интенсивного бокового эрозийного подмыва пород склонов и, как следствие, интенсивного развития оползневых процессов.

Эту закономерность можно сформулировать таким общим законом: максимальное количество оползней приурочено к участкам склонов, развитых в пределах структурно-тектонических блоков с максимальной скоростью новейших поднятий, на границе двух смежных тектонических блоков, испытывающих либо разнонаправленные, либо однонаправленные (но разной скорости) движения, на участках перекосов блоков.

2. *Высокая сейсмичность территории Кодр.* По данным Кишиневской сейсмологической станции, в среднем происходят: одно 8–9-балльное землетрясение в 17 лет, одно 7-балльное в 12,5 лет, 6-балльное — в 8 лет, менее 6 баллов — 1,3 раза в год. С землетрясениями связывается образование оползней в Молдавии, произошедших в засушливые 1889, 1910 гг., 10 ноября 1940 г., когда активизировались оползни в пос. Ниспорены, Чобручи, между сёлами Секарены и Кириешти, в г. Сороки и в других местах [Орлов, Тимофеева, 1974]. Уprungие сейсмические волны действуют как силовой фактор, который обуславливает плывунность и вытекание водонасыщенных песков, вскрываемых склонами, с образованием оползней суффозионного типа, оползней-потоков. Сейсмичность приводит также к резкому снижению прочности структурных связей глинистых грунтов за счет увеличения трещиноватости массива пород.

Элювиально-делювиальные образования мощностью до 25 м, встреченные в пределах территории Кодр, характеризуются малыми величинами акустической жесткости. Поэтому грунты при сейсмических воздействиях имеют большие скорости колебания частиц [Пучков, 1974], достигающих 100 см/с. Это может вызвать оползневые подвижки в указанных грунтах, особенно если они находятся в обводненном состоянии.

3. *Литолого-генетические комплексы пород, вскрываемых склоном,* характеризуются наличием и сочетанием в разрезах склонов следующих комплексов пород:

элювиально-делювиальные и элювиальные образования мощностью до 25 м [ed ($N_2 - Q$)], представлены легкими супесями и лёссовидными суглинками, комковатыми суглинками и глинами. Легкие супеси и лёссовидные суглинки при взаимодействии с атмосферными или бытовыми водами на участках их локальных утечек легко размываются, суффозионно неустойчивые; с ними связано формирование оползней-потоков, сплывов, опльвин (тип I). Комковатые суглинки и глины твердой и полутвердой консистенции отличаются устойчивостью к воде, сильной трещиноватостью. В зонах трещиноватости эти грунты при длительном взаимодействии с водой обладают повышенной гидрофильностью, мягкой, текучепластичной консистенцией; эти зоны являются поверхностями смещения оползней скольжения блокового типа (тип I). В приводораздельных частях склонов верхние части элювиально-делювиальных образований, как правило, сухие; в них образуются малые по объему обвалы и осыпи, которые в последующем служат материалом для образования оползней-потоков, опльвин, сплывов (оползни типа V). Гипсовые стяжения и кристаллы, содержащиеся в толще грунтов, при взаимодействии с водой выщелачиваются, вызывая разуплотнение массива и уменьшение устойчивости склонов;

пески мезотического яруса ($N_1 m$) с прослоями глин, мощность которых на водораздельных участках достигает нескольких десятков метров, суффозионно неустойчивы, легко размываются атмосферными и бытовыми водами. Эти свойства грунтов создают благоприятные условия для образо-

вания в них оползней-потоков, сплывов и оплывин (тип II) и для возможного появления оползней суффозионных и внезапного разжижения на тех частях склонов, которые дренируют подземные воды первого водоносного горизонта;

слой глин мощностью около 3,5 м в первой пачке песков верхнего сармата ($N_1 s_3$), который служит региональным водоупором для второго горизонта подземных вод. С выходами этих вод на поверхность склона связано образование в толще песков блоковых оползней скольжения и оползней-потоков типа III, а также вероятность формирования суффозионных оползней;

сыпучие, слюдистые, тонко-, среднезернистые пески в верхней части разреза верхнесарматских отложений (первая пачка). Во время обильных ливневых или затяжных дождей, а также на участках локальных утечек бытовых вод из водопроводящих систем пески интенсивно размываются водой с формированием в них оврагов и оползней-потоков;

глины второй пачки верхнего сармата ($N_1 s_3$) средней мощностью 9–11 м с прослоями песков, участками интенсивно трещиноватые, рассланцованные. К кровле грунтов или к зонам тектонических трещин часто приурочены поверхности смещения крупных блоковых оползней скольжения блокового типа III;

слои крепких тонкозернистых песчаников мощностью до 2,5 м в верхнесарматских песках третьей пачки ($N_1 s_3$) общей мощностью до 20 м служат региональным водоупором для подземных вод четвертого водоносного горизонта. На участках дренирования вод склоном образуются оползни течения, реже блоковые оползни скольжения типа III, а также, если на склонах имеются оползне-обвальные накопления, оползни типа V;

глины (с тонкими прослоями песков) среднего сармата первой пачки ($N_1 s_2$) мощностью до 35 м, твердой и тугопластичной консистенции, трещиноватые, в зонах крупных тектонических нарушений рассланцованные, катаклазированные, мягко-, текучепластичной консистенции; на многих участках зоны нарушений имеют падение в сторону склона под углом 10–25° и являются поверхностями смещения для блоковых оползней скольжения блокового типа IV;

разнозернистые пески второй и третьей пачки среднего сармата ($N_1 s_2$) общей мощностью 100–120 м содержат многочисленные прослои глин, алевролитов и песчаников. К грунтам этой толщи приурочены два региональных горизонта (пятый и шестой) подземных вод, дренирование которых склонами вызывает образование крупных по объему оползней-потоков и оплывин типов IV и V; имеется также вероятность оползней суффозионного типа;

толща глин четвертой пачки среднего сармата ($N_1 s_2$) мощностью до 60 м с многочисленными прослоями песков, алевролитов, песчаных глин на многих участках интенсивно трещиноватая, рассланцована. С зонами тектонических нарушений связано формирование поверхностей смещения крупных по объему оползней скольжения блокового типа IV.

Установленные выше закономерности полностью соответствуют охарактеризованным для условий Киева, Ульяновска, Одессы особенностям образования оползней. Кроме того, прослежены следующие особенности, которые характерны и для отмеченных выше регионов.

Во-первых, дисперсные грунты с большой пористостью, малой влажностью и малой гидрофильностью, малым содержанием глинистых частиц, но с высоким содержанием крупной пыли при взаимодействии с водой легко размываются, обладают просадочными свойствами и являются местом формирования оползней течения, просадочных, оплывин.

Во-вторых, сыпучие слюдястые разнозернистые пески являются суффозионно неустойчивыми, легко размываются поверхностными водами с образованием на склонах оползней течения и (при определенных условиях) суффозионных оползней.

В-третьих, на участках выхода подземных вод на поверхность склонов из разнозернистых водонасыщенных песков с преобладанием в них тонких и пылеватых разностей и с прослоями глинистых грунтов образуются оползни-потоки, сплывы и оплывины, возможны также суффозионные оползни и оползни гидродинамического выпора (по терминологии Рзаевой [1969]; Гулакяна, Кюнцеля [1970]).

4. *Минералогический состав глинистых частиц в глинистых песках, суглинках, супесях и глинах.* Высокое содержание (до 68%) монтмориллонита обуславливает повышенную обменную способность глинистых грунтов, большую их набухаемость при увлажнении (с величиной свободного набухания до 43% и давлением набухания до 0,45 МПа) и усадку при высыхании; в песках при динамических воздействиях могут возникать процессы тиксотропии и выплывание песков на участках, где они вскрыты склонами. Эта особенность состава грунтов на территории Кодр влияет на развитие оползней всех пяти типов.

5. *Гидрогеологические условия* определяют интенсивность и пространственную приуроченность оползней к тем частям склонов, которые вскрывают горизонты подземных и грунтовых вод. Максимальное количество оползней, их интенсивность (частота) проявлений и объемы при прочих равных условиях встречены на участках склонов, вскрывших все шесть подземных горизонтов вод, характерных для территории Кодр.

С грунтовыми водами типа верховодки в нерасчлененных элювиально-делювиальных и в элювиальных образованиях [ed ($N_2 Q$)] связано формирование оползней типа I. На участках, где эти воды отсутствуют, оползней данного типа не выявлено. С этим горизонтом связаны просадки в лёссовидных суглинках в пределах водораздельных частей склонов, которые способствуют обрушениям грунтов на уступах и современных стенках отрыва оползней, бортах оврагов и склонах современных речных врезов.

Воды первого горизонта подземных вод в *мэотических песках* ($N_1 m$) имеют спорадическое распространение, так же как и сами грунты, и развиты только на участках, где в песках имеются довольно выдержанные по простирацию прослой глинистых грунтов. С дренированием этих вод склоном вызвано образование оползней типа II.

Второй водоносный горизонт подземных вод развит в песках первой пачки верхнего сармата ($N_1 s_3$). Он имеет практически повсеместное распространение и приурочен к верхней части разреза примерно на глубине 5–10 м от кровли пачки. Третий водоносный горизонт приурочен к нижней части разреза указанных песков.

Четвертый горизонт подземных вод заключен в песках третьей пачки верхнего сармата ($N_1 s_3$). Воды на некоторых участках обладают напором до 2,5 м и имеют довольно большое распространение на территории Кодр.

Со вторым, третьим и четвертым горизонтами связаны оползни типов III и V.

Воды пятого и шестого горизонтов подземных вод развиты в песках и зонах интенсивной трещиноватости глинистых грунтов среднего сармата ($N_1 s_2$). Пятый горизонт имеет практически повсеместное распространение (в песках второй пачки), а шестой распространен спорадически. Воды этих горизонтов способствуют формированию оползней типов IV и V.

6. *Зонально-климатические условия* оказывают прямое и косвенное влияние на образование оползней. С.С. Орловым установлена зависимость

оползней типа V от величины отклонений атмосферных осадков от нормы. А.В. Садов и А.Л. Ревзон [1976] для Молдавии выделяют два периода активизации оползневых процессов, связанных с переувлажнением грунтов атмосферными водами: первый относится к 1911—1924 гг., а второй начался с 1943 г. и продолжается до настоящего времени. В 1966, 1968—1970 и 1973 гг. суммы осадков за год по всей республике намного превысили многолетнюю норму; в эти годы наблюдалась активизация оползней. В 1967 г. сумма осадков за год в центральной части Молдавии (территория Кодр) была только на 5 мм больше многолетней; в этом году оползней, не связанных с антропогенными воздействиями, здесь не было.

Для активизации оползней важно количество осадков, выпадающих одновременно. Так, например, по данным В.Е. Прока и П.В. Синявского [1973], в 1970 г. наибольшее количество оползней произошло в мае и апреле, когда сумма осадков составляла более двух многолетних (в мае) и почти две многолетние (в апреле) нормы. В марте 1967 г. произошли подвижки в пределах Быковецкого оползневого участка после выпадения аномально большого количества осадков (760 мм) осенью 1966 г. и зимой 1966/67 г. Массовому смещению оползней в результате снеготаяния в г. Калараш в марте 1973 г. предшествовало выпадение ненормально высокого количества осадков (810 мм) зимой 1972/73 г.

Анализ распределения количества атмосферных осадков в сентябре—марте 1961—1973 гг. позволил установить [Ткач, 1974], что активизация оползневых процессов в 1963, 1966, 1967, 1969 и 1973 гг. связана с высоким количеством осадков (400—440 мм) с сентября по март; это в 1,2—1,5 раза больше их нормы за этот же период года, которая равна 287—311 мм. Такая же закономерность типична для большинства весенних активизаций оползневых процессов до 1960 г. (в 1912—1925, 1922, 1932, 1936, 1940—1941, 1947, 1958 гг.). Активизация оползней в 1933, 1935, 1948, 1968, 1971 и 1972 гг. связана с выпадением большого количества осадков в виде ливней в летнее или осеннее время. В.Н. Ткач [1974] установил отчетливую корреляционную связь интенсивности оползней типа V с положением уровня грунтовых вод и суммой атмосферных осадков за сентябрь—март.

Активизация или образование оползней под влиянием хозяйственной деятельности человека на территории Кодр обусловлены такими основными антропогенными воздействиями: карьерные разработки; подрезки склонов при строительстве зданий, сооружений, автодорог; регулярная вспашка склонов, в том числе глубокая (плантажная) при подготовке склонов для посадок многолетних насаждений; неправильное террасирование склонов с созданием высоких уступов и последующей глубокой вспашкой пологих частей склонов; незарегулированный отвод поверхностных атмосферных и бытовых вод; создание на склонах искусственных водоемов и орошение.

ОПОЛЗНИ НА ЮЖНОМ БЕРЕГУ КРЫМА¹

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Оползни на Южном берегу Крыма широко развиты. Причем, несмотря на значительные объемы противооползневых работ, отмечается резкая активизация их деятельности. Так, если в 1962 г. насчитывалось 359 оползней, то в 1972 г. их количество достигло 430 при увеличении охваченной ими площади на 42,1%. Образованию оползней способствовали подрезка и пригрузка склонов, создание искусственных водоемов и нарушение поверхностного стока.

Первые сведения об оползнях на Южном берегу Крыма относятся к XVIII в., когда в феврале 1786 г. у селения Кучук-Кой произошел грандиозный оползень, язык которого выдвинулся в море на 160 м. Борьба с крупными оползнями относится к началу XX в. В 1907—1910 гг. построены две дренажные галереи длиной 495 м для стабилизации Чукурларского и Желтышевского оползней в г. Ялта; в 1915 г. построена дренажная штольня длиной 50 м на участке Кучук-Койского оползня. Со стороны моря на отдельных участках сооружались подпорно-волноотбойные стены. Одновременно осуществлялись мероприятия по перехвату поверхностных вод каменными лотками и укрепленными руслами временных водотоков.

В изучении оползней Южного берега Крыма принимали участие крупные научные центры (ВСЕГИНГЕО, МГРИ, МГУ), известные геологи (Н.В. Погребов, А.Н. Нифантов, В.Ф. Пчелинцев, И.В. Попов, М.В. Муратов, Г.С. Золотарев, М.В. Чуринов, В.Н. Славянов, В.И. Славин, М.К. Рзаева, А.И. Шеко и др.) и специалисты Крымской оползневой станции.

Южный берег Крыма занимает приморскую часть южного склона Главной гряды Горного Крыма от мыса Айя (на западе) до г. Алушта (на востоке). Ширина береговой полосы от 1—2 до 6—8 м, она постепенно увеличивается к востоку. Высота склона от уровня моря до бровки плато изменяется от 550 м (мыс Айя) до 1300 м. Верхняя часть склона крутая, обрывистая, высотой 300 м и более, сформирована в известняках верхней юры, слагающих останцы древнего пенеплена, приподнятого новейшими тектоническими движениями на высоту 1100—1300 м над уровнем моря. Средняя и нижняя части склона, сложенные податливыми к выветриванию глинистыми породами мезозойского флиша, местами имеют крутизну 20—30° (в средней части склона) и 10—15° (в нижней части склонов).

С особенностями тектонического режима связан ступенчатый профиль склона. Он проявляется в развитии разновозрастных уровней Яйлинского плато (верхнего и нижнего, разделенного уступом в 150—200 м), в наличии уступов в рельефе поверхности коренных пород, в террасировании рельефа морского дна. Выположенные участки склона (с крутизной 3—6°) чередуются с крутыми (до 35° и более) участками.

Южный берег Крыма имеет 2000—2500 солнечных часов с суммарной солнечной радиацией 128 ккал/см². Сильно расчлененный рельеф территории создает различные условия для проявления радиации и поверхностного стока атмосферных осадков и соответственно разную скорость выветривания и денудации пород склонов. На побережье летом преобладают ветры северо-западного, а зимой — северо-восточного направления. Летом пре-

¹ Глава написана по результатам исследований сотрудников экспедиций ПНИИИС, проведенных под научным руководством М.К. Рзаевой и при ее непосредственном участии.

обладают ливневые осадки, во время которых выпадает 154–161 мм, реже — до 1/3 годового количества (до 748 мм, редко 1027 мм). Ливни сопровождаются сносом размываемых горных пород, вызывают сели и оползни. Реки Хаста-Баш, Учан-Су, Дерекойка, Авунда, Путмис, Улу-Узень, Демержи имеют незначительную протяженность (8–14 км), малые водосборные площади, большие уклоны и скорости течения.

Полный разрез отложений, вскрытых эрозионной сетью, склонами морского побережья и участвующих в той или иной мере в оползневом процессе, представлен сверху вниз следующим набором отложений (рис. 18) [Инженерно-..., 1976].

Четвертичные отложения представлены новейшими (Q_{IV}^2) пляжевыми песчано-гравийно-галечниковыми накоплениями мощностью 1–3 м, древнечерноморскими (Q_{IV}^1) отложениями береговой зоны, мощностью 3 м, аллювиальными песчано-галечниково-валунными и суглинистыми образованиями первой (Q_{IV}^1), второй (Q_{III}^2), третьей (Q_{III}^1), четвертой (Q_{II}^1) и пятой (Q_I^1) надпойменных речных Террас [Муратов, 1960].

Большое развитие имеют нерасчлененные обвальное-осыпные накопления глыбово-щебнистого материала у подножья обрывов Яйлы. Их площадь составляет около 185 км². Отложения служат коллектором атмосферных осадков и трещинно-карстовых вод известняков верхней юры (J_3), дренируемых обрывом плато. Грунтовые воды в этих накоплениях пресные, гидрокарбонатно-кальциевые. Их разгрузка на склоне происходит в пролювиальные, элювиально-делювиальные и оползневые четвертичные отложения, а также в виде источников (общее число которых достигает 600) с суммарным минимальным расходом около 650 л/с.

Пролувиальные накопления достигают мощности нескольких десятков метров, состоят из слабоокатанных глыб и обломков в песчано-суглинистом заполнителе. Участками они срезаны и перемещены оползнями. Грунты обводнены, дебиты источников в них равны 1–3 л/с, редко — около 40 л/с.

Верхнеэоценовые (плиоценовые или массандровские) (N_2) отложения слагают многие водоразделы побережья. Они представлены красноцветными суглинисто-щебнистыми и щебнисто-глыбовыми образованиями. В районе Ялты и Симеиза (Никитский ботанический сад, Массандровская горка, горка Кошка) грунты выполняют древние ложбины, полого спускающиеся к морю или уходящие под уровень моря (Симеиз, Гурзуф). Мощность отложений 80–100 м и более. На склонах они довольно устойчивы к оползевым смещениям.

Верхнеюрские отложения (J_3) залегают резко несогласно на среднеюрских или на породах таврической серии. Они слагают крупные синклинальные складки (нагорье Яйлы и верхний уступ южного склона). Отложения представлены слоистыми песчанистыми и мергелистыми известняками, мергелями. Мощность толщи достигает нескольких сот метров. На склонах породы нередко находятся в смещенном залегании, представляя разновозрастные оползневые блоки известняков и мергелей.

Массивы известняков в пределах Южного берега Крыма обособляются в три группы [Шешеня, 1968]:

рифовые известняки афанитовой структуры, участками доломитизированные; современные склоны, сформированные в этих породах, имеют угол падения 76–90°, в приповерхностных частях склона в известняках имеются трещины бортового отпора, по которым происходят обвалы блоков и глыб размером 20×20 м и более; величина прочности пород на одноосное сжатие в воздушно-сухом состоянии достигает 80 МПа;

рифовые толстослоистые, рупнокристаллические известняки, образуя-

Возраст пород	Литологическая колонка	Краткая инженерно-геологическая характеристика пород	Мощность, м
четвертичный: первая (Q _{IV}) и вторая (Q _V) половина голоцена, нерасчлененные; Q _I - III		Песчано-гравийно-галечниковые образования пляжей	1-6
		Песчано-галечниковые и суглинистые образования I-V надпойменных речных террас	?
		Нерасчлененные овально-осыпные накопления глыбово-щебнистого материала с горизонтом грунтовых вод	до 50
		Прогляциальные накопления - слабоокатанные глыбы и обломки в песчано-суглинистом заполнителе	Несколько дес.
Верхне-неоген.		Красноцветные суглинисто-щебнистые и щебнисто-глыбовые образования	80-100 и более
Верхнеюрский (J ₁)		Слоистые песчаные и мергелистые известняки, мергели. Известняки представляют рифовые образования афанитовой структуры с прочностью на сжатие - $R_{сж} = \text{МПа}$; то же, толстослоистые с $R_{сж} = 50-80 \text{ МПа}$; толстослоистые глинистые с $R_{сж}$ менее 50 МПа. Горизонт трещинно-карстовых подземных вод	Несколько сот
Среднеюрский (J ₂)		Ритмичное чередование глинистых сланцев и песчаников. Нижние слои более опесчанены, верхние - представлены аргиллитами с тонкими прослоями песчаников	То же
Верхнеюрский - нижнеюрский (J ₃ - J ₁)		Терригенные флишевые и флишеоидные отложения. Аргиллиты с ритмично чередующимися прослоями песчаников и алевролитов, с неустойчивыми горизонтами конкреций сидеритов, с пачками гравелитов и конгломератов. Породы осложнены многими разрывными нарушениями. В приповерхностной зоне породы разуплотнены и выветрелые до глинисто-древяного состояния с характерно ориентированной чешуйчато-листоватой текстурой. $R_{сж} = 40-50 \text{ МПа}$. Слабые зоны в коре выветривания образуют глинизированные продукты разрушения с низкой прочностью и склонностью к пластическим деформациям при увеличении влажности от 11-16 до 20-22%. Сцепление при этом снижается от $C = (0,013-0,05) \text{ МПа}$ до $C = (0,008-0,002) \text{ МПа}$, а угол внутреннего трения от $\varphi = 10-36^\circ$ до $\varphi = 2^\circ$	То же

Рис. 18. Полный разрез отложений, вскрытых морскими склонами Южного берега Крыма

щие современные откосы с углом падения 60–80°. Характерны две системы крупных тектонических трещин, субпараллельных склону (аз. пад. 210–240° \angle 46–50° и аз. пад. 195° \angle 20–35°); в основании уступов встречены навалы глыб, размеры до 3x4 м; коэффициент трещинной пустотности пород 2–5%, прочность на сжатие 50–80 МПа;

толстослоистые глинистые или органогенно-обломочные известняки с мелко-, крупнодетритусовой структурой; крутизна молодых склонов, образованных в этих породах, равна 20–35°; в известняках встречены многочисленные пустоты; коэффициент трещинной пустотности пород 5–10%, прочность на сжатие меньше 50 МПа.

В толще карбонатных пород выделяются пять вертикальных гидродинамических зон: азрации (конденсации), сезонных (висящих) водостоков, безнапорных вод, напорных вод в синклинальных понижениях, напорных вод глубинного карста. Зона напорных вод в синклинальных понижениях — главный источник питания родников в основании обрыва известняков, дающих 70% общего подземного стока из верхнеюрских отложений. Согласно расчетам С.В. Альбова [Инженерно..., 1976], через источники южного склона в Алушкинском районе (от Кореиза до Симеиза) разгружается около 9 млн. м³/год трещинно-карстовых вод верхнеюрских известняков. К выходам этих вод на южном склоне, как правило, приурочены оползневые процессы.

Среднеюрские отложения (J₂) залегают несогласно на размытой поверхности пород таврической серии. По литологическому составу и свойствам они сходны с породами таврической серии (T₃–J₁) и характеризуются ритмичным чередованием глинистых грунтов и песчаников. Нижние горизонты этих отложений в отличие от пород таврической серии более опесчанены (байосский ярус), а верхние (батский ярус) представлены в основном аргиллитами с тонкими прослоями песчаников. Среднеюрские аргиллиты имеют зеленоватый оттенок. Песчаники характеризуются несколько меньшей прочностью по сравнению с песчаниками таврической серии.

Отложения таврической серии и нижние горизонты средней юры на отдельных участках прорваны интрузиями диорит-порфиров и диоритов, образующих мелкие дайки, некки, штоки, реже — крупные лакколиты. Наиболее крупные интрузивные массивы расположены западнее Алушты и достигают более 2 км в поперечнике (гора Медведь). В районе Байдарских ворот у санатория Мелас, вблизи Кастрополя и в некоторых других местах встречены эффузивные образования, состоящие из чередования пластов андезитов, кератофиров, альбитовых диабазов с лавовыми брекчиями, туфобрекчиями и зелеными туфами. Эффузивы быстро выклиниваются по простиранию, замещаясь аргиллитами.

Части склонов, вскрывшие породы таврической серии и средней юры, неустойчивые; напротив, участки склонов, вскрывшие интрузивы и эффузивы, устойчивы в оползневом отношении.

Верхнетриасовые и нижнеюрские терригенные флишевые и флишоидные отложения таврической серии (T₃–J₁) представлены темно-серыми (до черных) аргиллитами с ритмично чередующимися прослоями кварцевых песчаников и плотных алевролитов, с невыдержанными горизонтами и конкрециями глинистых сидеритов, с включениями палеозойских известняковых глыб, с пачками гравелитов и конгломератов. Породы этой серии слагают ядра Южнобережного и частично Туакского антиклинальных поднятий, сильно дислоцированы, образуют складки разных размеров, опрокинутые к югу. Они осложнены многочисленными разрывными нарушениями.

В приповерхностной зоне мощностью до 40 м породы разуплотнены и выветрелые. В верхней части зоны выветривания они изменены до глинисто-дресвяного состояния с характерной ориентированной чешуйчато-листоватой текстурой. В этой части зоны встречены новообразования гидроокислов железа, кварца, халцедона, органоминеральных соединений [Инженерно..., 1976]. Водные вытяжки имеют здесь кислую среду ($pH = 4,9 \div 5,8$), высокую минерализацию поровых растворов (17–22 г/л) сульфатно-кальциевого состава. В сильно выветрелых аргиллитах гидрослюды деградируют, а высокая прочность пород (прочность на сжатие 40–50 МПа) резко снижается по контактам коры выветривания и по ослабленным зонам тектонических трещин, принимая значение 0,18–0,29 МПа. Слабые зоны в коре выветривания образуют глинизированные продукты разрушения аргиллитов с низкой прочностью и склонностью к пластическим деформациям. Низкая способность к связыванию воды и малая пластичность грунтов зон ослабления и выветривания сообщают им склонность к переходу из устойчивого полутвердого состояния в разжиженное текучее даже при незначительном увлажнении (на 3–6%). Например, при естественной влажности грунтов $W_e = 15 - 16\%$ и дополнительном увлажнении до $W = 20 - 22\%$ они утрачивают связность и полностью теряют прочность.

Испытания по маятниковой схеме показали резкое снижение сопротивления сдвигу глинисто-обломочных грунтов при увеличении влажности от 11–16 до 20–22%; сцепление (C) при этом снижается от 0,013–0,054 до 0,008–0,02 МПа, а угол внутреннего трения (φ) от 10–36 до 1–2°. При влажности 24–31% (соответствует влажности свободного набухания и границе текучести) $C = 0,002 - 0,004$ МПа, $\varphi = 0^\circ$.

Глинизированные аргиллитовые породы в водонасыщенном состоянии склонны к внезапному разжижению, особенно под влиянием вибрации. Однако они способны восстанавливать утраченную при вибрации прочность за счет самопроизвольного уплотнения и синерезиса. Скорость выветривания и последующего сноса аргиллитов и песчаников в пределах склонов южной экспозиции крутизной до 25° достигает 4,5 м/год; на пологих склонах (1–2°) скорость выветривания составляет 1 см/год.

Отложения таврической серии и средней юры характеризуются слабой обводненностью. Подземные воды встречаются в основном в верхней трещиноватой и выветрелой зоне и в зонах разрывных нарушений. Эти воды дренируются в виде 22 источников с минерализацией воды 1–2,5 г/л и более, гидрокарбонатно-сульфатно-натриевого, сульфатно-натриево-магнезиевого, хлоридно-кальциево-магнезиевого и смешанного составов. Воды напорные, с большим количеством газа. Благодаря присутствию в водах щелочи они способны переводить глинистые грунты в пластичное и текучее состояние и тем самым участвуют в формировании поверхностей ослабления оползневых блоков.

В новейшее и современное время центральная часть мегантиклинория Горного Крыма испытывает интенсивные поднятия, а материковый склон — опускание. Скорость опускания побережья для Ялты составляет 1,8 мм/год, для Алушты — 0,8 мм/год. Территория относится к 7–8-балльным зонам сейсмической активности.

В пределах Южного берега Крыма приливы и приливно-отливные течения отсутствуют. Ведущая роль в развитии большинства береговых процессов здесь принадлежит волнению, направление которого совпадает с преобладающим направлением ветровых потоков. Штормы случаются редко, а их продолжительность не более трех суток. 90% всех волнений и 100% случаев штормовых волнений приходится на волны, идущие с востока, юго-востока и юга.

Подводный склон имеет крутые уклоны (более 0,01), поэтому энергия волнения полностью затрачивается на процессы абразии. Береговая линия имеет пилообразный профиль за счет частых выступающих в море мысов. Мысы существенно гасят волны открытого моря северо-западного и западного направлений, преобразуя их в волны южного, реже юго-западного направлений (в районе Симеиза и Алупки).

Породы таврической серии и средней юры подвержены интенсивному эрозионному размыву. Глубина вреза на южных склонах достигает 25 м. Рост овражно-балочной сети изменяется от 0,8 до 9 м/год, средняя величина — 3,24 м/год (Алуштинский район, район Тессели, между Мухомлаткой и Меласом, над Нижним Кастрополем, в Лименском районе, в Ялтинском амфитеатре).

В четвертичных образованиях глубина вреза составляет 35 м при крутизне склонов 75° (между Форосом и Меласом, в районе с. Бекетово). Средняя годовая скорость размыва четвертичных отложений волной — 0,07—1,8 м/год, а средняя максимальная (оползневые накопления, представленные суглинками с обломками до 7%) — 2,82 м/год. Объем смываемой породы с 1 пог. м колеблется от 0,3 до 12 м³/год. Скорость размыва пород флишевой толщи — 0,01—0,03 м/год.

Наиболее существенная особенность распространения оползней региона — их тесная связь с разрывными нарушениями. По приуроченности оползней к разрывам выделяются такие три группы: оползни, сформированные в зонах субперпендикулярных склону разрывных нарушений; оползни, сформированные в зонах, субпараллельных склону; оползни, сформированные в зонах пересечения субперпендикулярных и субпараллельных склонам разрывных нарушений.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ НА ТИПИЧНЫХ УЧАСТКАХ

Оползни Южного берега Крыма произошли на склонах с генеральным углом падения от 10° до 14° . Наиболее грандиозные оползни объемами многие миллионы м³, способные вызывать неисчислимые бедствия, начинаются на высоких отметках; длина их измеряется километрами, а базис уходит, как правило, ниже уровня моря. Это так называемые "склоновые оползни", представителями которых являются оползни "Спутник", "Восточно-Ливадийский", "Золотой пляж", "Доломийский". Их смещения происходят после длительного процесса подготовки зон ослабления и после формирования по ним поверхностей смещения.

Так называемые приморские оползни (Массандровский, Желтышевский, Чукурларский, центральный Алушкинский, Хаста-Башский, Авундийский) имеют меньшие размеры (до 700 м) и способны смещаться вследствие нарушения баланса грунтовых масс за счет уноса нижней (контрфорсной) части оползня и без предварительной подготовки ослабленных зон.

Оползневые склоны на территории лагеря "Спутник" (район Гурзуфа) (рис. 19) имеют длину 2400 м, ширину 240—250 м, отм. верха 360—400 м. Головные части оползней примыкают к подножию Яйлы, базис опускается ниже уровня моря на 10 м. Язык древнего (дрQ_{III}) оползня изгибается в море на 760 м от берега. Площадь оползня 1,0 км². Склон имеет шесть оползневых ступеней, отделенных уступами высотой до 80 м. Генеральный угол склона 12° . Самая древняя оползневая ступень образована в средне-четвертичное время (Q_{II}).

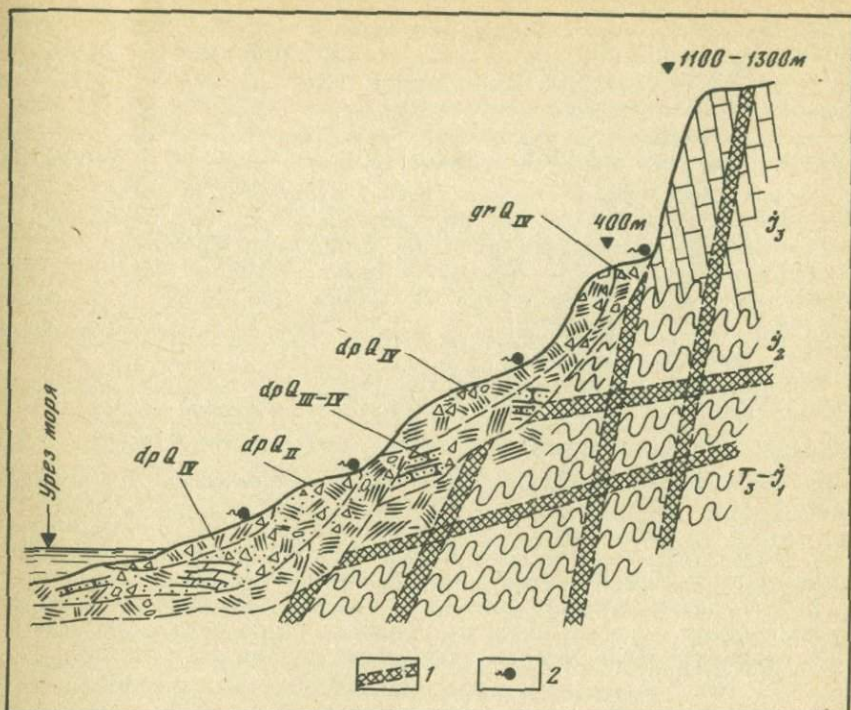


Рис. 19. Типичный разрез оползневых склонов в пределах территории лагеря "Спутник"

T_3-J_1 — верхнетриасовые—нижнеюрские флишевые образования; J_2 — среднеюрские терригенные флишевые и флишеидные образования; J_3 — верхнеюрские известняки; dpQ_{II} — среднечетвертичные оползневые накопления; dpQ_{III-IV} — верхнечетвертичные—современные оползни; dpQ_{IV} — современные оползневые накопления; grQ_{IV} — современные обвальные накопления; 1 — крупные разрывные нарушения; 2 — выходы подземных вод на склоне

Расположенный в пределах обширного амфитеатра в районе Гурзуфа оползневой склон глубоко вдаётся в Главную гряду Крымских гор. Он прорезан долинами рек Катька, Авунда, Путамица, Цюрюба и Путамиш.

Современный оползень "Спутник" — унаследованный. Он находится на склоне древней оползневой депрессии (Q_{II}) в породах таврической серии, уходящей под уровень моря. Ложе депрессии террасировано, имеет ряд хорошо выраженных крупных ступеней с уклоном в сторону моря. Глубина депрессии уменьшается вверх по склону от 100 до 10 м.

Оползневые накопления мощностью от 20—30 до 150 м не представляют единого массива. Ступенчатость в породах таврической серии и в самих накоплениях обуславливает возможность местных базисов смещения. На большей части склона накопления имеют двухслойное строение (рыхлые образования и смещенные блоки пород), а вблизи уреза моря — два-три горизонта смещенных блоков, чередующихся с рыхлыми породами.

Формирование оползневого склона в районе Гурзуфа предопределили следующие особенности природных условий.

1. Новейшие и современные дифференцированные и разнонаправленные тектонические перемещения структурных блоков. Они обусловили ступенчатость

чатый профиль южных склонов, интенсивную раздробленность и дислоцированность пород таврической серии (T_3-J_1). Начиная со среднего плиоцена (N_2^2) южные склоны всей Главной гряды испытывают медленные блоковые поднятия, а дно моря — опускания. Резкое увеличение интенсивности разнонаправленных тектонических перемещений на рассматриваемой территории началось в среднечетвертичное время (Q_{II}). Это вызвало образование крутых (в среднем $30-40^\circ$) и высоких (до 400 м) склонов, осложненных каньонообразными оврагами и долинами рек, а также интенсивное развитие оползневых процессов. Оползневые накопления (dpQ_{II}) образовали в современном рельефе IV аккумулятивную террасу (ориентировочная отм. поверхности 125 м). Цирки оползней (Q_{II}) дошли до подошвы Яйлы и врезаются или в среднеюрские (J_2) песчаники, или в верхнеюрские (J_3) известняки.

Перемещения структурных блоков имели пульсирующий характер. Их максимальные скорости отмечались также в первой (Q_{III}^1), второй (Q_{III}^2) половине верхнечетвертичного и в первой половине современного (Q_{IV}^1) периодов. С этими периодами связана максимальная для региона интенсивность развития оползней. Их накопления образовали III (dpQ_{III}^1 , отм. поверхности 70–125 м), II (dpQ_{III}^2 , отм. 30–70 м) и I (dpQ_{IV}^1 , отм. поверхности до 30 м) оползневые аккумулятивные террасы.

2. *Высокая сейсмическая активность участка.* Общая фоновая для региона сейсмичность повышалась для отдельных частей склонов на 1–2 балла в указанные выше периоды активизации оползневых процессов (Q_{II}^1 , Q_{III}^1 , Q_{III}^2 , Q_{IV}^1). Это вызвано местными особенностями строения и состояния приповерхностных частей склонов:

мощной зоной интенсивного выветривания пород таврической серии (T_3-J_1), достигающей 40 м, в которой глинистые и обломочные грунты обводнены, за счет чего сейсмичность на данных участках могла достигать 9–10 баллов;

наличием многочисленных сильно обводненных широких (до нескольких сот метров) зон повышенной трещиноватости, расланцевания, дробления и катаклазирования пород таврической серии;

наличием глубокой (до 100 м) широкой (до 400 м) и выдержанной по протяженности среднечетвертичной депрессии, заполненной обводненным обломочным материалом с глинистым заполнителем, а также накоплениями оползней блокового типа мощностью до 30 м, к которой приурочены основные современные и исторические оползни рассматриваемого участка; максимальная мощность оползневых накоплений в депрессии 150 м;

мощной толщей обводненных пролювиальных образований (pQ_{II}), представленных смещенным глыбово-щебнистым материалом известняков верхней юры со щебнисто-суглинистым заполнителем, образующих водораздельные и межоползневые гребни на участке Горное озеро — Красный Хутор;

толщей нерасчлененных средне-, верхнечетвертичных и современных делювиальных образований ($dQ_{II-III-IV}$) максимальной мощностью до 10 м, представленной суглинками, дресвой и щебнем известняков, аргиллитов, алевролитов и песчаников, часто обводненных; грунты развиты в средней и верхней частях склонов, а также слагают межоползневые и водораздельные гребни;

довольно мощной (до 10 м) толщей антропогенных образований ($antQ_{IV}^2$), распространенных на территории застройки лагеря "Спутник" и

хутора Красный, в местах подсыпки при строительстве дорог и на участках планировочных работ;

сложно построенной мощной (до 150 м) толщиной разновозрастных оползневых накоплений (dpQ_{II} ; $dpQ_{III}^{1,2}$; $dpQ_{IV}^{1,2}$) с участками сильно обводненными, представленными глинистыми и древесно-щебнистыми грунтами, выполняющими понижения (образованные оползшими породами таврической серии), или выветрелыми смещенными блоками аргиллитов, алевролитов, песчаников.

3. Приуроченность участка к тектоническому узлу пересечения крупных разрывных нарушений, субперпендикулярных и субпараллельных направлению склона. Породы в зоне влияния нарушений шириной от нескольких до сотен метров имеют повышенную трещиноватость, раздроблены, рассланцованы или катаклазированы. В приповерхностных частях склонов, вскрывающих нарушения, породы интенсивно выветрелые до глубины нескольких десятков метров, обводнены. Все крупные по объему оползни блокового типа приурочены к нарушениям, субпараллельным склону.

4. Наличие мощной зоны выветривания пород таврической серии ($T_3 - J_1$), которая представлена чередованием темных аргиллитов, алевролитов и песчаников. Эта особенность обусловила формирование оползневых склонов уже в среднечетвертичное время (Q_{II}). В смещение вовлекались породы первой и второй зон выветривания, реже — третьей и четвертой. Поэтому на современных склонах образования первых двух зон в коренном залегании сохранились лишь на пологих и нижних частях склонов на участках наибольшей глубины древней (среднечетвертичной) депрессии.

В первой зоне, мощностью от 2,2 до 13 м, породы превращены в глины и дресву, а во второй, мощностью от 2,4 до 6,5 м, в чешуйчатые, слабые, сильно трещиноватые аргиллиты, алевролиты и песчаники.

5. Наличие сложно построенной толщи древних и старых оползневых накоплений определяет интенсивность и объемы современных и исторических оползней, активизацию их повторных смещений.

Средне-, верхнечетвертичные древние, старые и современные оползневые накопления (dpQ_{II} ; $dpQ_{III}^{1,2}$; $dpQ_{IV}^{1,2}$), в нижней части их разреза мощностью до 20 м, представлены элювиальными образованиями первой, второй и реже третьей зон выветривания. В современном состоянии это полностью оглинившиеся аргиллито-песчаниковые грунты, мелкочешуйчатые аргиллиты, прослои тонкочешуйчатых и тонкослоистых аргиллитов, сильно обводненные. Они содержат прослои глин мягко-, текучепластичной консистенции. Образования характеризуются низкими значениями показателей прочностных свойств (угол внутреннего трения $5-6^\circ$, сцепление $0,005-0,009$ МПа). При динамических воздействиях от землетрясений, работающих механизмов и взрывов мелко-, тонкочешуйчатые аргиллиты и глинистые грунты даже твердой или полутвердой консистенции обладают склонностью к незатухающей ползучести.

Средняя часть этих оползневых накоплений представляет собой смещенные блоки и пакеты пород таврической серии общей мощностью 50—70 м. В верхней части их разреза встречены суглинисто-глинистые и обломочные накопления пестрого литологического состава мощностью 10—60 м.

Следовательно, строение и состояние грунтов толщи оползневых накоплений создают все условия для многократных повторных оползневых подвижек, зоны смещения которых приурочены к плоскостям скольжения древних и старых оползней (dpQ_{II} ; $dpQ_{III}^{1,2}$; $dpQ_{IV}^{1,2}$), а также к обводненным зонам в грунтах верхней и нижней части разреза оползневых накоплений.

6. *Гидрогеологические условия оползневого склона* имеют ярко выраженное двухслойное строение водовмещающей толщи (вверху залегают четвертичные образования различных генетических типов, подстилают их коренные породы таврической серии или средней юры, резко отличающиеся по своим фильтрационным свойствам от покровных отложений), большой уклон поверхности рельефа в сторону моря, а вместе с ним и контакта верхнего и нижнего слоев, что создало благоприятные условия для стока поверхностных и подземных вод (уклоны пьезометрической поверхности подземных вод 0,2–0,3), наличие в поверхности коренных пород таврической серии глубоких эрозионных ложбин, а также средне-четвертичной депрессии, заполненной оползневыми накоплениями — локальные участки сосредоточения дренируемых склонами подземных и поверхностных вод, залегание в верхней части склонов мощной толщи закарстованных карбонатных пород верхней юры и продуктов их разрушения, воды которых являются одним из основных источников питания склоновых отложений.

Основным источником питания вод в оползневых накоплениях, в элювии пород таврической серии служат атмосферные осадки, выпадающие у подножия Яйлы в пределах распространения материала осыпей, обвалов и конусов выноса, трещинно-карстовые воды верхней юры, поступающие в пределы южного склона, атмосферные осадки, выпадающие непосредственно в пределах распространения древних, старых и современных оползней, фильтрация вод из водохранилищ, расположенных на склонах, и из искусственных водопроводящих систем, трещинные воды песчаниково-сланцевой толщи средней юры и пород таврической серии, поступающие на склон по зонам тектонических нарушений.

Особенно большое значение в распределении грунтовых и подземных вод на склоне и, как следствие, их влиянии на развитие оползней по площади и в разрезе имеет характер эрозионной поверхности коренных пород таврической серии, подстилающих покровные четвертичные образования.

На участке зафиксировано 22 источника, выходящих из пород таврической серии и средней юры с незначительными дебитами (0,01–0,2 л/с). Воды гидрокарбонатно-магниево-натриевого состава, с большим содержанием газа. Удельные дебиты источников воды в оползневых накоплениях изменяются в широких пределах, от 1,39 до 0,0001 л/с, а коэффициенты фильтрации от 0,009 до 8,64 м/сут. Наиболее водообильные участки приурочены к древним эрозионным ложбинам в кровле коренных пород таврической серии. К ним же приурочены источники, расположенные на различных высотных отметках. Площади распространения современных и древних оползней на участке совпадают с границами наиболее обводненных участков и, следовательно, также приурочены к древним эрозионным ложбинам.

7. *Изменение гидрогеологических условий*, с которым тесно связаны процессы активизации оползней. Так, например, создание в средней части склона (отм. 340–360 м) серии водохранилищ вызвало резкое увеличение степени обводненности стабилизированных в прошлом древних оползневых накоплений в данном районе. Это послужило причиной активизации оползней в 1962 г., смещения которых продолжают до настоящего времени.

8. *Большая высота* (до 400 м) и *крутизна склонов ступенчатого профиля*. Высота уступов достигает 80 м при средней крутизне 25° ; длина полных частей склонов с крутизной 16° – 18° достигает 30–40 м; аккумулятивные поверхности оползневых террас имеют крутизну 4° – 6° . Эта особенность природных условий обуславливает формирование в основании уступов и склонов в целом зон повышенных скальвающих напряжений, величина которых может достигать 0,8 МПа, что вызывает образование зон

пластического течения глинистых грунтов твердой консистенции и слабых мелко-, тонкочешуйчатых аргиллитов, сопровождаемое смещением оползней.

9. *Абразия моря.* Ее роль сводится к размыву берега моря штормовыми волнами восточных составляющих, на долю которых в Гурзуфском заливе приходится более 60% штормов. На это направление приходятся также и самые высокие волны (в среднем 3—4 м, реже до 8 м). Благодаря приглубости берега штормовые волны подходят к берегу. Штормы с высотой волны около 8 м и длиной 175 м могут сбросить с мола в море бетонные блоки весом 40 т. Следовательно, размыв пород, слагающих берег, вызывает увеличение скальвающих напряжений в полосе, прилегающей к вновь образованному откосу, и постепенное формирование новой зоны смещения оползней. Абразии в историческом аспекте принадлежит роль основного оползнеобразующего фактора.

10. *Зонально-климатические условия участка,* которые проявляются в формировании волнового режима моря в районе Гурзуфского амфитеатра и поверхностного стока. Среднее многолетнее годовое количество атмосферных осадков изменяется от 1018 мм на Яйле до 518 мм в пределах средней части оползневых склонов. Сильные зимние ветры северо-западного направления, достигающие скорости 40 м/с, сдувают с поверхности Яйлы огромные массы снега на южный склон, где они концентрируются в верховьях балок и ущельев, достигая мощности 15 м. Таяние снега происходит медленно, поэтому практически вся вода инфильтруется в покровные отложения, давая тем самым постоянное питание источникам в средней части оползневого склона. Атмосферным осадкам принадлежит основная роль в пополнении запасов подземных и грунтовых вод на склонах Гурзуфского амфитеатра.

11. *Активизация оползней, обусловленная хозяйственной деятельностью человека,* происходит под воздействием утечки воды из водонесущих коммуникаций; утечки воды из горных водохранилищ, озер и водоемов; пригрузки и подрезки оползневых склонов при строительстве дорог, очистных сооружений, устройстве горных водохранилищ и прочее; обнажения горных пород при подрезках склонов, которые приводят к усилению выветривания пород; сотрясения от движущегося транспорта, работы механизмов и взрывов, способствующих появлению вязко-, текучепластических деформируемых слабых тонкочешуйчатых аргиллитов и глин твердой и полутвердой консистенции; обводнения пород за счет поливов виноградников, сброса на оползневые накопления поверхностных вод водосточной трубы, проложенной под полотном автострады.

Восточно-Ливадийский оползневой склон располагается на северо-восточном склоне горы Могаби, которая отделяется от Яйлы глубоким врезом долины р. Водопадная. Головная часть оползни находится на отм. 200 м, а язык уходит под уровень моря до отметки —13 м. Длина оползневого склона 1000 м, ширина 240—800 м, площадь около 1 км², генеральный угол падения склона 10°. Склон имеет ступенчатый профиль с чередованием крутых (25—30°) и пологих (4—6°) участков. Мощность оползневых накоплений изменяется от 6—12 до 33—40 м. Крутизна прибрежной части подводного склона (на расстоянии до 100 м от берега) составляет 5° (рис. 20).

Склон осложнен балками: Чертовой, Большой Ливадийской, Малой Ливадийской, по дну которых протекают небольшие водотоки. Береговой обрыв высокий (30—60 м) и крутой (30—50°), у его подножия прослеживается небольшой (шириной 5—15 м) гравийно-галечный пляж.

Образование и активизацию оползней на этом участке обусловили особенности природных условий.

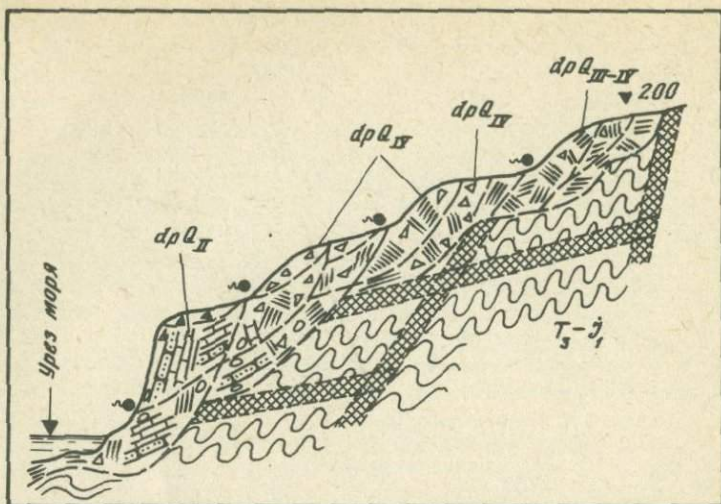


Рис. 20. Типичный разрез Восточно-Ливадийского оползневого склона. Описание слоев см. рис. 18

1. Дифференцированные разнонаправленные перемещения структурных блоков в новейший и современный этап по системам крупных разрывных нарушений, субперпендикулярных и субпараллельных направлению склона. Каждый из структурных блоков испытывал также перекося. Поэтому в современном рельефе поверхность пород таврической серии, вскрытых склонами, имеет сложный облик. При общем падении их поверхности на северо-восток под углом 10° встречаются участки с уклоном до 3° и участки с уклоном до 30° . С тектоническими перемещениями блоков связаны также ложбинообразные понижения (депрессии), выдержанные по протяженности, глубиной от 3—4 м вверху оползневого склона до 15 м в нижней части.

Установлено [Инженерно-..., 1976], что наибольшая интенсивность смещения оползней происходит на участках крутого падения поверхности коренных пород (скорость смещения оползней здесь достигает 20 см/год). При этом в смещение вовлекались и грунты пологих участков за счет детрузивного воздействия расположенных выше более активных участков склона.

Особенности рельефа поверхности пород таврической серии в значительной степени определяют характер фиксируемых на дневной поверхности деформаций. На участках, отвечающих перегибам в поверхности коренных пород, образуются либо деформации растяжения (на крутых участках) с раскрытыми (расширяющимися книзу) трещинами в зданиях и сооружениях, построенных здесь, либо деформации сжатия при уменьшении крутизны поверхности коренных пород. При относительно выдержанном уклоне этой поверхности не происходит сколько-нибудь заметных деформаций сооружений.

2. Сейсмичность. Ее влияние на формирование оползней на этом участке аналогично влиянию на участке оползневого склона в районе Гурзуфа. Максимальный эффект сейсмического воздействия наблюдается при условии совпадения по времени сейсмических толчков в 6 баллов и более со штормами с высотой волны 4 м и более и длиной 60 м и более, обильными

затяжными или ливневыми дождями и высоким уровнем залегания подземных вод.

3. Приуроченность оползневого склона к тектоническому узлу пересечения крупных разрывных нарушений, разноориентированных по отношению к направлению склона. Активизация оползневых подвижек по этим нарушениям в новейший и современный этап вызвала формирование широких зон ослабления пород в массиве вокруг главных сместителей, к которым приурочены поверхности смещения крупных оползней блокового типа, встреченных на участке. Эта особенность геологического строения участка — одна из основных региональных особенностей побережья Южного берега Крыма, определяющая пространственную приуроченность, объемы и интенсивность оползней.

4. Наличие интенсивно дислоцированной, трещиноватой толщи пород таврической серии ($T_3 - J_1$) — особенность природных геологических условий формирования оползней, проявление которой аналогично проявлению ее на оползневом склоне в районе Гурзуфа.

5. Наличие значительной по мощности (до 35 м), хотя и непостоянной на отдельных участках, толщи оползневых накоплений. В верхней части (10—12 м) ее разреза вскрыты буровато-коричневые суглинки с включением различного количества грубообломочного материала разнообразного литологического состава (песчаники, аргиллиты, алевролиты, известняки). Во время водообильных ливневых или затяжных дождей к этой части разреза приурочены оползни-потоки, сплывы и оплывины, глубина захвата которых составляет в среднем 3—6 м. Нижняя (15—25-метровая) часть толщи оползневых накоплений представлена очень плотным темно-серым суглинком, пачками и пакетами пород таврической серии, хорошо сохранивших свое исходное строение.

Суглинистые грунты под воздействием расклинивающего давления напорных вод, содержащихся в линзах и прослоях крупнообломочных образований, испытывают в приконтактной с водой зоне ослабление и деформации структурных связей. К ним приурочено формирование в склоне ослабленных зон с резким снижением прочности пород, что вызывает развитие здесь процессов незатухающей и затухающей ползучести, а следовательно, и процессов смещения пород со склона с глубиной захвата до 10 м и более.

6. Механическое воздействие (расклинивание) напорных вод в верхней трещиноватой и выветрелой зоне пород таврической серии. Эффект этого воздействия аналогичен подобному процессу в суглинистых грунтах оползневых накоплений.

7. Процессы выщелачивания элювиальных грунтов пород таврической серии в приконтактных с водоносными горизонтами зонах имеют большое значение в формировании ослабленных зон, так как в результате суглинистые и глинистые грунты твердой и полутвердой консистенции могут переходить в мягко- и даже текучепластичную консистенцию без увеличения абсолютного количества содержащейся в них воды. Это, как правило, сопровождается медленными смещениями пород на ранее устойчивом склоне.

Выщелачивание грунтов происходит не только путем растворения содержащихся в них солей при движении свободной воды по трещинам и пустотам, но и диффузионным путем.

8. Наличие весьма ослабленных и сформированных зон смещения в нижних частях разреза оползневых накоплений, которые имеют спорадическое распространение в пределах оползневых склонов и характеризуются весьма низкими показателями прочностных свойств (сцепление 0,001 МПа,

угол внутреннего трения 3°). Грунты в этой зоне представлены перематыми глинами и суглинками мягко-, текучепластичной консистенции, с многочисленными зеркальными поверхностями скольжения волнистого профиля с уклоном в сторону моря под средним углом $6-12^{\circ}$. К участкам распространения этих зон приурочены современные оползневые подвижки в накоплениях древних и старых оползней, которые представляют собой медленное вязкопластическое течение грунта в зоне мощностью от $6-10$ до $30-35$ м [Руководство..., 1966].

9. *Гидрогеологические условия участка.* Их основной особенностью в отличие от района Алупка—Симеиз (в том числе и от описанного выше оползневого склона "Спутник") является отсутствие связи имеющихся на данной территории подземных вод с карстово-трещинными водами Яйлы.

На формирование оползней здесь значительное влияние оказывали грунтовые воды в верхней части ($10-12$ м) разреза толщи оползневых накоплений, которые приурочены к прослоям или линзам грубообломочных образований (глубина их залегания изменяется от $2-3$ до 6 м, а уклон зеркала совпадает с падением склона, режим горизонта непостоянный), водоносный горизонт, приуроченный к верхней элювиальной зоне пород таврической серии и к подошве оползневых накоплений (глубина его залегания колеблется от $8-12$ до 30 м, обычно он обладает напором от $3,5-5$ до $9-14$ м, уклон пьезометрической поверхности горизонта довольно крутой ($0,3$) и совпадает по величине с падением склона, режим горизонта сложный), водоносный горизонт в толще насыпных грунтов, выполняющих выемку Большой Ливадийской балки (участок дома отдыха), уклон его составляет $0,1$.

Одним из источников обводнения пород склона являются воды Большой Ливадийской балки, дно которой врезано в оползневые накопления. В пределах склонов имеют место многочисленные выходы грунтовых вод в виде источников и реке заболоченностей. Часть из источников свободно стекает по склону, дополнительно увлажняя грунты.

10. *Морская абразия.* Ее влияние на активность развития оползней на данном участке более существенно по сравнению с участком оползневого склона "Спутник", так как малая ширина пляжа (до 15 м) недостаточна для гашения энергии волны. Однако скорость размыва пород здесь меньше скорости смещения оползней, благодаря чему на этом участке образуется дугообразный изгиб береговой линии. Язык оползней образовал местный мыс. Глубокое погружение оползневых накоплений ниже уровня моря (до отм. -13 м) свидетельствует о том, что основное смещение Восточно-Ливадийского оползня в настоящее время вызывается не абразией, а рассмотренными выше особенностями геологического строения и обводнения склона. Абразия вызывает смещения в оползневых образованиях только в прибрежной зоне с глубиной захвата около 20 м.

11. *Глубинная эрозия.* Она наиболее энергично развивается на участках крутых уступов современного рельефа. Овраги и балки здесь врезаны на максимальную глубину (до 15 м). К таким участкам приурочены малые по объему оползни, не оказывающие влияния на общую устойчивость оползневого склона.

12. *Зонально-климатические условия.* Их роль в формировании оползней на рассматриваемом участке в целом аналогична их роли на участке оползня "Спутник".

В дополнение здесь следует отметить, что устанавливается совпадение периода активизации оползневых процессов в $1966-1968$ гг. с периодом обильного выпадения атмосферных осадков, количество которых в эти годы значительно превысило не только средние нормы, но в отдельные

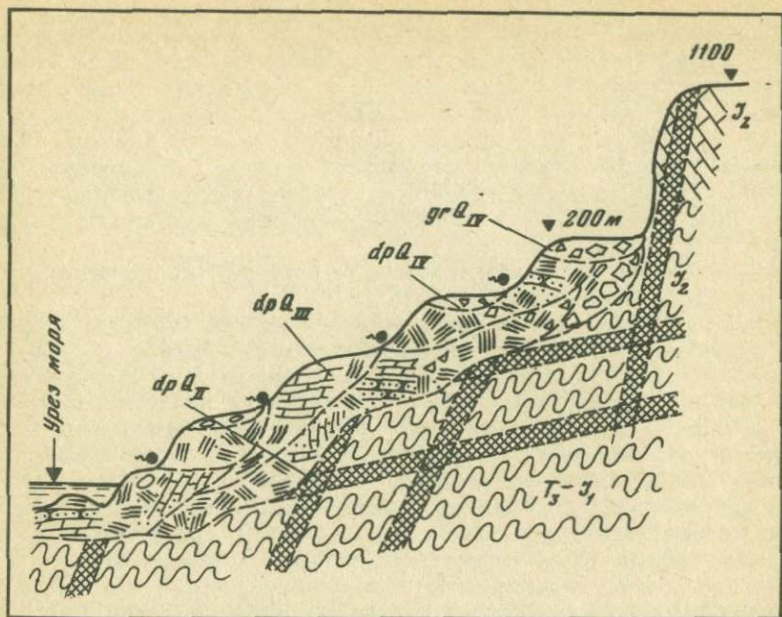


Рис. 21. Типичный разрез оползня "Золотой пляж"
Описание слоев см. рис. 18

месяцы и многолетний максимум. Так, например, 234,8 мм осадков в январе 1967 г. являются для этого месяца максимумом за период с 1870 г. и составляют 30% годовой суммы осадков за 1967 г. (784 мм) и около 50% среднемноголетней годовой суммы осадков (553 мм). Для следующего зимнего периода также характерно весьма значительное количество осадков: за декабрь 1967 г. и январь 1968 г. выпало 373 мм, что превышает 60% их среднегодовой нормы.

13. Большая высота (около 200 м) и крутизна (в среднем 10°) склонов. Поскольку прочность грунтов в пределах ослабленных зон определяется только силами их внутреннего трения, то данная крутизна на большей части склонов участка (в равной мере и в пределах склонов всего региона) значительно превышает по величине значение угла внутреннего трения ($3-6^\circ$) грунтов этих зон. Поэтому склоны, сложенные такими грунтами, находятся в неустойчивом состоянии (тем более, что со стороны моря ослабленные зоны не имеют упора) и на них образуются оползни. Скорость их смещения неравномерна по площади и во времени и определяется (при прочих равных условиях) описанными выше особенностями природных условий.

Оползень "Золотой пляж" расположен в 7 км от г. Ялта. Голова оползня находится у подножья горы Ай-Никола на отм. 190 м. Левый его борт граничит с горой Крестовая, правый идет вдоль балки Лакони. Базисом смещения служит урез моря. Протяженность оползня 900 м, ширина 280 (язык) — 470 м (голова). Язык обрывается к морю в виде абрадируемого берегового обрыва высотой до 15 м. Площадь оползня $0,4 \text{ км}^2$ (рис. 21).

Оползневой склон имеет ступенчатый профиль с чередованием относительно выположенных ($2-6^\circ$ и даже с обратным уклоном) и довольно крутых ($30-40^\circ$) участков; генеральный угол падения склона 12° . В основании склона имеется узкий (2-15 м) пляж.

Современный оползень "Золотой пляж", так же как и оползень "Спутник", расположен на склоне среднечетвертичной оползневой депрессии в породах таврической серии (T_3-J_1) и средней юры (J_2), Депрессия уходила под уровень моря и встречена в настоящее время на отм. $(-15) \div (-32$ м). Под старыми оползневыми накоплениями (dpQ_{IV}^1) вскрыты морские галечниково-валунно-песчаные отложения (mQ_{IV}^1) [Рзаева, 1969], которые покрывают оползни верхнечетвертичного времени (dpQ_{III}). Мощность оползневых накоплений в депрессии составляет около 60 м.

Формирование оползневого склона на этом участке подчинено особенностям природных условий.

1. *Дифференцированные разнонаправленные тектонические перемещения структурных блоков в плиоцен-четвертичный период (N_3-Q_1).* Усиление интенсивности новейших движений приходится на среднечетвертичный период. Однако общая амплитуда поднятий прибрежных структурных блоков на данном участке была примерно в два раза меньше по сравнению с участком района оползня "Спутник" и составила около 220 м. Склоны были осложнены довольно крупными оврагами, к одному из которых и приурочены древние среднечетвертичные (dpQ_{II}) и верхнечетвертичные (dpQ_{III}) оползневые накопления. В первую половину современного периода (Q_{IV}^1) скорость восходящих движений падает и в подножии склонов образуются морские отложения (mQ_{IV}^1), перекрывающие верхнечетвертичные оползневые накопления. Конец первой и вторая половина современного периода (Q_{IV}^1, Q_{IV}^2) характеризуются новым усилением интенсивности разнонаправленных тектонических перемещений структурных блоков. В результате этого прибрежные блоки, сложенные породами таврической серии (T_3-J_1) и средней юры (J_2), в современном рельефе имеют высоту около 190 м. Это вызвало новую активизацию оползневых процессов, которая продолжается до настоящего времени.

2. *Высокая сейсмическая активность территории формирования оползневого склона* сказывается в масштабе геологического времени и выражается в длительном процессе образований поверхностей смещения оползней по существующим в массиве пород зонам ослабления. Аналогично рассмотренным двум опорным участкам сейсмический эффект здесь также больше среднего фонового для региона значения на 1–2 балла.

3. *Приуроченность оползневого склона к тектоническому узлу пересечения крупных разрывных нарушений.* Оползни участка сформированы в зонах весьма интенсивной дислоцированности, перемiatости, раздробленности и повышенной трещиноватости. Эти зоны развиты вокруг основных трещин — сместителей разрывных нарушений, субпараллельных и субперпендикулярных направлению склона. Нарушения образуют на участке сложный тектонический узел пересечения, в пределах которого породы испытывали многократные воздействия сейсмических упругих волн в периоды новейших и современных активизаций тектонических подвижек. Зоны являются участками повышенной обводненности пород склона, с которыми связаны периодические активизации оползней-потоков, сплывов, оплывин.

4. *Процессы интенсивного выветривания пород таврической серии и средней юры.* Максимальные мощности зон выветривания приурочены к тектоническим нарушениям, особенно к участкам их пересечения. Породы в зоне мощностью до 60 м на этих участках были превращены в суглинки, глины с различным содержанием дресвы и щебня. В настоящее время зоны выветривания практически не сохранились на склонах и полностью "срабатаны" оползнями, которые были развиты в этих образованиях.

5. *Сложно построенная и обводненная толща древних (dpQ_{II} и dpQ_{III}) и старых (dpQ_{IV}^2) оползневых накоплений* обуславливает пространственную приуроченность (или унаследованность) современных (исторических) оползней, которые проявляют активность, начиная с 1925 г. с нарастающей интенсивностью подвижек.

Так, например, максимальная суммарная величина горизонтальных подвижек составила за период с 1925 по 1939 г. 1,3 м; с 1957 по 1965 г. — 4,9 м. Наиболее интенсивные подвижки имели место в 1937, 1955 и 1969 гг.

Средне-, верхнечетвертичные (dpQ_{II} , dpQ_{III}) и первой половины голоцена (dpQ_{IV}^1) оползневые накопления суммарной мощностью около 40—45 м представлены в основном темно-серыми суглинками твердой и полутвердой консистенции с дресвой и щебнем алевролитов, песчаников, аргиллитов, а также с включением отдельных смещенных блоков и пакетов пород флишевой толщи (T_3-J_1). В накоплениях встречены многочисленные гнезда обломочного материала, сильно обводненного. Суглинки в зонах обводнения и в многочисленных зонах смещения имеют мягко-, текучепластичную консистенцию. Современные оползневые накопления (dpQ_{IV}^2) также представлены суглинками, нередко мягкопластичной консистенции. В верхней части разреза оползневой толщи прослеживаются суглинки желто-серых и бурых тонов с обломками пород флишевой толщи и известняков; консистенция суглинков колеблется от полутвердой до мягкопластичной.

Отмеченные особенности строения и состояния грунтов оползневых накоплений предопределили постоянные активизации подвижек оползней в настоящее время.

6. *Наличие мощной (до 60 м) толщи обвально-осыпных образований в голове оползневого склона* создает дополнительную пригрузку склона вверху и аккумуляцию большого количества атмосферных и трещинно-карстовых вод из известняков верхней юры, являясь тем самым одной из причин активизации повторных современных подвижек в теле оползневых накоплений.

7. *Гидрогеологические условия* характеризуются значительной обводненностью пород склона. На поверхности оползневых накоплений наблюдаются многочисленные выходы источников, мочажины, заболоченность. Толща оползневых накоплений практически на всю мощность (60 м) обводнена, и уровень грунтовых вод в них залегает на глубине 1,5—7,0 м от дневной поверхности. Источниками питания вод являются трещинно-карстовые воды из известняков Яйлинского плато и массивов Ай-Никола и Крестовая, инфильтрация атмосферных осадков (ежегодно в тело оползня поступает 57,8 тыс. м³ воды), трещинные воды зон разрывных нарушений в породах средней юры и таврической серии, дополнительное обводнение пород за счет избыточных поливов виноградников, утечек из водопроводящих систем и бассейнов воды на склоне.

По изложенному в 1965—1967 гг. мнению В.С. Ильина, основной причиной активизации оползней на участке являются подземные воды. А.П. Нифантов и И.С. Рогозин в 1931 г. указывали, что основной причиной оползневых подвижек является насыщение грунтов подземными и поверхностными водами.

8. *Морская абразия* играет довольно значительную роль в активизации оползней в прибрежной полосе шириной до 50 м. Скорость размыва пород во время штормов на данном участке большая по сравнению с участком оползневого склона в районе лагеря "Спутник". Абразия, размывая нижнюю оползневую ступень, постоянно снижает контрфорсную роль оползне-

вых накоплений, что приводит к нарушению устойчивости склонов. И.Ф. Ерыш [1980] установил тесную корреляционную зависимость между интенсивностью оползневых подвижек и скоростью размыва пород в основании склона. По данным наблюдений Крымской оползневой станции, в течение 61 суток, предшествовавших смещению 1969 г., было смыто 85,3 м³ грунта с каждого п.м. побережья, что превысило размыв за период с 1956 по 1968 г. (66,81 м³/пог.м). Следовательно, волновой режим моря в пределах участка необходимо считать одной из основных причин постоянных смещений грунтов в теле древних и старых оползневых накоплений.

9. *Зонально-климатические условия.* Их влияние на развитие и активизацию оползней здесь аналогично влиянию на участке оползней в районе лагеря "Спутник". Для оползней участка И.Ф. Ерыш [1980] выявил хорошую корреляционную зависимость между интенсивностью оползней и количеством атмосферных осадков. Крупная подвижка 1969 г., когда в смещение были вовлечены все оползневые накопления на склоне, была вызвана совпадением по времени продолжительных интенсивных штормов и обильных атмосферных осадков в осенне-зимний период 1968—1969 гг.

10. *К числу основных антропогенных факторов, активизирующих локальные подвижки грунтов оползневого склона,* следует отнести незарегулированные водообильные поливы виноградника, произрастающего на склоне, утечки воды из неисправных водоотводных сооружений, пригрузки склона свалками строительного мусора и грунтами из дорожных подрезок склона, вибрации от движущегося транспорта и взрывов при строительных работах, дополнительное увлажнение грунтов из распределительной бассейна.

Доломиевский оползень находится в центральной части Симеизского оползневого района. Он расположен в нижней половине морского склона Ай-Петринской Яйлы. Базисом смещения является прибрежная часть моря. Протяженность оползня 2360 м. Отметка его головной части — около 480 м; здесь он разделен местным водоразделом на Фасбурлинскую и Доломийскую ветви шириной 330 и 320 м соответственно. На отм. 220 м обе ветки сливаются и ширина оползня составляет 380 м (рис. 22).

Поверхность оползня имеет сложный рельеф. В его верхней и средней частях прослеживаются две крупные оползневые ступени шириной до 120 м, на поверхности которых имеются бессточные западины. С нагорной стороны оползневые ступени ограничены стенками отрыва (цирками) оползней, а со стороны моря — крутыми уступами высотой до 20 м. На поверхности оползня имеются более мелкие стенки отрыва (до 2—3 м), площадки с обратным уклоном или полого наклоненные (2—4°) в сторону моря, многочисленные трещины и стенки отрыва высотой 0,2—0,5 м.

Генеральный угол падения оползневого склона 10°. Склон осложнен многочисленными оврагами глубиной 15—20 м и промоинами. Мощность оползневых накоплений изменяется от 18—23 м вверху до 53 м внизу.

Формирование оползневого склона на этом ключевом участке предопределено особенностями природных условий.

1. *Дифференцированные тектонические перемещения структурных блоков в новейший и современный этап (N₂—Q).* В среднеплиоценовое время (N₂) были заложены широкие и пологие плоские ложбины, которые протягивались от основания обрыва Ай-Петринской Яйлы до берега моря. По ним смещались в виде грандиозных (по объему) отторженцев оползневые массивы верхнеюрских известняков [Муратов, 1960]. Их смещения свидетельствуют о перекосах поверхностей структурных блоков. В это

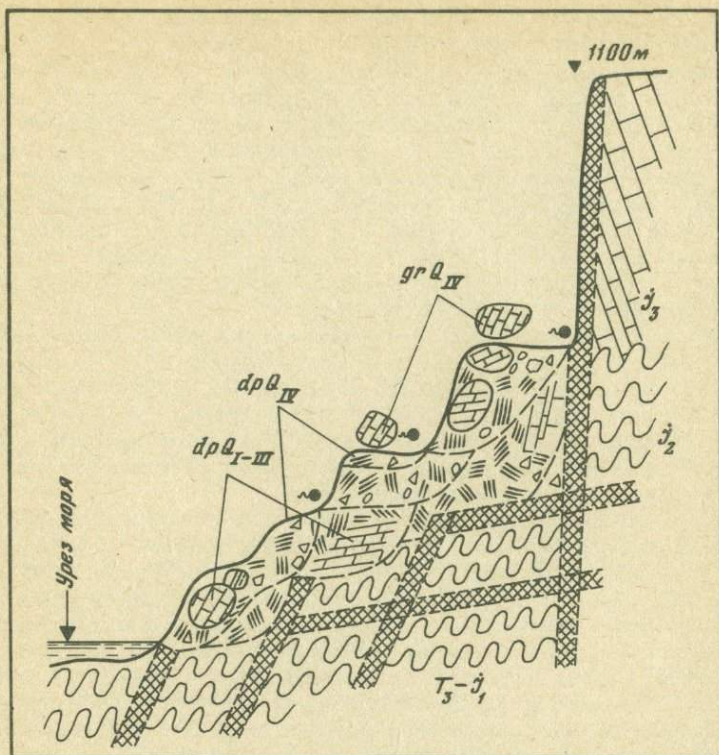


Рис. 22. Типичный разрез Доломиевского оползня.
Описание слоев см. рис. 18

же время начинается процесс их погружения в пределах границ современного моря [Муратов, Цыпина, 1969].

В начале нижнечетвертичного времени (Q_I^1) отмечен новый этап усиления интенсивности восходящих движений южнобережных структурных блоков и заложения современной эрозионной сети с образованием переуглубленных каньонобразных долин глубиной до 70 м. С этим этапом связано отчленение от Яйлы и перемещение вниз по склону на 200–500 м крупных массивов известняков. Первая половина среднечетвертичного времени (Q_{II}^1) характеризуется третьим этапом активизации новейших поднятий территории и возобновлением глубинного эрозионного расчленения склонов. В глубоких ложбинах развивались огромные по объему оползни (dpQ_{II}^1), достигающие уреза в море. Оползневой склон в его современном очертании образовался в первую половину верхнечетвертичного времени (Q_{III}^1). В это время продолжает интенсивно разрушаться обрыв Яйлы. Обвалы, осыпи, крупные смещенные блоки верхнеюрских известняков происходят в течение всего верхнечетвертичного (Q_{III}) и современного (Q_{IV}) времени. Их накопления создали довольно значительную пригрузку склонов, вскрывших отложения средней юры (J_2) и таврической серии (T_3-J_4), и образуют крутой уступ, протягивающийся на склоне вдоль смещенных массивов.

Современная эпоха (Q_{IV}) характеризуется новым усилением разнонаправленных движений структурных блоков. Это вызвало усиление

абразии, сильную активизацию оползней в береговой полосе до 100 м и в меньшей степени в средней и в верхней частях склона.

2. *Высокая сейсмическая активность участка.* Ее влияние на развитие оползневого склона в пределах рассматриваемого участка аналогично ее влиянию на участках, охарактеризованных выше. За 200 лет наблюдений на Южном берегу Крыма было зарегистрировано около 1500 землетрясений. Широко известны и памятны землетрясения, вызвавшие активизацию оползневых подвижек в 1793, 1802, 1823, 1838, 1843, 1869 г., 20 марта 1872 г., в 1892 г., 26 июня 1900 г., в 1902, 1908 гг. и 13 сентября 1927 г. наибольшей интенсивностью 8 баллов. По данным Крымской оползневой станции, в пределах участка количество искусственных толчков за некоторые годы достигает 358, а их сила — 4 балла.

3. *Наличие тектонического узла пересечения крупных разрывных нарушений*, субперпендикулярных и субпараллельных склону. По этой особенности участок аналогичен рассмотренным выше участкам оползней «Спутник» Восточно-Ливадийский, «Золотой пляж». Однако на данном участке степень раздробленности, дислоцированности и трещиноватости пород таврической серии несколько выше по сравнению с отмеченными участками, что объясняется глинистым составом пород.

4. *Преобладание в разрезе пород таврической серии сланцево-аргиллитовой фации над песчаниковой.* В строении пород отмечена такая закономерность: в нижней части склона, до отм. 180—200 м, породы представлены слоями мощностью от 0,4—0,8 до 1,5—2,8 м темно-серых и черных листоватых слюдястых сланцев и аргиллитов с тонкими (до 0,2 м) прослоями темно-серых слюдястых песчаников. В средней части склона количество прослоев песчаника в разрезе увеличивается и их мощность достигает 0,5—1,5 м. Наиболее дислоцированные породы слагают нижние прибрежные части склона. Поэтому они интенсивно выветриваются, размываются морем и наиболее подвержены оползневой деформациям.

5. *Выветривание.* Все выветленные на склонах оползни приурочены к зонам выветривания пород. Отложения таврической серии в пределах данного участка отличаются повышенной скоростью выветривания по сравнению с рассмотренными участками. Слюдястые сланцы и аргиллиты в приповерхностной зоне мощностью до нескольких десятков метров превращены в высокодисперсные глины с многочисленными зеркальными поверхностями скольжения. На всех откосах дорог, поверхностях, обработанных под виноградники, склонах карьеров и строительных выемок, вскрывших породы таврической серии, в течение года образуется зона выветривания мощностью до 10 м.

6. *Наличие мощной толщи оползневых накоплений разного возраста*, представленной в основном глинистыми и щебнисто-глинистыми грунтами с включением смещенных пачек пород таврической серии. К ней приурочены многочисленные исторические активизации оползневых подвижек (в 1912, 1926, 1940, 1953 гг.), скорости которых достигали 2 м/ч при величине горизонтального смещения 50 м. В настоящее время Доломиевский оползень является постоянно действующим в пределах верхней и средней частей склона (оползни-потоки в Фасбурлинской и Доломиевской ветвах). Наличие на оползневом склоне крупных и мелких стенок отрыва, оползневых ступеней свидетельствует о том, что здесь в отдельные периоды происходят блоковые смещения. Большое развитие имеют оползни-сплывы, создающие локальные весьма подвижные участки в пределах границ распространения основных оползневых накоплений.

7. *Гидрогеологические условия* характеризуются значительным обводнением оползневых, обвально-осыпных и пролювиальных образований на

склоне и являются одной из причин формирования оползней. На поверхности склона имеются выходы девяти источников с расходом от 0,01 до 0,12 л/с (за маловодный год). Подземные воды от обрыва Яйлы движутся к морю отдельными потоками с различной скоростью и создают локальные обводненные зоны, с которыми связаны оползни-сплывы, оплывины и потоки. Воды концентрируются в больших количествах в древних эрозионных понижениях в кровле водоупорных пород средней юры и таврической серии. Потоки подземных вод имеют довольно большие уклоны (до 0,3) и при своем движении создают дополнительные силовые воздействия на оползни за счет гидродинамического давления воды.

Источником питания грунтовых вод в оползневых накоплениях и подземных вод в элювиальной зоне пород таврической серии служат атмосферные, родниковые воды и воды из дренажных систем, утечки из водопровода. Один из потоков трещинно-карстовых вод известняков верхней юры поступает на склон в районе горы Чака-Тыш, выше головы оползня. Фасбурлинская ветвь Доломиевского оползня сложена глинистыми влагоемкими грунтами со слабой водоотдачей. В периоды обильных дождей оползневое тело до предела насыщается водой, теряет свою устойчивость и испытывает систематические подвижки.

8. *Морская абразия.* Ширина пляжа на участке настолько мала (5–15 м) по сравнению с необходимой для гашения энергии волн, что природные амплитуды ее не могут ликвидировать абразию как одну из основных причин развития и активизации оползней на участке. Среднее значение отступления бровки откоса оползневого склона равно 0,08–0,12 м/год при абсолютном максимуме 3,0 м/год. Однако в пределах языков самых динамичных оползней (например, Доломиевского) береговая линия за 29 лет (1934–1963 гг.) выдвинулась в море, что свидетельствует о преобладании скорости движения оползней над скоростью размыва их накоплений. Береговой уступ в оползнях сместился за это время в сторону моря на 4,8–5,2 м при средней скорости 0,16 м/год, а язык Доломиевского оползня продвинулся на 2,6–3,5 м.

В динамике Доломиевского оползня роль абразии в настоящее время невелика по сравнению со средне-, верхнечетвертичными и голоценовым (Q_{II} , Q_{III} , Q_{IV}^1) этапами активизации оползневых процессов. Нижняя часть оползня на участке в течение многих лет остается спокойной, а средняя и верхняя — самая активная.

9. *Эрозия* занимает одно из основных мест в образовании и активизации оползневых подвижек на рассматриваемом участке. Общая длина эрозионной сети в данном районе превышает 17 км. На Фасбурлинской ветви глубина оврагов достигает 15 м и более при ширине 20–40 м. Скорость глубинной эрозии в породах таврической серии здесь достигает 5 см/год. Максимальная скорость роста оврагов и промоин равна 0,75 м/год. Крутые склоны оврагов оголены и подвержены постоянному смыву со скоростью от 2,0 до 4 см/год. К бортам оврагов приурочены небольшие по объему оползни блокового типа, сплывы и оплывины. Эрозией обусловлена активизация оползней в средней и верхней частях склона.

10. *Зонально-климатические особенности участка.* Их влияние на формирование оползней более сильное на участке Доломиевского оползня, чем на рассмотренных выше оползневых склонах, и подчинено вертикальной зональности также более отчетливо из-за большей высоты склонов. Древняя платообразная поверхность Яйлы возвышается над уровнем моря на 1100 м, а уступ в известняках имеет высоту около 620 м. Влияние климата на участке (в равной мере как и на всем южном побережье Крыма) выражается в изменении уровня грунтовых и подземных

вод в породах, вскрытых склонами, в изменении энергии волнения на море и в повышенной скорости развития процессов выветривания и эрозии. Поскольку в разрезе пород таврической серии (отм. кровли их равна 400—450 м) преобладают глинистые разности пород, то эти процессы имеют здесь большую скорость развития. Установлено, что периоды повышенной активности повторных подвижек обычно совпадают (или имеют эффект запаздывания) с периодами выпадения наибольшего количества осадков (1925, 1931, 1934—1935, 1939, 1940, 1947—1948, 1952, 1956, 1960, 1966 гг.).

11. *Максимальная для Южного берега Крыма высота (480 м склонов Доломиевского и 1100 м всего склона в пределах ключевого участка) и большая крутизна склонов.* Сложный ступенчатый профиль с уступами от 620 м в известняках верхней юры до 10—15 м в породах таврической серии и 2—3 м в оползневых накоплениях.

Перечисленные особенности природных условий играют решающую роль в формировании оползней, так как в основании уступов и в основании склона в целом величины главных нормальных и касательных напряжений во много раз (до двух-трех) больше прочности пород на раздавливание и сдвиг. Отражением этого является наличие в породах склона многочисленных поверхностей смещения и постоянное развитие хрупкопластических и пластических деформаций грунтов в ослабленных зонах.

12. *Активизация оползневых повторных подвижек хозяйственной деятельностью человека* вызвана подрезкой склона при строительстве очистных сооружений, сбросом воды из лотка-ливневода в Восточный Доломиевский овраг.

Массандровский оползень расположен на приморской территории центральной части г. Ялта. Оползнем захвачена прибрежная часть юго-восточного склона Массандровского гребня. Отметка верха оползня 45—57 м, длина 260 м, ширина внизу 620 м. Голова оползня с севера ограничивается крутым (25—30°) уступом (древнеоползневой стенкой отрыва) высотой 30—40 м. В основании надоползневого уступа располагается наклоненная к морю оползневая ступень шириной 60—250 м с наклоном ее поверхности под углом 13—20°. Со стороны моря оползневая ступень обрывается крутым абразионным клифом высотой от 3 до 16 м. Рост оползня вверх по склону ограничивается Массандровским гребнем, который сложен довольно устойчивыми древними обвальными, пролювиальными и оползневыми накоплениями, цементированными карбонатным материалом (рис. 23).

Современный оползень унаследован от ранее возникших древних оползней. Базисом смещения служит современный уровень моря. Формирование оползневого склона предопределено особенностями природных условий.

1. *Дифференцированные разнонаправленные перемещения структурных блоков в новейший и современный этапы (N_2-Q).* В отличие от рассмотренных выше ключевых участков первый этап интенсивного развития оползней и обвалов (и других склоновых гравитационных процессов) в пределах данной территории относится к плиоцену (N_2). Он совпадает с периодами резкой активизации тектонических перемещений структурных блоков по крупным разрывам, простирающие которых совпадает с направлением береговой линии моря. Их амплитуда достигла в то время 100 м. В результате образовалась крупная депрессия, которая шла от Ялтинского уступа Никитской Яйлы, далее к югу через гору Ялия-Сарым, скалы Туаре-Эгерек и Ура, пересекала современное Симферопольское шоссе и направлялась к морю. Уровень плиоценового моря был примерно на 20 м ниже современного. К депрессии были приурочены крупные

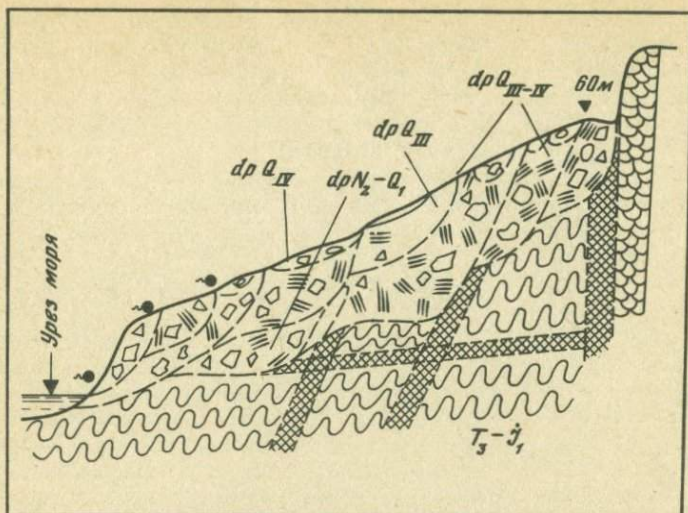


Рис. 23. Типичный разрез Массандровского оползня.
Описание слоев см. рис. 18

оползни блокового типа из уступа Никитской Яйлы и обрушения глыб известняков, которые в дальнейшем перемещались к морю благодаря потокам вод, а также пролювиальные накопления. Обломочные образования, глыбы и пакеты пород с гнездами суглинистого материала в нижнечетвертичное время (Q_I) были сцементированы известковым раствором, в результате чего они стали устойчивыми против выветривания и оползневого смещения. Они образуют в современном рельефе местный водораздел (Массандровский гребень). М.В. Муратов [1960] эти отложения назвал массандровскими, т.е. они имеют верхнеплиоценовый-нижнечетвертичный возраст [$p + dp(N_2 - Q_I)$].

Второй этап активизации развития оползней на склонах связан с верхнечетвертичным временем (dpQ_{III}). Базисом смещения этих оползней служил уровень моря, который был ниже современного на 10–15 м. В современное время (Q_{IV}) продолжается поднятие прибрежных структурных блоков при той же незначительной скорости. В современном рельефе они имеют отметки около 60 м, углы падения склонов 25–35°. Современные оползни (dpQ_{IV}) (так же как верхнечетвертичные) развивались на склонах прибрежных структурных блоков в породах таврической серии, а их рост вверх ограничивался Массандровским гребнем.

2. *Крупные разрывные нарушения, субпараллельные склону.* Их трещины-сместители отчленили блоки пород от основного массива, обуславливая пространственную приуроченность зарождения и образования крупных оползней блокового типа. Они являются также участками локального поступления воды в грунты приповерхностной части склона.

3. *Сейсмическая активность района.* Ее влияние проявляется в масштабе геологического времени. Роль сейсмичности на образование оползней здесь аналогична ее роли на других оползневых склонах Южного берега Крыма.

4. *Выветривание пород таврической серии* протекало аналогично выветриванию других участков склонов, вскрывших названные типы пород. Оползни формировались в зоне выветривания. Аргиллиты в зоне интенсив-

ного экзогенного изменения превращены в суглинки, быстро размокающие в воде и характеризующиеся такими показателями сдвига: угол внутреннего трения $3-5^\circ$, сцепление $0-0,019$ МПа. Продукты выветривания неоднородны по составу и представлены темно-серыми и желтовато-бурыми суглинками с довольно высоким ($35-40\%$) содержанием в них дресвы и щебня аргиллита, алевролита, песчаника.

Щебнисто-глинистые грунты зон выветривания при содержании в них щебня и обломков более $20-25\%$ не обнаруживают свойств ползучести. Их длительная прочность практически равна мгновенной, а разрушение имеет хрупкий и хрупкопластический характер. Поэтому в грунтах этого опорного участка незатухающая ползучесть может развиваться только локально, в ограниченных зонах [Гольдштейн, Тер-Степанян, 1957].

Поровые растворы элювированных глинистых пород таврической серии характеризуются более высокой минерализацией, чем поровые воды оползневых накоплений. Особенно низкая минерализация поровых растворов пород имеется на контакте со слабоминерализованными подземными водами и на участках с выявленными поверхностями смещения оползней. Это свидетельствует о значительных процессах выщелачивания пород зон выветривания, которые вызывают резкие снижения прочности пород и приводят к развитию оползневых процессов. Такая особенность свойств грунтов таврической серии определяет формирование оползней в пределах склонов Южного берега Крыма.

5. *Наличие сложно построенной и довольно мощной толщи оползневых накоплений* — определяющее в пространственной приуроченности и активности повторных подвижек в накоплениях верхнечетвертичных (dpQ_{III}) и современных (dpQ_{IV}) оползней. В их строении принимают участие суглинисто-дресвяно-щебнистые грунты. Обломочный материал беспорядочно рассеян в суглинистой массе, и его содержание достигает $35-45\%$. Мощность современных оползней не превышает 23 м, чаще она равна $10-15$ м. Исторически установленные оползни имеют локальный характер проявления в пределах Массандровского оползневого склона. Периоды некоторого усиления подвижек до $0,5$ м/год ($1948-1951$ гг.) сменялись периодами относительного покоя и затухания подвижек.

6. *Гидрогеологические условия* определяются наличием сплошного горизонта подземных вод в приповерхностных зонах выветривания и разгрузки пород таврической серии и горизонта грунтовых вод в оползневых, обвальных, делювиально-пролювиальных образованиях, имеющего спорадическое распространение. Отмечены довольно значительные притоки вод даже в меженный период (от $1,0$ до $2,0$ л/с). Подземные и грунтовые воды слабо реагируют на выпадение атмосферных осадков в пределах участка, что свидетельствует о резком преобладании здесь поверхностного стока над инфильтрацией осадков. Область питания горизонтов вод удалена от оползневого склона.

Грунтовые воды оползневых накоплений гидрокарбонатно-сульфатно-кальциево-магниевого, слабоминерализованные (величина сухого остатка $0,5-0,9$ г/л). Подземные воды сульфатно-хлоридно-натриево-магниевого, повышенной минерализации (сухой остаток $2,5$ г/л), поэтому они обладают выщелачивающей способностью, следствием чего является снижение прочности пород в приповерхностных частях склона. Воды оползневых накоплений выклиниваются в виде многочисленных источников в нижних частях склонов с дебитом до 3 л/с. Наиболее активные оползневые участки приурочены к местам выхода подземных вод на поверхность склона.

Установлено, что после периодов крупных подвижек оползней (подобных подвижкам в 60-х годах) наблюдается заметное снижение уровня

грунтовых вод по сравнению с их высоким состоянием в 1939—1940 гг. Следовательно, разгрузка вод происходит в периоды значительных оползневых подвижек. Согласно расчетам [Инженерно-... , 1976], при снижении уровня вод на 1 м устойчивость оползневых склонов уменьшается на 4% только за счет фильтрационного и взвешивающего давлений воды, а при уровне 1939—1940 гг. возможное снижение устойчивости составило 16%.

7. *Морская абразия.* Активность Массандровского оползня в настоящее время находится в тесной зависимости от темпа абразии. Наиболее ощутимо она стала проявляться в конце 50-х — начале 60-х годов, когда штормами были разрушены старые береговые стены и начался интенсивный размыв берега. Шторм в январе 1969 г. восточного направления силой 7 баллов при средней высоте волны 4,8 — 5,1 м вызвал сбрасывание и перекосы бетонных массивов в головных частях бун, траверсов, разрывы в бетонном покрытии, подмывы и вынос из массивов каменной постели, размыв искусственного пляжа (который был здесь сделан шириной 20 м).

В 1958 г. размыв пляжных и оползневых отложений волнами составил $2,8 \text{ м}^3/\text{пог.м}$, а в 1962 г. он достиг $6,8 \text{ м}^3/\text{п.м}$. Прослеживается тесная зависимость хода оползневых смещений от темпа абразии. Согласно расчетам [Петрова, 1970], при темпе абразии $2,57 \text{ м}^3/\text{пог.м}$ в год устойчивость склона ежегодно будет снижаться на 0,4%.

Об интенсивности подмыва оползневого склона на данном участке свидетельствует также высокий клиф в оползневых накоплениях (до 16 м). Оползневыми подвижками во время указанных штормов были охвачены в основном нижняя и в меньшей мере средняя и верхняя части склона.

Древние оползни формировались при более низких уровнях абразии моря относительно современного положения. Естественный контрфорс из подводной гряды этих древних оползней в настоящее время значительно предохраняет от размыва прибрежную часть подводного склона. Поэтому на участке нет условий для образования грандиозных по объему оползневых подвижек с захватом всей толщи имеющихся на склоне обломочно-суглинистых гравитационных и элювиальных образований. Поверхность смещения современных оползней формируется либо в выветрелых зонах пород таврической серии, либо в древних оползневых накоплениях.

8. *Зонально-климатические условия* обуславливают волновой режим и степень обводнения склона атмосферными водами. Для участка характерны вдольбереговой перенос пляжевых грунтов и размыв искусственных пляжей. Роль атмосферных осадков, выпадающих непосредственно на склон, в насыщении оползневых накоплений водой незначительна, так как доля поверхностного стока воды здесь преобладает над долей инфильтрующейся воды. Однако в периоды, когда выпадало аномально высокое количество осадков (так, например, в 1939 г. выпало 1028 мм, или 180% нормы: в 1940 г. — 793 мм), происходит локальные оползневые смещения типа оползней-сплывов, оплывин, потоков с захватом оползневых или элювиальных образований. Такой тип смещения объясняется способностью глинистой составляющей указанных образований быстро размокать при взаимодействии с атмосферными водами с потерей прочности.

9. Активизация оползней под влиянием *хозяйственной деятельности человека* вызывается утечкой бытовых и хозяйственных вод, строительными подрезками и пригрузками склонов, динамическими сотрясениями от движущегося транспорта и массовых взрывов при устройстве выемок и разработке карьеров.

Авундийский оползень расположен на правом берегу р. Авунда на отм. 180—185 м над уровнем моря. Река имеет глубокую (150 м), относительно широкую (до 2,5 км) долину и частично пересыхает в межень; в паводки

и ливни она размывает дно и берега долины (во время ливня в сентябре 1968 г. донный размыв достиг 1–2 м). Длина оползневого склона 225 м, ширина 100 м, угол падения 18° . Мощность оползневых накоплений 18–22 м. Они представлены суглинисто-щебнистыми породами с содержанием щебня известняка и флишевых пород от 20 до 40%.

Современные оползневые подвижки приурочены к древним оползневым накоплениям, которые покрывают породы таврической серии. Образование и активизация оползней в современную эпоху обусловлены особенностями природных условий и деятельностью человека.

1. *Интенсивные дифференцированные перемещения структурных блоков в четвертичный период (Q)* вызвали резкую эрозионную расчлененность территории с образованием высоких (до 190 м) и крутых (в среднем $30\text{--}35^\circ$) склонов, на которых формировались крупные оползни блокового типа с захватом грунтов зон выветривания и разгрузки. Перекосы структурных блоков и довольно большие скорости их поднятий в голоцене (Q_{IV}) явились одной из основных причин многократных повторных оползневых подвижек в древних оползневых накоплениях. Современный оползень вытянут в северо-восточном направлении под углом 35° к руслу реки.

2. *Довольно большая (до 22 м) мощность древних и старых оползневых накоплений на склонах* предопределяет пространственную приуроченность исторических оползней, которые периодически возникали начиная с 1941 г. Развитию оползневых процессов способствовал литологический состав оползневых накоплений, их способность к прогрессирующим во времени хрупкопластическим деформациям.

3. *Донная и боковая эрозия р. Агунда.* Ей принадлежит основная роль в формировании оползней на протяжении всего четвертичного периода, и она является главной причиной активизации современных оползней, приуроченных к элювиальным, делювиальным и оползневым образованиям.

4. *Обводненность грунтов, вскрытых склонами.* Подземные воды в элювиальных образованиях и грунтовые воды в оползневых имеют большие гидравлические уклоны (0,3), что создает существенные по величине фильтрационные силы, способствующие смещению оползневых масс. Подземные воды обладают также выщелачивающей способностью, вызывая резкое снижение прочностных свойств элювиальных грунтов.

Воды утяжеляют оползневые массы, снижая сцепление на порядок, а угол внутреннего трения — в 1,5 — 2 раза. Источником обводнения грунтов являются атмосферные осадки, трещинно-карстовые воды известняков верхней юры, поступающие по промоинам, оврагам и понижениям на оползневой склон.

5. *Зонально-климатические условия.* Их проявление сказывается в интенсивности глубинной и боковой эрозии в весенне-осенние периоды ливневых и затяжных водообильных атмосферных осадков, а также в обводнении пород в приповерхностных частях склона. Выявлена тенденция активизации оползневых подвижек в весеннее время, когда на склоны выпадает наибольшее количество осадков.

6. *Активизация оползней, вызванная хозяйственной деятельностью человека,* происходит под воздействием подрезки склонов и его пригрузки на участке автодороги; локальных поступлений поверхностных вод на участках поломки водоотводных лотков, обнажения пород при подрезках склонов, приводящего к усилению выветривания вскрытых пород, сотрясений от движущегося транспорта, работы механизмов.

Чукурларский и Желтишевский оползни расположены на юго-восточном склоне Чайного гребня в пределах центральной части территории г. Ял-

та. Чайный гребень представляет собой узкий перевал между склоном долины р. Учан-Су и береговым склоном приморской части. Оползневой участок находится в пределах Мегаби-Айтодорской синклинали.

Чукурларский оползень имеет длину около 440 м, ширину 110 м (в верхней и средней части) — 160 м (в приморской нижней). Средний угол падения склона 13° , местами он увеличивается до 20° . Головная часть оползня имеет отм. 110 м. Стенка отрыва оползня высотой 15 м в основании заканчивается циркообразной впадиной. Оползневой склон полого-ступенчатого профиля: субгоризонтальные террасированные поверхности (шириной 50 м) сменяются крутыми стенками отрыва. К морю склон обрывается клифом ($40-70^\circ$) высотой 10—15 м.

Желтышевский оползень имеет протяженность 220 м, ширину 140—160 м (в головной части) и 500 м (внизу). Отм. головы оползня 48 м, средний уклон поверхности склона 11° , а в верхней части — 17° .

Оползневые склоны приурочены к древней депрессии, простирающейся от вершины Чайного гребня по его юго-восточному склону до моря. Гребень сложен породами таврической серии, представленными темно-серыми глинистыми сланцами, аргиллитами с небольшими по мощности (до 10 см) прослойками песчаников и алевролитов.

Особенность развития оползней в значительной степени предопределяет то обстоятельство, что они изолированы от Яйлы, а рост их вверх по склону ограничивается Чайным гребнем. Вершины оползней достигли почти водо-раздела.

Формирование оползней на данном ключевом участке предопределено особенностями природных условий.

1. *Дифференцированные и разнонаправленные тектонические перемещения структурных блоков в плиоцен-четвертичный (N_2-Q) период.* Аналогично другим ключевым участкам Южного берега Крыма первая, максимальная для регионов активизация в развитии оползней относится к среднечетвертичному времени. В результате разнонаправленных перемещений структурных блоков высота приморских склонов на участке в это время достигала 150 м при средней их крутизне 35° . Это вызвало интенсивный подмыв основания склона морем и эрозионное расчленение склонов. К одному из крупных оврагов на склоне, который прослеживался от уреза воды в море до поверхности выравнивания структурных блоков (Чайный гребень), были приурочены крупные смещения оползней блокового типа, сплывы и оплывины с захватом элювиальных образований в породах таврической серии (T_3-J_1). В верхнечетвертичное время все депрессии на склоне были заполнены оползневыми и пролювиальными накоплениями ($dp_{Q_{II}}$; $dp_{Q_{III}}$; $p_{Q_{II+III}}$). В голоцене оползневые смещения ($dp_{Q_{IV}}$) приурочены в основном к древним оползневым и пролювиальным накоплениям, хотя продолжатся деформации и в коренных породах таврической серии за счет захвата пород в верхних частях склона. Базисом смещения оползней на всех этапах их активизации был уровень моря. В среднечетвертичное время (Q_{II}) он был ниже современного на 20—25 м. В настоящее время следы древних ($dp_{Q_{II}}$; $dp_{Q_{III}}$) оползневых накоплений, представленных пакетами, блоками и глыбами пород таврической серии, встречены в море на глубинах 7 м и более. Они прослеживаются в виде гряд, перекрытых морскими гравийно-песчаными отложениями. Гряды имеют ступенчатый рельеф. В современную эпоху отмечена тенденция повышения уровня моря с уменьшением интенсивности процессов абразии и, как следствие, с уменьшением интенсивности и объемов оползневых процессов. Суммарная вскрытая мощность древних оползневых накоплений на участке равна 25 м.

2. *Сильная дислоцированность, перемятость пород таврической серии, слагающих склон*, вызвана на участке активных (на протяжении новейших и современных тектонических перемещений) разрывных нарушений, субпараллельных и субперпендикулярных склону. К субперпендикулярным склону разрывам приурочены глубокие и выдержанные по протяженности депрессии на склонах, заполненные оползневymi накоплениями. Трещины-смещители субпараллельных склону разрывов отчленили блоки пород от основного массива. К ним приурочены многочисленные современные заколы, выявленные на гребне и подготавливающие новые оползни.

3. *Высокая сейсмическая активность*. Ее роль проявляется в масштабе геологического времени. В средне-, верхнечетвертичное время сейсмичность играла большую по сравнению с настоящим периодом роль в формировании оползней, поскольку скорость разнонаправленных перемещений блоков и их дифференцированность были большими. В настоящее время для региона характерна меньшая степень дифференцированности перемещений; они стали глыбово-сводовыми, а структурные блоки испытали консолидацию. Сейсмичность проявляется в формировании в элювиальных и сложно построенных оползневых, пролювиальных образованиях зон хрупкопластического и вязко-пластического течения суглинистых грунтов.

4. *Большая скорость и мощность выветривания пород таврической серии*. Эти особенности предопределены сильной дислоцированностью и раздробленностью пород на участке. В обнажениях коренные глинистые породы в течение нескольких часов распадаются на мелкие обломки и плитки, давая исходный материал для оползневых смещений.

5. *Волновой режим моря*. Его влияние проявляется в интенсивности донного и берегового размывов грунтов, величина которых оказывает решающее влияние на скорость развития оползневых процессов. Наличие в прибрежной полосе моря древних оползневых накоплений, представленных блоками, пакетами и глыбами пород таврической серии, предохраняет участок от донного размыва. Основная роль в активизации оползней здесь принадлежит абразии грунтов склона (средняя скорость размыва равна $1,70 \text{ м}^3$ на п.м). Ее результатом является довольно высокий уступ (до 15 м) в оползневых накоплениях. Согласно И.Б. Корженевскому [1960], основной причиной образования оползней на участке является абразия. А.А. Чужмир установил, что количество дней с волнением более 4 баллов (т.е. штормовая деятельность моря) и прямо зависящий от них размыв берегов во времени тесно увязывается с оползневой активностью [Чужмир, Цветаев, 1967]. Подвижки 1906–1907 и 1923–1924 гг. распространились на весь рассматриваемый район, а в 1939 г. они захватили лишь центральную часть Чукурларского участка. Это объясняется А.А. Чужмиром тем, что в период после 1924 г. участок восточного побережья Чукурлара был защищен от моря подпорными стенками, а участок Желтышевки — глыбовым навалом. Донный размыв в межоползневой период был меньше, чем прежде, а также меньше, чем на соседних участках, не защищенных от моря.

В 1959 г. штормами были разрушены стена и глыбовый навал. К лету 1960 г. полностью исчез пляж Желтышевки; он был унесен продолжительными северо-восточными штормами на запад, в результате чего пляжи в западной части Чукурлара почти удвоились. В зиму 1960/61 г. повышенной интенсивностью волнений объясняется разрушение незащищенного от моря берега Желтышевки. Оно имело значительные размеры, что привело к резкой активизации оползня Желтышевки.

6. *Наличие мощной сложно построенной толщи оползневых накоплений*. Исторические оползни являются унаследованными образованиями более

старых оползней. Поэтому они имеют сложное строение, различную степень активности и различный характер движения [Золотарев, 1969]. Оползни сложены рыхлым глинистым материалом с обломками (до 40—45%) песчаников, аргиллитов, глинистых сланцев, а также пакетами, блоками и глыбами пород таврической серии. Мощность современных ($dp Q_{IV}$) оползневых накоплений не превышает 8—10 м, увеличиваясь в нижней части до 18 м. Поверхность их смещения неровная, волнистая и проходит или по интенсивно выветрелым трещиноватым аргиллитам и сланцам, или по зонам суглинков мягко, текучепластичной консистенции в оползневых образованиях.

Рельеф оползневых склонов в общих чертах моделирует рельеф пород коренной основы, повторяя его основные структурные элементы. Благодаря структурным особенностям оползневого склона, наличию резких перегибов в рельефе коренных пород скорости развития оползневых деформаций увеличиваются на крутых участках. Эти деформации вовлекают в смещение грунты пологих участков склона.

Установлено, что в самой толще оползневых накоплений, весьма неоднородной по своему литологическому, гранулометрическому составу и степени водонасыщения, происходят смещения типа скольжения и прогрессирующего во времени вязкого или вязкопластического течения. Развитие оползневых деформаций начинается в нижней части склона, распространяясь вверх по мере того, как лежащие ниже массы береговой зоны в результате их разгрузки лишают опоры лежащие выше.

7. *Гидрогеологические условия.* Участок расположен в пределах Мегаби-Айдорского гидрогеологического района. Его изолированность от основного массива Яйлы обуславливает бедность пород подземными водами. На территории участка вскрыто 78 источников с незначительным дебитом. Общий многолетний сток источников 29,3 или 1,21 л/с на 1 км². Подземные воды получают местное питание. Они напорные, с величиной напора до 17,7 м.

Грунтовые воды в оползневых накоплениях вскрыты на глубине от 3,0 до 13,0 м. Их расходы равны 0,1—0,2 м/с. Режим источников из грунтовых вод тесно связан с режимом атмосферных осадков с амплитудой отставания 7 дней в фазе максимальных дебитов источников от начала выпадения ливневых или водообильных затяжных дождей. Воды постепенно насыщают оползневые накопления, увлажняют породы в зонах ослабления и смещения, способствуя снижению прочности пород. На участках перегибов в депрессиях склона скорости фильтрационного потока могут достигать значительных величин, что приводит к возникновению дополнительного гидростатического и гидродинамического давления воды на грунты в приповерхностной части склона. Напорные подземные воды вызывают взвешивающее давление. Следовательно, несмотря на относительно слабую водообильность пород, роль грунтовых и подземных вод в формировании оползней на участке довольно существенна.

8. *Зонально-климатические условия участка.* Их роль сказывается в волновом режиме моря и в насыщении грунтов в приповерхностной части склонов атмосферными осадками. И.Г. Глухов [Инженерно-..., 1976] установил цикличность режима осадков и крупных оползневых подвижек, которые повторяются в среднем через 16 лет. Выявлена активизация оползней в зимне-весенний период 1906/1907, 1923/1924, 1939/1940, 1960/1961 гг, а между ними — меньшие подвижки. В эти годы отмечались повышенные атмосферные осадки, превышающие среднюю норму (544 мм/год), их соответственно выпало 942, 612, 1028 и 657 мм.

9. Активизация оползней, вызванная хозяйственной деятельностью человека, происходит от подрезки склонов, утечки хозяйственных и бытовых вод из водопроводящих систем, вывоза галечников с пляжей и рефулирования донных песков в акватории Ялтинской бухты.

РЕГИОНАЛЬНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ЗОНАЛЬНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ И ФОРМИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ НА СКЛОНАХ ЮЖНОГО БЕРЕГА КРЫМА

Формирование оползней в пределах рассматриваемого региона подчинено следующим регионально-геологическим и зонально-климатическим закономерностям.

Новейшие и современные разнонаправленные дифференцированные тектонические перемещения структурных блоков. Для региона Южного берега Крыма установлена отчетливая эмпирическая связь между интенсивностью тектонических перемещений структурных блоков и интенсивностью развития оползней. Обособляются такие пять этапов активизации оползневых процессов, соответствующие этапам максимальных (для того или иного блока) амплитуд поднятий (или опусканий) структурных блоков.

Первый этап относится к плиоценовому (N_2) или среднечетвертичному (Q_{II}) времени. Для участка Доломиевского (район Симеиза) и Массандровского (центральная часть г. Ялта) оползней первый этап активизации развития оползневых процессов начинается уже в плиоцене (N_2), когда амплитуда поднятий их структурных блоков составила около 120 м. На склонах этих блоков произошли крупные оползни известняков верхней юры. На остальных участках региона первый этап активизации оползней приурочен к среднечетвертичному времени (Q_{II}). Амплитуда поднятия приморских структурных блоков в это время составляет от 400 м (район лагеря "Спутник") до 150 м (район центральной части г. Ялта на участке Чукурларского и Желтышевского оползней). Высокие и крутые склоны на первом этапе были осложнены крупными и выдержанными депрессиями, к которым приурочены оползни большой интенсивности развития, грандиозные по объему. Мощность накоплений этих оползней до 120 м. Плиоценовые оползневые накопления в нижнечетвертичное время были сцементированы карбонатным цементом и в настоящее время устойчивы к смещению.

Второй этап активизации развития оползневых процессов для большинства оползневых участков приурочен к первой половине верхнечетвертичного времени. Однако для участка Доломиевского оползня он приходится на первую половину нижнечетвертичного (Q_{II}^1) времени. Амплитуда поднятия на этом этапе достигает 60 м, а мощность оползневых накоплений ($dp Q_{III}$; $dp Q_{III}^1$) - 55 м (участок оползня «Спутник»).

Третий этап приурочен ко второй половине верхнечетвертичного времени (Q_{III}^2), а для Доломиевского оползня - к первой половине среднечетвертичного (Q_{II}^1) времени. Амплитуда вертикальных перемещений блоков на данном этапе составила около 50 м, а мощность оползней - 30 м.

Четвертый этап - первая половина современного времени (Q_{IV}^1), а для Доломиевского оползня - верхнечетвертичное (Q_{III}) время. Суммарная амплитуда поднятий приморских структурно-тектонических блоков на этапе составила около 40 м.

Пятый этап активизации развития оползней для всего региона начинается во вторую половину современного времени (Q_{IV}^2). Для этого этапа характерны повторные подвижки в древних ($dp Q_I^1$; $dp Q_{II, III}$) и старых ($dp Q_{IV}^1$) оползневых накоплениях.

Результатом неравномерных дифференцированных тектонических перемещений приморских структурных блоков, сложенных породами таврической серии, явилось их разновысотное положение в современном рельефе:

Участок проявления оползней	Отм. поверхности структурных блоков, м
Доломиевский	480
Спутник	400
Восточно-Ливадийский	200
Золотой пляж	200
Авундийский	190
Чукурларский	110
Желтышевский	50
Массандровский	60

К максимально поднятым блокам приурочены максимальные количества и объемы современных оползней. Они вызвали также ступенчатый профиль склонов, сформированных в породах таврической серии и средней юры. Участки с уклоном до 3° сменяются участками с уклоном 30° . Наибольшая интенсивность оползневых деформаций пород происходит на крутых участках. За счет детрузивного воздействия эти смещения вызывают оползни и на пологих участках склона.

Крупные разрывные нарушения, испытывающие активизацию во все периоды новейших перемещений структурных блоков. Все оползневые участки склонов находятся в пределах зон влияния разрывов или субпараллельных, или субперпендикулярных направлению склона, а также в узлах их пересечения. Наиболее крупные по объему и площади оползни образовались на участках пересечения разрывных нарушений; здесь же отмечена и максимальная интенсивность их проявления. На участках склонов, вскрывших разрывы, субперпендикулярные направлению склона, встречены малые по объему и площади оползни-потоки, сплывы и оплывины.

Трещины-сместители разрывных нарушений отчленяют блоки пород от основного массива и являются путями движения подземных вод, локальными участками развития здесь дополнительных сил гидродинамического и гидростатического давления воды; это ослабленные зоны, в пределах которых показатели сдвига недостаточны для устойчивости склона. Притрещинные зоны дробления, катаклаза, рассланцевания пород — участки интенсивного развития процессов выветривания пород, повышенной их обводненности; к ним в первую очередь приурочиваются оползни.

Высокая сейсмическая активность региона в пределах оползневых склонов повышается на 1—2 балла по сравнению с фоновой. Это вызвано регионально-геологическими особенностями строения и состояния приповерхностных частей склонов, к числу которых относятся: мощная (до 40 м) зона выветрелых пород таврической серии или средней юры, сильно обводненных, с преобладающим глинистым или суглинистым составом, способных к внезапному переходу от твердой консолидации к мягко-текучеэластичной; глубокие и широкие депрессии на склонах, выполненные рыхлыми обводненными суглинисто-обломочными грунтами; обвальные, делювиальные, пролювиальные, оползневые образования разного литологического состава, сложно построенные, с участками сильного обводнения.

Сейсмичность проявляется в масштабе геологического времени. Максимальный эффект от сейсмических упругих волн наблюдается при их совпадении с периодами затяжных или ливневых водообильных дождей и морских штормов силой более 4 баллов.

Преобладание в разрезе пород таврической серии, слагающих оползневые склоны, сланцево-аргиллитовой фации над песчаниковой. Породы этой фации характеризуются интенсивной дислоцированностью, трещино-

ватостью и повышенной способностью к выветриванию и выщелачиванию. На участках, где встречены в основном песчаники и алевролиты, оползни имеют ограниченное распространение.

Выветривание и разгрузка пород. Наименее стойки к выветриванию породы сланцево-аргиллитовой фации. Разрушаясь, они образуют разуплотненные сильно глинизированные грунты с чешуйчато-листоватой текстурой, а также новообразования гидроокислов железа и органо-минеральных соединений; гидрослюды деградируют и приобретают склонность к пластическим деформациям. Грунты имеют здесь низкую способность к связыванию воды, малую пластичность, благодаря чему они обладают способностью переходить из устойчивого твердого состояния в разжиженное текучее даже при незначительном дополнительном увлажнении на 3—6% по отношению к средней естественной влажности порядка 15—16%.

Выявленная региональная закономерность формулируется в следующем виде: элювиальные глинистые грунты с низкой гидрофильной способностью и малой пластичностью могут переходить из устойчивого твердого состояния в разжиженное текучее при влажности 18—22% с образованием оползней-потоков.

Водные вытяжки из грунтов зон выветривания имеют кислую среду, высокую минерализацию поровых растворов, что предопределяет их высокую выщелачивающую способность. Глинизированные аргиллитовые породы в водонасыщенном состоянии под влиянием вибрации склонны к внезапному разжижению.

Перечисленные особенности состава, состояния и свойств грунтов зон выветривания пород таврической серии следует считать одной из главных региональных закономерностей формирования оползней. Установлена четкая эмпирическая зависимость между распространением зон выветривания и их мощностью, с одной стороны, и формированием зоны оползневого смещения, характером этого смещения и его интенсивностью — с другой.

Сложно построенная, не выдержанная по площади толща древних и старых оползневых накоплений на склонах. Ее мощность изменяется от 160 м (оползень «Спутник») до 10—15 м (оползень Массандровский). К накоплениям приурочены многочисленные повторные смещения, как это было, например, в 1912 г. (Доломиевский оползень), 1924 г. (Массандровский), 1925 г. (Доломиевский, Золотой пляж), 1926 г. (Доломиевский), 1939—1940 гг. (Массандровский, Доломиевский), 1959 г. (Массандровский, Золотой пляж), 1966—1968 гг. (Восточно-Ливадийский, Золотой пляж, Доломиевский). Плиоценовые оползневые накопления в настоящее время относительно устойчивы к развитию в них оползневых процессов, так как они сцементированы прочным карбонатным материалом. В накоплениях других возрастов ($dp Q_I^1$, $dp Q_{II}$, $dp Q_{III}^1$, $dp Q_{III}^2$, $dp Q_{IV}$) встречены многочисленные подготовленные к смещению ослабленные зоны, горизонты грунтовых вод с крутыми уклонами (0,3 м и более) их поверхности, создающие благоприятные условия для образования значительных по величине сил гидродинамического и гидростатического давлений воды.

Обводненность пород в приповерхностных частях склона. Действие поверхностных грунтовых и подземных горизонтов вод проявляется в гидростатическом и гидродинамическом давлении воды на смещающиеся породы, их роль в снижении устойчивости склона может достигать 30% из-за больших гидравлических уклонов их поверхности (0,2—0,3 и более) и величин напора (до 18 м на участке Чукурларского оползня); в расклинивающем действии воды на имеющиеся в оползневых и элювиальных образованиях жесткие структурные связи, которое приводит к

снижению прочности пород и развитию в них процессов незатухающей и затухающей ползучести, а следовательно, и оползневых процессов; в резком снижении прочности грунтов, обладающих коагуляционным характером структурных связей, при увеличении влажности пород на 3—6% и переходе их из твердой, полутвердой и тугопластичной консистенции в мягко-, текучепластичную; в выщелачивании пород фильтрующимися сквозь массив подземными водами в приконтактных с водоносными горизонтами зонах. Выщелачивание грунтов происходит не только путем растворения содержащихся в них солей при движении свободной воды, но и диффузионным путем. Этот процесс обуславливает переход грунтов твердой консистенции в мягкопластичную и даже текучую консистенцию без увеличения их в грунтах абсолютного количества воды; развитие этого процесса способствует химический состав подземных вод, который примерно одинаков для всего региона Южного берега Крыма и относится к числу основных регионально-геологических закономерностей формирования оползней; смачивание пород по поверхностям смещения со снижением прочности пород.

Расчетами установлено, что с каждым метром подъема уровня грунтовых или подземных вод устойчивость оползневых склонов, сложенных суглинистыми грунтами с содержанием обломочного материала до 45%, снижается на 3—4%, а обводнение оползневых накоплений на склоне на 3/4 их мощности снижает их устойчивость на 30%. Режимом грунтовых и подземных вод можно объяснить до 50 современных смещений, наблюдаемых в Доломиевском оползне. Современные оползни на склонах региона не выявлены на безводных участках даже при наличии активно действующей абразии.

Волновой режим моря. В историческом плане донный размыв грунтов незначителен на участках, где оползни смещались к более низкому уровню моря (оползни «Спутник», Восточно-Ливадийский, Золотой пляж, Чукурларский, Желтышевский). Здесь преобладает размыв оползневых накоплений в языках оползней, за счет чего образовались клифы высотой от 3—16 до 30—60 м (Восточно-Ливадийский оползень) и крутизной 50—70°. Для всех оползневых склонов характерно практически полное отсутствие пляжей или же наличие узких (5—15 м) пляжей, вдольбереговой перенос пляжевого материала и приглубый берег. Эти обстоятельства создают благоприятные условия для размыва берегов штормовыми волнами с балльностью 4 и более. Расчетами установлено, что, например, для восточной части Центрального Алушкинского оползня [Инженерно- ..., 1976] размыв берега морем на 25 м со скоростью 1 м/год снижает устойчивость склона на 2%, а при размыве на 50 м — на 7%. Если в прибрежной части склона с абразией можно связать 75% выявленных оползневых смещений (исторических), то в 320—450 м от береговой линии — всего лишь 17—23%. Для участка Доломиевского оползня в течение последних 20 лет не отмечено оползневых смещений в нижней части склона; они довольно активны в средней и верхней частях оползня. Абразия на участках оползней «Спутник», Восточно-Ливадийской, Золотой пляж, Массандровский проявляется только в прибрежной полосе до 50 м; здесь она играет первостепенную роль.

Эрозия. Речная и овражная эрозия приводит к образованию крутых (до 40—50°) и высоких (до 35 м) склонов в современном рельефе, к созданию в основаниях склонов зон повышенных скальвающих напряжений, величина которых превышает прочность пород в зонах ослабления. Скорость глубинной эрозии в породах таврической серии достигает 5 см/год. На оползневых склонах эрозия способствует активизации опол-

знего процесса. К бортам оврагов приурочены небольшие по объему оползни блокового типа, сплывы и оплывины.

Зонально-климатические условия проявляются в формировании волнового режима, поверхностного стока, а следовательно, в изменении уровня грунтовых и подземных вод в породах, вскрытых склонами; в скорости выветривания пород и интенсивности развития процессов эрозии. Количество осадков в пределах региона изменяется с высотой склонов от 1026 мм на поверхности Яйлы до 404 мм в нижних частях склона. На уровне моря наибольшая сумма годовых осадков наблюдается в Алушке (748 мм), здесь же наиболее четко прослеживается связь активизации развития поверхностных оползней с атмосферными осадками. К западу и к востоку от Алушки количество осадков убывает: в Симеизе до 555,2 мм, в Ялте до 544 мм, в Алуште до 404 мм. В отдельные годы сумма осадков почти вдвое больше многолетней нормы. Так, в Ялте годовая сумма осадков в 1939 г. составила 1026,9 мм, или 180% годовой нормы, а в 1921 г. — 284,4 мм, или 51% нормы. С периодами максимального количества осадков связаны катастрофические оползневые смещения в пределах всего региона, в засушливые сезоны наблюдается резкое уменьшение поверхностных смещений. Около 60% оползней региона можно объяснить атмосферными осадками. Скорость выветривания аргиллитов и песчаников на склонах южной экспозиции с крутизной 25° и выше равна 4,5 м/год, а на склонах крутизной $1-2^{\circ}$ — 1 см/год.

Большая высота и крутизна оползневых склонов. Эти два взаимосвязанных показателя играют существенную роль в интенсивности развития оползней. В пределах склонов с высотой 400, 480 м (оползни «Спутник» и Доломиевский) и средней крутизной 12° встречены оползни максимальной мощности, объема и интенсивности многократных повторных подвижек. Эти показатели уменьшаются на участках со склонами высотой 200—190 м (оползни Восточно-Ливадийский, Золотой пляж, Авундийский), 110 м (оползень Чукурларский) и 50—60 м (оползни Массандровский и Желтышевский).

Активизация оползней, вызванная хозяйственной деятельностью человека, происходит под воздействием пригрузки или подрезки склонов, обнажения горных пород при подрезках склонов, приводящего к усилению выветривания, сотрясения от движущегося транспорта, работы механизмов, массовых строительных взрывов, обводнения пород за счет поливов виноградников и утечек из различных водонесущих коммуникаций, за счет неорганизованного сброса на оползни поверхностных вод.

Установленные для Южного берега Крыма особенности образования оползней полностью подтверждают справедливость закономерностей развития оползневого процесса, сформулированных в предыдущих главах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение региональных и зональных особенностей оползневых процессов в рассмотренных регионах позволило установить следующие основные особенности оползней для равнинных, предгорных и горных областей.

В равнинных областях особенности формирования склонов в первую очередь обусловлены значительно меньшей по сравнению с предгорными и горноскладчатыми областями интенсивностью новейших и современных подвижек структурных блоков, а также весьма низкой сейсмической активностью. Влиянием сейсмичности при прогнозе развития оползней на этих склонах можно пренебречь. В равнинных областях вследствие малой интенсивности тектонических движений породы имеют меньшую степень уплотненности. Это предопределило повышенную способность пород к размыву под воздействием поверхностных вод, а для песчаных и супесчаных отложений — также и их суффозионную неустойчивость. Многие разновидности глинистых пород, оказавшихся в зоне выветривания вблизи поверхности склонов, под влиянием увлажнения набухают, что способствует развитию пластических и вязкопластических деформаций. Другая характерная особенность глинистых грунтов — наличие в них нередко включений пирита, кристаллов и друз гипса, которые при взаимодействии с водой выщелачиваются, что приводит к разуплотнению пород и к образованию зон ослабления.

Оползни на равнинных территориях образуются преимущественно на склонах речных долин, а также на склонах оврагов. В подавляющем большинстве случаев поверхности смещения оползней на этих склонах приурочены к слабым глинистым прослоям мягко- и текучепластичной консистенции, к поверхностям напластования и лигнитизированным прослоям. Поверхности смещений обычно горизонтальные или пологонаклонные.

Интенсивное развитие оползней наблюдается на участках, наиболее поднятых в этапы новейших (в том числе современных) дифференцированных тектонических движений. В речных долинах оползни формировались преимущественно на подмываемых правобережных склонах, так как в ходе формирования долин эти склоны смещались, как правило, вправо относительно направления течения реки. За новейший этап тектонических движений правобережные склоны на некоторых участках отступили на расстояние до 20 км. Отступление склонов сопровождалось развитием оползней на их поверхности. Вследствие указанного постоянного перемещения правобережные речные склоны в настоящее время имеют почти повсеместно голоценовый возраст (Q_{IV}). Участки более древних склонов с древними оползневыми накоплениями встречаются редко: там, где склоны примыкают к останцам правобережных аллювиальных террас и там, где современная долина реки пересекает поперечные к ней долины древних притоков. Древние оползни изредка сохраняются на правобережных речных склонах также на участках, на которых вследствие непрерывных тектонических поднятий русло реки в течение двух-трех последних эпох почти не изменяло своего планового положения или

сместились незначительно. Например, в Ульяновске (несколько севернее центра города), где в результате продолжающегося со второй половины верхнего плейстоцена тектонического поднятия поймы и I надпойменная терраса Волги очень узкие, на правобережном волжском склоне на участке в 0,3 км южнее Пролетарского спуска сохранился останец верхнеплейстоценового оползня.

На морских побережьях в пределах равнинных областей формирование оползневых склонов в первую очередь обусловлено структурно-тектоническими условиями. Эти побережья располагаются в пределах платообразных низменностей, на месте которых структурные блоки испытывают в новейший этап неравномерные дифференцированные устойчивые опускания со скоростью от 1 до 10 мм в год. Опускание структурно-тектонических блоков вызывает отступление берега моря, сопровождающееся развитием абразии. Наиболее интенсивно берег отступает на участках с большей скоростью опусканий.

Абразия на морских береговых склонах в равнинных областях относится к числу основных факторов формирования новых оползней и активизации ранее образовавшихся оползней, находившихся в состоянии временной стабилизации. Этот процесс способствует возникновению в приповерхностных зонах массивов пород, слагающих нижние части склонов, больших градиентов напряжений (величины которых могут достигать 10—12 МПа). Если в основании таких склонов залегают глинистые грунты с прочностью на раздавливание 4—5 МПа, здесь формируются деформации пластические, сжатия и выдавливания.

Значительное влияние на формирование оползневых склонов в пределах таких территорий оказывает донная абразия, которая размывает морское дно и гряды выдавливания. Установлено, что при незначительном волнении смываются пески, а при шторме 5 баллов — галечники. При волнении оползневые гряды, сложенные плотными глинами, исчезают в течение суток, а при штиле в профиле дна следы гряд сохраняются 3—4 месяца. Для склонов берега моря выявлена отчетливая связь между подвижками оползней и разрывом клифа.

Лиманная абразия выражена значительно слабее, чем морская. Она развита на участках, где урез воды сопрягается с относительно высокими (более 15 м) и крутыми (более 20°) склонами лиманов. Этот процесс активизируется при высоких уровнях воды в лиманах, вызывая усиление оползневого процесса.

Неравномерные дифференцированные новейшие и современные тектонические перемещения структурных блоков в приморских равнинных областях происходят по крупным глубинным разломам и разрывам. Эти движения создают ступенчатость в продольных профилях береговых склонов. При прочих равных условиях максимальное количество оползней отмечается в пределах наиболее поднятых структурных блоков (например, в Одессе — для блоков с отметками плато более 40 м; на месте блоков с отметками плато 15—35 м современные оползни развиты незначительно).

Территории предгорных областей, включающие речные долины в пределах краевых частей древних платформ и предгорных прогибов, характеризуются интенсивными новейшими тектоническими глыбово-блоковыми перемещениями со скоростью до 10 мм/год. Разнонаправленные движения структурно-тектонических блоков вызывают на этих территориях интенсивное развитие процессов эрозии, формирование высоких (до 300 м) и довольно крутых (в среднем 25—35°) склонов. Амплитуды максимальных поднятий этих территорий составляют 350—400 м, опусканий — 500 м. Участками наиболее сильного проявления оползневых про-

цессов являются структурные блоки с максимальной скоростью поднятий. Оползни имеют также большое распространение на границах двух смежных структурно-тектонических блоков, испытывающих либо разнонаправленные, либо однонаправленные, но разной скорости движения.

Предгорные области характеризуются высокой сейсмической активностью. Например, для территории Кодр Молдавской ССР одно 8—9-балльное землетрясение происходит в среднем 1 раз в 17 лет, одно 7-балльное — в 12,5 лет, одно 6-балльное — в 8 лет, одно землетрясение силой менее 6 баллов — 1,3 раза в год. Упругие сейсмические волны действуют как силовой фактор, который может вызвать, в частности, разжижение водонасыщенных дисперсных грунтов, вскрываемых склонами, с образованием оползней. Сейсмичность приводит также к резкому снижению прочности структурных связей за счет увеличения трещиноватости массива пород. Установлено, что супесчано-глинистые или песчано-глинистые элювиальные образования, имеющие на этих территориях значительные мощности (до 30 м), обладают малыми величинами акустической жесткости. Поэтому при землетрясениях в них создаются большие скорости колебания частиц (до 100 см/с), что способствует возникновению оползней.

Основными зонами ослабления и обводнения в массивах пород являются крупные тектонические трещины с зонами расщелачивания и повышенной трещиноватости, а также литогенетические трещины. К этим зонам в большинстве случаев приурочены поверхности смещения оползней скольжения. Оползни приурочены к присклоновой зоне весьма интенсивного выветривания и разгрузки пород, мощность которой достигает 30 м. Оползневые склоны имеют в основном верхнечетвертичный и современный возраст.

В горно-складчатых областях при формировании оползневых склонов морских побережий особо резко проявляется связь интенсивности и режима неотектонических перемещений с объемами и интенсивностью оползней. Активизация оползневых смещений приурочена к этапам активизации дифференцированных разнонаправленных тектонических перемещений структурных блоков. Для Южного берега Крыма обособляются пять таких этапов. Первый приурочен к верхнеэоценовому или к среднечетвертичному времени. Амплитуда поднятий приморских структурных блоков составила на этом этапе 120—400 м. Высокие и крутые склоны в это время осложнялись крупными и выдержанными депрессиями, с которыми связаны оползни большой интенсивности развития и грандиозного объема. Суммарная мощность оползней на указанном этапе достигала 120 м.

Второй этап активизации развития оползневых склонов приходится на первую половину верхнечетвертичного времени, а для участков, где первый этап начался в верхнем неогене, — на первую половину нижнечетвертичного времени. Амплитуда поднятий прибрежных блоков составила около 60 м, а мощность оползней — около 55 м. Третий этап активизации отмечен во второй половине верхнечетвертичного, редко — в первой половине среднечетвертичного времени; амплитуда поднятий блоков составляла в среднем 50 м, а мощность оползней — 30 м. Четвертый этап развития оползневых склонов начинается на большинстве территорий в первую половину голоценового времени, а пятый — повсеместно во вторую половину голоценового времени.

Дифференцированные разнонаправленные перемещения структурных блоков создали ступенчатый профиль склонов: крутые части (уклон 30°) сменяются пологими (уклон 3°). Наибольшая интенсивность оползней происходит на крутых участках. За счет детрузивного воздействия эти смещения вызывают оползни и на пологих участках склонов.

Оползневые склоны Южного берега Крыма находятся на территории, где имеются тектонические разрывы, субпараллельные и субперпендикулярные направлению склонов. Наиболее крупные по объему и по площади оползни образованы на участках, где склоны вскрывают пересечения разрывных нарушений, субпараллельных и субперпендикулярных склону; здесь же отмечена и максимальная для этой территории интенсивность проявления оползней. На участках разрывов, субперпендикулярных направлению склона, встречены малые по объему и площади оползни-потоки, сплывы и оплывины.

Основными зонами ослабления массивов пород горно-складчатых областей являются трещины-смещители разрывных нарушений. Они отчленяют блоки пород от основного массива, являются путями движения подземных вод и локальными участками развития дополнительных сил гидродинамического и гидростатического давления воды.

Для горноскладчатых областей морских побережий характерна высокая сейсмическая активность. Это, как правило, зоны 7–8-балльных землетрясений, а особые грунтовые условия склонов этих областей повышают их сейсмичность на 1–2 балла по сравнению с фоновой. Она проявляется в основном в масштабе геологического времени. Максимальный эффект от сейсмических упругих волн наблюдается при условии совпадения по времени землетрясений с периодами затяжных или ливневых водообильных дождей и морских штормов балльностью более 4.

Значительное влияние на развитие оползневых склонов названных областей оказывает волновой режим моря. Установлено, что в историческом плане донный размыв грунтов незначителен на участках, где оползни смещались к более низкому уровню моря; здесь преобладает размыв оползневых накоплений, за счет чего образовались клифы высотой от 3–16 до 30–60 м и крутизной 50–70°. Для всех оползневых склонов морских побережий горно-складчатых областей характерны практически полное отсутствие или же наличие узких (5–15 м) пляжей, вдольбереговой перенос пляжевого материала и приглубый берег. Эти особенности природных условий создают благоприятные возможности для размыва берегов штормовыми волнами балльностью 4 и более. Причем абразия вызывает активизацию оползней только в прибрежной полосе шириной 50–100 м, где она играет первостепенную роль в нарушении устойчивости склонов.

Объемы гравитационных смещений на склонах речных долин горно-складчатых областей во многом определяются порядком разрывных нарушений, вскрытых склонами, и их ориентировкой по отношению к простиранию склонов. В зонах глубинных разломов I и II порядков, субпараллельных склону, оползни, оползни-обвалы и обвалы могут формироваться в пределах зон слабой разгрузки и слабого линейного выветривания с глубиной захвата до 250 м. Объемы одновременных обрушений здесь достигают несколько сот млн. м³. Они, как правило, приурочены к верхним частям склонов высотой 1000–1700 м, имеющих олигоцен-нижнечетвертичный или среднечетвертичный возраст. В смещение могут быть вовлечены и водораздельные части склонов. Поводом к их образованию служат землетрясения в 8–10 баллов, имеющие в зонах глубинных разломов большую повторяемость ($A_0 = 12$). Количество таких явлений невелико и составляет около 0,5% от общего числа зарегистрированных обрушений в пределах горных областей Советского Союза.

В зонах влияния разрывов III и IV порядков, субпараллельных склону, оползне-обвальные процессы развиваются в зонах интенсивной разгрузки и выветривания пород и имеют глубину захвата до 60 м. Их объемы дости-

гают нескольких сот тысяч и первых млн. м³. Обвальнo-оползневые процессы, формирующиеся в зонах влияния пересекающихся между собой разрывов порядков III и IV или глубинных разломов порядков I и II, также приурочены к зонам интенсивной разгрузки и выветривания пород с глубиной захвата до 120 м. Их объемы составляют первые млн. м³. В зонах влияния отмеченных нарушений, субперпендикулярных склону, а также в зонах пересекающихся разноориентированных и разной крутизны разрывов порядков V и VI смещения имеют глубину захвата интенсивно выветрелых и полностью разгруженных пород от 1–2 до 20 м. По объему здесь преобладают обрушения в тысячи и десятки тысяч м³.

Зонально-климатические особенности оползневого процесса для рассматриваемых регионов проявляются в основном применительно к вязкопластическим оползням (спльвам, оползням-потокам, оплывинам), в меньшей мере — к повторным смещениям блоковых оползней скольжения. Эти особенности выражаются в сезонных отличиях периодов активизации оползневых подвижек. Если в зоне умеренного климата вязкопластические и повторные блоковые оползни активизируются преимущественно весной (после снеготаяния) и менее значительно осенью (во время осенних дождей), то в субтропической зоне (Южный берег Крыма и Черноморское побережье Кавказа) наиболее активное развитие оползней названных типов приурочено к зимне-весенним периодам, отличающимся обильным выпадением дождевых осадков.

В горных областях формирование оползней в значительной мере зависит от вертикальной климатической зональности. На Южном берегу Крыма с такой зональностью связано неравномерное распределение атмосферных осадков. Их количество изменяется более чем в два раза по мере увеличения высоты рельефа, что обуславливает неравномерность увлажнения пород на склонах с разными отметками поверхности и приводит к соответствующим изменениям количества оползневых смещений.

Заслуживают внимания также *особенности воздействия некоторых факторов оползнеобразования*.

Во всех регионах четко прослеживается зависимость механизма, размеров и повторяемости во времени оползней от геологического строения склонов (литологии, тектонических условий), а также от характера и степени их обводненности.

Обводнение пород за счет подземных вод и инфильтрации атмосферных осадков преимущественно влияет на развитие вязкопластических и суффозионных оползней, а также повторных блоковых смещений, возникающих в толще ранее образовавшихся оползневых накоплений; менее существенно воздействие указанного фактора на формирование оползней срезания. Подземные воды оказывают весьма значительное силовое воздействие при крупных блоковых подвижках, развивающихся с захватом имеющихся на склонах оползневых накоплений. Примером могут служить повторные блоковые оползни скольжения в Поволжье (в том числе в районе Ульяновска) и оползни выдавливания Одесского побережья. Как показал анализ, при расчете устойчивости таких оползней необходимо учитывать проявление фильтрационных сил во всем объеме оползневого тела ниже уровня грунтовых вод.

Речная эрозия и абразия являются ведущими факторами формирования береговых склонов и развития оползней на их поверхности. Однако на уже образовавшихся крутых склонах появление оползней, в том числе блоковых, в ряде случаев продолжается и по истечении весьма длительного периода (иногда соизмеримого с продолжительностью геологической эпохи) после прекращения эрозионной (или абразионной) подрезки релье-

фа. Можно привести два примера. Первый — крупный блоковый оползень Быковец (Молдавия), при смещениях которого в 1967 и 1973 гг. оползневые склоны выдвинулись на примыкающую к основанию склона давно сформированную широкую пойму р. Бык. Примечательно, что при каждом из таких смещений в голове этого оползня у бровки склона от массива пород, ранее не затрагивавшегося оползневыми деформациями, отчленился новый оползневый блок. Второй пример — развивающийся в настоящее время блоковый оползень срезания, захвативший уступ лёссового плато в г. Киев на центральном участке Днепровского склона у его бровки (у музыкальной раковины). С низовой стороны к названному уступу примыкает пологая ступень рельефа; в течение всей современной эпохи на этой ступени в полосе, прилегающей к уступу, не было ни оползневых деформаций, ни эрозионного воздействия, которое могло бы вызвать увеличение крутизны прибровочного уступа.

Во всех рассмотренных регионах отмечены случаи влияния инженерно-хозяйственной деятельности на активизацию ранее имевшихся и появление новых оползней. Оползневые подвижки возникали в основном в результате ухудшения водного баланса склонов (вследствие нарушения естественного поверхностного стока, распашки земель, вырубания леса, увеличения обводненности за счет полива сельскохозяйственных угодий и утечек из водонесущих коммуникаций на застроенных площадях) и из-за подрезок рельефа выемками, реже — вследствие пригрузки склонов (сброс грунта на головные части оползней).

Характеристика общих закономерностей и региональных особенностей оползневого процесса, приведенная в данной книге, дает возможность более полно оценивать инженерно-геологические условия оползневых склонов и увеличивать достоверность прогноза развития оползней в рассмотренных регионах. Это в свою очередь позволяет находить наиболее рациональные способы осуществления противооползневой защиты с учетом специфики природной обстановки и ожидаемых антропогенных (техногенных) воздействий и повышать тем самым надежность строительства на оползневых склонах и качество проектов хозяйственного освоения оползнеопасных территорий.

ЛИТЕРАТУРА

Аксентьев Г.Н. Работы Одесской противооползневой станции в области изучения изменчивости берегов северо-западной части Черного моря. — Сб. работ Ин-та океанологии АН СССР, 1955, № 4.

Билинкис Г.М. Неотектоника Молдавии и смежных районов Украины. Кишинев: Штиинца, 1971.

Гольдштейн М.Н., Тер-Степанян Г.И. Длительная прочность глин и глубинная ползучесть склонов. — В кн.: Материалы к IV Междунар. конгр. по механике грунтов и фундаментостроению. М.: Изд-во АН СССР, 1957.

Горецкий Г.И. Аллювиальная летопись великого пра-Днепра. М.: Наука, 1970.

Гулакян К.А., Кюнтцель В.В. Классификация оползней по механизму их развития. — В кн.: Вопросы изучения оползней и факторов, их вызывающих. М., 1970. (Тр. ВСЕГИНГЕО; Вып. 29).

Дедков А.П. Некоторые результаты изучения древних галечников правобережья Средней Волги. — В кн.: Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа, 1962, т. 1.

Демчишин М.Г., Лапинский В.П. Проявление экзогенных геологических процессов в рельефе Киевского плато на современном этапе. — В кн.: Инженерно-геологические свойства грунтов и характеристика геодинамических процессов. Киев: Наук. думка, 1979.

Дранников А.М. Оползни: типы, причины образования, меры борьбы. Киев: Укргипросельстрой, 1956.

Ерыш И.Ф. Механизм типичных оползней Крыма и вопросы стационарного их изучения: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1980.

Золотарев Г.С. Выветривание глинистых пород Поволжья и его влияние на устойчивость природных откосов. — Сов. геология, 1948а, № 35.

Золотарев Г.С. Новые данные об оползнях Поволжья. — В кн.: Опыт и методика изучения гидрогеологических и инженерно-геологических условий крупных водохранилищ. М.: Изд-во МГУ, 1959, ч. 1.

Золотарев Г.С. О возрасте древних оползней и стадиях формирования

оползневых склонов Поволжья. — Вопр. теорет. и прикл. геологии, М., 1948б, № 6.

Золотарев Г.С. Значение геологических факторов в формировании берегов водохранилищ. — В кн.: Тр. 7-го Байк. науч.-координац. совещ. по изуч. берегов водохранилищ. М., 1961, т. 1.

Золотарев Г.С. Инженерно-геологическая классификация гравитационных явлений и склонов. — В кн.: Инженерно-геологическое изучение обвалов и других гравитационных явлений на горных склонах. М.: Изд-во МГУ, 1969.

Инженерно-геологический анализ применения противооползневых мероприятий на Черноморском побережье Крыма и Кавказа/М.К. Рзаева, И.О. Тихвинский, М.П. Самохвалова и др. М.: Стройиздат, 1976.

Киселева З.Т. Инженерно-геологическая оценка эффективности противооползневых сооружений в г. Ульяновске. — В кн.: Материалы к IV конф. мл. науч. сотр. ПНИИИС. М., 1959.

Климат Киева/Под ред. Л.И. Сакали. Л.: Гидрометеиздат, 1980.

Корженевский И.Б. К вопросу о классификации оползневых явлений Южного берега Крыма. — Тр. Одес. ун-та, 1960, т. 150, вып. 7.

Котлов Ф.В. Типы одесских оползней, условия и факторы их образования. — В кн.: Тр. ПНИИИС, 1971, т. 7.

Курдюмов Д.В. Симбирские оползни, разрушающие город, и борьба с ними. Симбирск, 1921.

Леваднюк А.Т. Основные пути предотвращения эрозийных и оползневых процессов. — В кн.: Эрозийные и оползневые процессы на территории Молдавии. Кишинев, 1978а.

Леваднюк А.Т. О трех типах оползней. — В кн.: Проблемы географии Молдавии. Кишинев, 1978б, вып. 3.

Муратов М.В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М.: Госгеолтехиздат, 1960.

Муратов М.В., Цылина И.М. К вопросу о роли новейших тектонических движений в развитии оползневых процессов на ЮБК. — В кн.: Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. М.: Изд-во МГУ, 1969.

Науменко П.Н. Условия формиро-

вания и инженерно-геологическая характеристика оползней черноморского побережья г. Одессы. — В кн.: Оползни черноморского побережья Украины. М.: Недра, 1972.

Никитин С.Н., Лутугин Л.Н., Богосповский Н.А. Отзыв Комиссии, командированной Геологическим комитетом для осмотра оползней под г. Симбирском. — Изв. Геол. ком., 1904, № 5/6 (протоколы).

Оползни Среднего и Нижнего Поволжья и меры борьбы с ними/Е.В. Милановский и др. М.; Л.: Гл. ред. строит. лит., 1935.

Орлов С.С., Тимофеева Т.А. Геодинамические процессы в Молдавии и борьба с ними. Кишинев: Штиинца, 1974.

Орлов С.С., Устинова Т.И. Оползни Молдавии. Кишинев: Карта Модовеняскэ, 1969.

Павлов А.П. Оползни Симбирского и Саратовского Поволжья. — В кн.: Материалы к познанию геологического строения Российской империи. М.: МОИП, 1903, вып. 2.

Петрова Л.П. К теории формирования оползней в глинистых породах: Вопросы инженерной геологии. — В кн.: Докл. сов. ученых на Междунар. конгр. междунар. ассоц. инженеров-геологов. М.: Наука, 1970.

Прока В.Е., Синявский П.В. Интенсификация оползней на территории Молдавии. — В кн.: Проблемы геофизики Молдавии. Кишинев, 1973, вып. 3.

Пучков С.В. Закономерности колебания грунта при землетрясениях. М.: Наука, 1974.

Рзаева М.К. Об инженерно-геологических типах оползней. — В кн.: Инженерные изыскания для строительства. М., 1969. (Сер. 11, Реф. сб. 1).

Розозин И.С. Оползни г. Ульяновска и опыт борьбы с ними. М.: Изд-во АН СССР, 1961.

Розозин И.С., Киселева З.Т. Оползни Ульяновского и Сызранского Поволжья. М.: Наука, 1965.

Руководство по инженерно-геологическим изысканиям в оползневых районах/М.К. Рзаева и др. М.: Стройиздат, 1966.

Садов А.В., Ревзон А.Л. Изучение активизации оползневых процессов при региональных исследованиях. — Разведка и охрана недр, 1976, № 6.

Сергеева Н.С. Анализ влияния природных факторов на развитие оползневых процессов и прогноз его активизации в центральной части Русской плат-

формы: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: 1980.

Степанов В.В. Влияние повышения уровня воды в Одесских лиманах на геоморфологические особенности оползневых склонов их долин. — В кн.: Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР, Киев: Изд-во КГУ, 1967, вып. 1.

Сухов И.М. Разломно-блоковая тектоника междуречья Днестр—Прут и ее значение для познания геологического строения области: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Кишинев, 1969.

Тихвинский И.О. Опыт составления инженерно-геологической карты района г. Ульяновска. — В кн.: Материалы совещаний по проблеме районирования и картирования. М.: Изд-во МГУ, 1962.

Тихвинский И.О. Развитие оползней при переработке берегов в г. Ульяновске: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1965.

Тихвинский И.О. О влиянии гидравлических сил на формирование повторных подвижек крупных оползней в г. Ульяновске. — Тр. ПНИИИС, 1972, т. 16.

Тихвинский И.О. Оценка устойчивости волжского склона в г. Ульяновске историко-геологическим и расчетными методами. — В кн.: Инженерные изыскания в строительстве. Сер. XV. Реф. информ. М., 1977, вып. 7 (60).

Ткач В.И. О влиянии гидрогеологических условий и атмосферных осадков на развитие оползневых процессов. — В кн.: Оползни и борьба с ними. Кишинев: Штиинца, 1974.

Фролов Н.М. Подземные воды западной части Причерноморского артезианского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1961. (Тр. ЛГГП; Т. 38).

Чужмир А.А., Цветаев К.П. Практика укрепления берегов Черного моря. — Трансп. стр-во, 1967, № 3.

Щуринов В.И. Изменение состава, состояния и свойств нижнемеловых глин при выветривании. — ДАН СССР, 1945, т. 49, № 5.

Шадунц К.Ш. Оползней Молдавии и борьба с ними. Кишинев: Карта Модовеняскэ, 1963.

Шешеня Н.Л. Инженерно-геологическая характеристика песчаников и известняков Южного берега Крыма. — Сб. НСО, 1968, № 6.

Ячевский Л.А. Отчет о поездке для осмотра Симбирского оползня. — Известия Геол. ком., 1916, № 7.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
<i>Глава 1</i>	
Оползни на территории г. Киев	5
Общие сведения	5
Локальные особенности формирования оползней	15
Региональные закономерности развития оползневой процесса	25
<i>Глава 2</i>	
Оползни склона правого берега Волги в г. Ульяновск	28
Общие сведения	28
Особенности формирования оползней на различных участках берегового склона	31
Региональные закономерности оползневой процесса на склоне правого берега Волги	42
<i>Глава 3</i>	
Оползни г. Одесса	46
Общие сведения	46
Особенности формирования и активизации оползней на типичных участках	51
Регионально-геологические и зонально-климатические закономерности формирования оползней на территории Одессы	61
<i>Глава 4</i>	
Оползни на территории Кодр в Молдавской ССР	65
Общие сведения	65
Особенности формирования и активизации оползней на территории Кодр	70
Регионально-геологические и климатические закономерности формирования оползней на территории Кодр	78
<i>Глава 5</i>	
Оползни на южном берегу Крыма	83
Общие сведения	83
Особенности формирования оползней на типичных участках	88
Регионально-геологические и зонально-климатические закономерности формирования оползней на склонах Южного берега Крыма	112
Заключение	117
Литература	123

Николай Логвинович Шешеня
Игорь Олегович Тихвинский

**ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ
И ЗОНАЛЬНО-КЛИМАТИЧЕСКИЕ
ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ОПОЛЗНЕЙ**

*Утверждено к печати
Научно-техническим советом Производственного
и научно-исследовательского института
по инженерным изысканиям
в строительстве Госстроя СССР*

*Редактор издательства Б.С. Шохет
Художник Н.Н. Якубовская
Художественный редактор М.В. Версоцкая
Технический редактор М.К. Серегина
Корректор Р.Г. Ухина*

Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27832

Подписано к печати 30.10.84, Т — 14692
Формат 60 × 90 1/16. Бумага офсетная № 2
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 8,0. Усл.кр.-отт. 8,2. Уч.-изд.л. 10,4
Тираж 700 экз. Тип. зак. 1925
Цена 1 р. 60 к.

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

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

**ГОТОВЯТСЯ К ИЗДАНИЮ
СЛЕДУЮЩИЕ КНИГИ:**

Антарктика, вып. 24. 20 л. 3 р.

В статьях сборника содержатся новые сведения о циркуляции атмосферы над южным полушарием. Ряд из них посвящен геологическим исследованиям и геологическому дешифрированию космических фотоснимков. Приводятся новые данные о скорости аккумуляции осадков, плотности льда и его свойствах. Рассматриваются вопросы циркуляции океана, распределения и сезонного состояния планктона в зависимости от гидрологических условий, а также вопросы психологической адаптации полярников.

Для специалистов, занимающихся исследованиями по различным отраслям науки в Антарктике.

Геология и геоморфология шельфов и материковых склонов. 20 л. 3 р.

На основании обширного фактического материала рассматриваются проблемы изучения шельфа. Освещаются вопросы рельефо- и осадкообразования, морфоструктурное строение и эволюция шельфов и материковых склонов различных климатических зон. Особое внимание уделено изучению Арктического шельфа, а также методическим работам по геолого-геоморфологическому картированию, что имеет большое значение для научных и производственных организаций, занимающихся освоением природных ресурсов прибрежно-шельфовых зон.

Для геологов, океанологов, палеогеографов.

Клиге Р.К. Изменение глобального водообмена. 18 л.
2 р. 70 к.

В монографии рассматриваются основные закономерности многолетних изменений режима природных вод на земной поверхности в результате влияния на них колебаний климата и антропогенного фактора. Рассчитана многолетняя динамика составляющих глобального водообмена за период с 1884 по 1975 г. Установлено сокращение водных ресурсов суши в размере 316 м^3 в год, из которых 60 за счет уменьшения объема ледников, 30% — подземных вод и 10% — озер.

Для гидрологов, гидрогеологов, океанологов, климатологов, географов.

Заказы просим направлять по одному из перечисленных адресов магазинов "Книга — почтой" "Академкнига"

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97

370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13

374001 Душанбе, проспект Ленина, 95

252030 Киев, ул. Ленина, 42

443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2

197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская ул., 7

117192 Москва, Мичуринский проспект,

12

630090 Новосибирск, Академгородок,
Морской проспект, 22

620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137

700029 Ташкент, ул. Ленина, 73

450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10

720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского,
42

310003 Харьков, ул. Чернышевского, 37

1р. 60 к

4389

