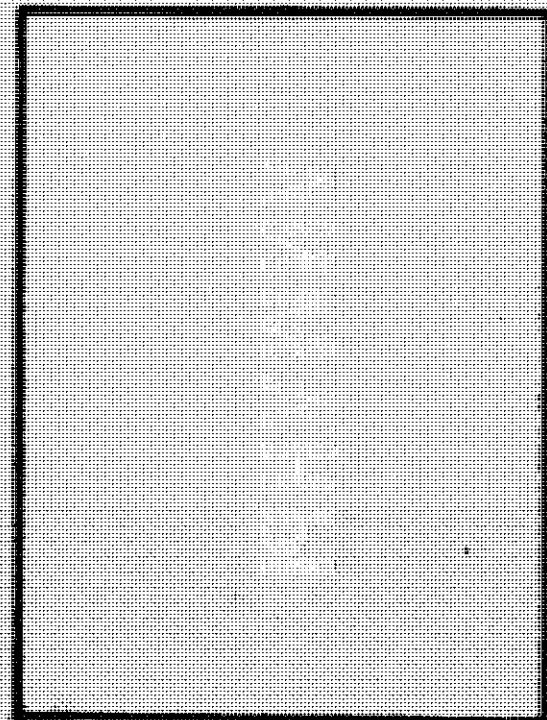
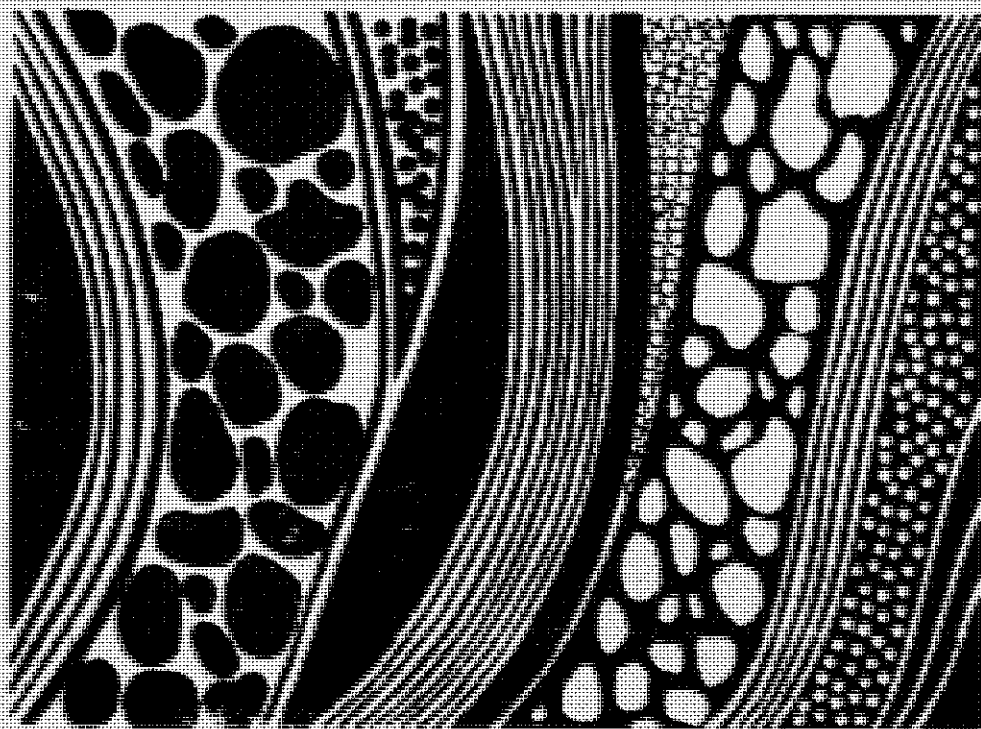


ГЕОЛОГИЯ ШЕЛЬФА УССР



ГЕОЛОГИЯ ШЕЛЫФА УССР

ГЛАВНЫЙ РЕДАКТОР

Е. Ф. ШНЮКОВ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

В. К. ГАВРИШ, Н. А. ГАРКУША,

П. Ф. ГОЖИК, Д. Е. МАКАРЕНКО

(зам. главного редактора),

В. И. МЕЛЬНИК (зам. главного редактора),

Л. И. МИТИН, Д. Е. ПАНЧЕНКО

(секретарь),

О. Г. СИДЕНКО, Ю. В. ТЕСЛЕНКО,

И. И. ЧЕБАНЕНКО, А. В. ЧЕКУНОВ

НАУКОВА ДУМКА

ЛИМАНЫ

Ответственные редакторы
Н. А. ГАРКУША, П. Ф. ГОЖИК



КИЕВ 1984

Геология шельфа СССР. Лиманы / Молодых И. И., Усенко В. П., Палатная Н. Н. и др. — Киев: Наук. думка, 1984 — 176 с.

Лиманы Причерноморья, как заливы Черного моря, всегда привлекали внимание исследователей возможностью получить уникальную информацию по последним страницам геологической истории. В связи с осуществлением грандиозного плана гидротехнического строительства в Причерноморье интерес к лиманам значительно возрос.

В монографии рассмотрено геологическое строение, стратиграфия, литология, инженерно-геологические свойства, условия формирования осадков, а также пути возможного использования лиманов в народном хозяйстве. Материалы монографии призваны служить основой для дальнейшего целенаправленного исследования в связи с проектированием ряда уникальных гидротехнических сооружений и в первую очередь комплекса Дунай — Днепр.

Для геологов, проектировщиков и всех лиц, интересующихся вопросами геологии, литологии, инженерной геологии лиманов Причерноморья.

Ил. 63. Табл. 27. Библиогр. с. 169—174 (164 назв.).

Авторы

И. И. МОЛОДЫХ, В. П. УСЕНКО,
Н. Н. ПАЛАТНАЯ, Н. И. КОЧУБЕЙ,
М. Ф. ПОЛОЖЕВЕЦ, П. Ф. ГОЖИК,
Н. А. ГАРКУША, В. Д. ПОНОМАРЕНКО,
В. С. МАРТЫНОВ, В. А. БОЛТИВЕЦ,
Ф. А. НОВОСЕЛЬСКИЙ, П. С. СЛИПЧЕНКО,
М. Ф. РОТАРЬ, В. М. ВОСКОБОЙНИКОВ,
Е. Г. КОНИКОВ, П. Н. НАУМЕНКО,
Э. Т. ПАЛИЕНКО, В. В. ОТЕЦЮК

Рецензенты

А. Ю. Митропольский, И. П. Зелинский

Редакция литературы о Земле

Г 1904040000-000
М221(04)-84 230-84

© Издательство «Наукова думка», 1984

Лиманы Причерноморья весьма многочисленны и разнообразны по природным условиям. Одни из них полностью отчленены от моря пересыпями, другие имеют периодическое, а третьи постоянное соединение с морем. Наблюдаемые различия определяются рядом факторов, главные из которых — направленность и скорость неотектонических движений, гидродинамика и обеспеченность наносами.

Лиманы со времени своего возникновения претерпели существенные изменения. Но если раньше лик лиманов изменялся под влиянием отмеченных выше факторов, то в настоящее время решающим становится антропогенный. Достаточно сказать, что гидрологические и гидрохимические характеристики лиманов, отчлененных от моря дамбами, значительно изменились. Дальнейшие изменения большинства лиманов связаны с их опреснением при гидротехническом строительстве, т. е. стоит вопрос о коренной перестройке экосистемы солоноватоводных водоемов. Необходимость прогнозирования дальнейших изменений лиманов под всевозрастающим влиянием хозяйственной деятельности человека делает публикацию монографии по лиманам очень своевременной. Для обоснованного прогноза крайне важно изучение истории лиманов, их эволюции во времени. Некоторые данные истории лиманов зафиксированы (с разной детальностью и достоверностью) в трудах историков и географов прошлого. Из всего многообразия сведений наибольший интерес представляют описания орогидрографии Причерноморья отца географии Геродота [42] и других древних писателей о Скифии и Кавказе [79]. Ранее (примерно 2400 лет назад) Бугского лимана в современном облике не было. На его месте располагалась заболоченная пойма Гипаниса (р. Юж. Буг). А р. Борисфен (Днепр), приближаясь к морю, соединялась с Гипанисом и впадала в лиман, который располагался не-

сколько западнее устья Бугского лимана. Эти данные хорошо согласуются с геологическими материалами, в частности с нахождением под современными илами прослоя торфа в районе сел Ковалевка — Гурьевка. Но это отрывочные сведения о заключительном этапе жизни лимана. Ранние этапы их жизни вырисовываются при тщательном изучении состава дольных отложений и заключенных в них органических остатков.

Изучение лиманов Причерноморья началось в глубокой древности и связано с плаванием греков во времена их расселения по берегам Черного моря. Вначале лиманы привлекали мореходов как удобные гавани для стоянки судов. Естественно, что уже тогда появляются описания наиболее важных из лиманов, составляются схематические зарисовки, некоторые из них дошли до наших дней. По мере освоения земель Причерноморья лиманы стали привлекать к себе внимание как объекты соледобычи. По существу их значение как источников соли уменьшилось лишь после начала промышленной разработки каменной соли. Однако исследования самих лиманов, состава рапы и условий ее формирования начались практически во второй половине XIX в., когда появились первые сведения о концентрации солей в лиманах Одесского района. К этому времени относятся и первые материалы по описанию самих лиманов.

Дальнейший интерес к лиманам вызван использованием илов в бальнеологических целях. В конце прошлого столетия выполняются исследования химического состава воды и илов (грязей), выясняется их распространение, появляются первые данные бурения. Обобщение этих материалов позволило Н. А. Соколову объяснить природу лиманов, а также подметить главную причину их происхождения — подъем уровня моря.

Благодаря исследованиям Н. А. Соколова, Н. А. Загоровского, Р. Юстуса, Р. Р. Виржи-ковского, Н. Л. Осаулenco, П. К. Замория, Н. Н. Карлова, В. В. Степанова и других было выяснено в общих чертах строение лиманов, а также определены основные этапы их развития. Вначале изучение лиманов носило узконаправленный характер и определялось запросами развивающихся солевых промыслов, бальнеологии. В дальнейшем интерес к ним возрос в связи с геологической съемкой, мостоостроительством и другими аспектами природопользования.

Новый размах исследований лиманов наступил в 70-е годы, когда началось интенсивное строительство различных гидротехнических сооружений, развитие поливного земледелия. Проектирование канала Дунай — Днепр потребовало выполнения специальных исследований по широкой программе. Одно то, что часть лиманов Северо-Западного Причерноморья предполагается отделить от моря дамбами, опреснить, повысить уровень, уже ставит перед учеными такой круг вопросов системного характера, ответ на которые можно получить посредством постановки специальных исследований многих научных коллективов. Лишь перечень вопросов, связанных с этой проблемой, занял бы несколько страниц. На-

помним о тех из них, которые в той или иной мере связаны с геологией: строение, стратиграфия, литология, условия формирования, нижнеперно-геологические свойства допных отложений, условия рассоления илов, переработка берегов водохранилищ, динамика аккумулятивных образований, инфильтрация и подтопление, активизация физико-геологических процессов, осадконакопление и распределение терригенного и биогенного материала. Вполне естественно, что освещение этих вопросов заняло бы не один том. Кроме того, некоторые из них в настоящее время лишь разрабатываются.

Основой для написания данной монографии послужили материалы изучения сотен скважин, пробуренных Укринпродхозом на акваториях лиманов, исследования Института геологических наук АН УССР, Одесского университета, Причерноморской экспедиции объединения Крымморгеология и других научно-исследовательских и проектных организаций.

При обработке материала и оформлении работы авторам помогали Э. Б. Савронь, Л. Е. Кошечая, А. К. Гранова, И. В. Воронова, И. С. Макриджичева, Г. М. Савицкая, О. С. Пузач, за что мы им искренне благодарны.

В оротографическом отношении территория, на которой развиты лиманы, относится к Причерноморской низменности и западной приморской части равнины Степного Крыма.

Причерноморская низменность характеризуется равнинной поверхностью, незначительным общим уклоном в южном направлении — к Черному морю. Имеющиеся отличия в уклонах земной поверхности связаны с проявлением неотектонических и современных вертикальных движений и действием флювиальных процессов. Выработанная речная сеть низменности имеет в целом веерообразный план, крупные реки сохраняют определенную субмеридиональную направленность.

Приморская часть Степного Крыма в пределах распространения лиманов слабо наклонена к западу и северо-западу. Гидрографическая сеть представлена выработанными балками в целом пиротного направления.

Согласно физико-географическому районированию территория распространения лиманов относится к Причерноморской южностепной провинции [141] и включает следующие физико-географические степные области: Дунайско-Днестровскую, Днестровско-Бугскую, Присивашско-Приазовскую и Равнинного Крыма.

ДУНАЙСКО-ДНЕСТРОВСКАЯ СТЕПНАЯ ОБЛАСТЬ

В Дунайско-Днестровской области выделяются следующие геоморфологические районы: а) аллювиально-дельтовая

низменная равнина Дуная; б) Сасыкская аллювиально-террасовая низменная равнина и в) Нижнеднестровская аллювиально-террасовая равнина. Поверхность районов имеет общий незначительный уклон к югу согласно наклону крупных тектонических блоков.

Речная и овражно-балочная сеть значительно (от 5—10 до 20—30 м) врезана в поверхность рассматриваемой низменной равнины. Глубина и густота вертикального и горизонтального расчленения увеличиваются в северном направлении и отчетливо дифференцированы в пределах различных блоков, испытывающих современные поднятия и опускания. Вертикальные движения во многом определяют интенсивность развития денудационных процессов.

Междуречные пространства преимущественно плоские. Их горизонтальные и слабоуклонные поверхности на участке р. Алкалия — Днестровский лиман, а также межозерья Ялпуг — Кагул — Катлабух существенно осложнены сотовидно размещенными в рельефе блюдцами, обычно от 40—50 до 100—300 м в поперечнике и глубиной от 1 до 3 м [84]. Склоны малых речных долин в балках асимметричны, днища плоские, с временными водотоками, в устьевых частях подтопляемые. Преобладают склоны крутизной 2—5°. Очень редко крутизна правых склонов долин главных рек (Когильник, Сарата, Хаджидер, Алкалия) составляет 5—15°, в их пределах отчетливо заметны следы линейной эрозии. Подножия склонов, как правило, осложнены делювиальными шлейфами.

Гидрографическая сеть представлена малыми реками Перушай, Когильник,

Сарата, Чилигидер, Хаджидер, Алкалия. Их долины подтоплены в устьевых частях. Здесь развиты участки абразионных дуг и формы вдольбереговой аккумуляции — косы, пересыпи.

Малые реки маловодны, их питание преимущественно снеговое. В засушливые месяцы большинство из них пересыхает, что связано с крайне незначительной долей подземного стока. Большая часть (до 80 %) годового стока приходится на весенний период. И хотя в сумме среднегодовой сток малых рек на несколько порядков ниже стока крупных [108], например, р. Днестр (7 млрд. м³/год), они являются одним из источников орошения и хозяйственно-питьевого водоснабжения. Реки отличаются значительной мутностью, составляющей в среднем 100—250 г/л. Максимальные значения (до 1 кг/л) наблюдаются весной и во время дождевых паводков [108]. Уклоны малых рек незначительны и составляют от 0,8 до 1,1 м/км, в связи с чем эрозионное воздействие водного потока на пойму и подножия склонов крайне незначительно.

Перечисленные черты поверхностного стока (маловодность, особенности режима твердого стока) определяют наряду с современными тектоническими опусканиями весьма интенсивное современное осадконакопление в пределах речных долин и акваторий лиманов. Малая скорость течения и повышенная мутность воды обуславливают [138] преимущественное отложение пойменного аллювия (супесей, суглинков).

Климат Дунайско-Днестровской области формируется под воздействием солнечной радиации и атмосферной циркуляции. Суммарная радиация достигает здесь 504 тыс. Дж (120 ккал/см²/год), а радиационный баланс — 226 тыс. Дж (54 ккал/см²/год). Атмосферная циркуляция играет основную роль в увлажнении и в значительной мере определяет температурный режим. Значительные отличия радиационного баланса суши и моря обуславливают особенности климата приморских районов. При суточных амплитудах температуры воздуха выше 6 °С почти вся береговая зона (ширина ее равна глубине внедрения в сушу лиманов) находится под влиянием бризовой циркуляции. Последняя сглаживает суточные колебания температуры, в результате чего уменьшается облачность и количество осадков и, следо-

вательно, увеличиваются радиационный баланс, суммарная радиация, влажность воздуха и скорость ветра. Этим и возрастающими абсолютными отметками местности к северу объясняется тот факт, что в приморских районах осадков выпадает меньше, чем в районах, удаленных от моря.

Годовое количество осадков составляет 370—400 мм. Максимум их приходится на май — июль. Летние осадки локальны по распространению, а их интенсивность нередко превосходит эрозионные показатели почв, что приводит, зачастую, к усилению процессов плоскостного смыва и линейной эрозии. Нередки также прохождения холодных фронтов с мощной конвективной облачностью. Грозовая деятельность наблюдается с апреля по октябрь.

Ветровой режим крайне изменчив, а, следовательно, его влияние на природную обстановку в бассейнах лиманов неодинаково. Так, ветры западного и северо-западного направлений содержат избыток влаги, восточные и юго-восточные, как правило, сухие. Последние достигают иногда большой силы, переходят в пыльные бури, наносят значительный вред сельскому хозяйству.

Однако влияние бездождных периодов, сопровождающихся высокими температурами, вызывающих сильные засухи, суховеи, пыльные бури, на данной территории несколько меньше, чем в остальных областях Причерноморской южнотеплой провинции, что объясняется поступлением влажных воздушных масс с запада. Этим в значительной мере выделяется территория Дунайско-Днестровской области среди других. Здесь наблюдается меньшая амплитуда суточных и годовых колебаний температуры воздуха, высокая относительная влажность, т. е. меньшая континентальность климата.

Почвенный покров Дунайско-Днестровской степной области неоднороден. Резко преобладают южные черноземы, переходные к обыкновенным, сформировавшиеся под разнотравно-злаковой растительностью. Наряду с общим господством несолонцеватых южных черноземов на междуречьях, почвенный покров долин рек отражает процесс вторичного засоления, что, очевидно, связано с поднятием уровня грунтовых вод.

Поймы рек, побережья лиманов, дельта Дуная отличаются своеобразием естественного растительного покрова, обу-

словливающего исключительное разнообразие животного мира, особенно орнитофауны и ихтиофауны.

ДНЕСТРОВСКО-БУГСКАЯ СТЕПНАЯ ОБЛАСТЬ

Лиманы данной области проникают в пределы суши намного дальше, чем лиманы предыдущей. Гидрографическая сеть здесь имеет в общем всеообразный план. Большинство речных долин приурочено к зонам глубинных и региональных разломов, различно отраженных в современном рельефе. Здесь впадают в Черное море, заканчиваясь одноименными лиманами, главные реки Украины — Днепр, Юж. Буг, Днестр.

Поверхность территории имеет слабый наклон в сторону Черного моря и заканчивается в береговой зоне отвесным уступом высотой от 20 до 50 м (включая устья рек). Наклон ее обусловлен неотектоническими и современными вертикальными движениями.

Междуречные пространства преимущественно плоские. На их горизонтальных и слабоуклонных поверхностях развиты поды, блюдца и западины [84]. Отдельные поды достигают 10—12 км в поперечнике, при глубине 3—5, реже 8 м [84]. В приморской части области многочисленны балки. Их склоны, как правило, симметричны, имеют крутизну от 5—15 до 15—35°, реже 2—5°, выпуклые и прямые, в устьевых частях выдуло-вогнутые [140].

Гидрографическая сеть представлена реками Барабой, Свиная, Дальник, Мал. и Бол. Куяльники, Бол. и Мал. Аджалык, Сычавка, Тилигул, Царега, Сосык, Березанка, Юж. Буг, Днепр. Уклоны главных рек составляют 1,0—1,6 м/км. Гидрологический режим большинства рек полностью определяется местными физико-географическими факторами. Исключения составляют Днепр, Днестр и Юж. Буг, режим которых носит транзитный характер.

Основные климатические показатели несколько отличаются от таковых для Дунайско-Днестровской области. Средняя суммарная радиация несколько ниже (492,0 тыс. Дж. в районе Одессы), а также несколько меньше среднегодовая сумма осадков (до 374 мм/год). Зимы холоднее. Существенны различия и в почвенно-растительном покрове. Прежде всего наблюдается довольно быстрая

смена одних почвенных разностей другими по направлению к морю. На северо-западе и севере области распространены обыкновенные малогумусные черноземы, которые сменяются южными малогумусными почвами мощностью 50—60 см с содержанием гумуса от 4 до 4,5 %. Вблизи моря простирается неширокая полоса южных солонцеватых черноземов, а в прибрежной зоне между Куяльником и Бугским лиманами развиты темно-каштановые слабо- и среднесолонцеватые почвы. В поймах и на нижних террасах речных долин распространены черноземно-луговые и луговые солончаковые почвы, а на пересыях и косах — хлоридно-сульфатные солончаки [140, 141]. Естественная растительность сохранилась в пределах крутых склонов, на морских берегах, пересыях и косах и характеризуется преобладанием многолетних ксерофитов.

ПРИСИВАШКО-ПРИАЗОВСКАЯ СТЕПНАЯ ОБЛАСТЬ

Присивашско-Приазовская область охватывает район Причерноморской низменности, примыкающий к Утлюкскому, Молочному и Сивашскому лиманам. Поверхность рассматриваемой территории равнинна со слабым уклоном в южном направлении. Она возвышается над уровнем моря на 40—50 м в северной части и на 5—10 м — на побережье Азовского моря. Это обусловлено общей тенденцией территории к опусканию и небольшой амплитудой неотектонических движений. В геоморфологическом отношении — это комплекс верхнеплиоценовых аллювиально-дельтовых и антропогенных морских террас, поверхность которых осложнена многочисленными подами и блюдцами [84]. Глубина и густота вертикального и горизонтального расчленения поверхности крайне незначительна. Лишь на побережье у абразионного уступа Азовского моря развиваются овраги.

Склоны речных долин и балок в общем короткие, долинам рек Молочная, Бол. и Мал. Утлюк, Ташенак свойственна правосторонняя асимметрия. Здесь на правых склонах нередко развиты овраги, а в долине р. Молочная — незначительные оползни раздавливания. Территория, прилегающая к лиманам, дренируется на западе реками Бол. и Мал. Утлюк, Молочная, Таше-

нак, Песчаная, Атмонай, а на востоке — Корсак, Лозоватка, Обиточная. Гидрологический режим западной группы рек, ввиду тесной зависимости от атмосферного питания, характеризуется пересыханием в летнее время, тогда как реки восточной группы, имеющие водосборы на юго-западных склонах Приазовской возвышенности, в значительной степени питаются подземными водами и имеют постоянные водотоки.

Климат территории аридный с относительно высокими летними температурами воздуха, большой продолжительностью безморозного и вегетационного периодов, короткой зимой и резко выраженной засушливостью. Среднесуточная температура воздуха в середине лета часто достигает 25—30 °C; в августе бывает до 10 дней с суховеями средней интенсивности.

Годовое количество осадков составляет 350—380 мм. Большая их часть (200—260 мм) выпадает в теплый период, в том числе в виде ливней, что определяет развитие эрозионно опасных паводков. Неблагоприятная черта режима выпадения осадков заключается в том, что при повышенной их интенсивности в летний период наблюдаются большие интервалы с минимальным количеством осадков или без них.

Аридные климатические условия и слабая дренированность, а также тяжелосуглинистый состав лессовых пород способствуют развитию темно-каштановых слабосолонцеватых почв, среди которых пятнами встречаются средне- и сильносолонцеватые разности и солонцы автоморфного типа. В полосе, прилегающей к Сивашскому лиману, распространены типичные среднесолонцеватые каштановые почвы в комплексе с сильносолонцеватыми и солонцами, занимающими до 20—30, а местами — до 50 % территории.

Обширные междуречные пространства почти полностью используются в сельскохозяйственном производстве. Естественная ксерофитная растительность сохранилась только на крутых склонах речных долин и балок.

СТЕПНАЯ ОБЛАСТЬ РАВНИННОГО КРЫМА

Лиманы этой области расположены в пределах юго-восточной части подобластей Тарханкутской возвышенной равнины и Сасык-Альминской низмен-

ности. Морфологические особенности земной поверхности этих подобластей различны. В пределах первой платообразная поверхность территории наклонена к югу, от Тарханкутского сводового поднятия к Альминской впадине. Уклоны поверхности связаны во многом с наклонными тектоническими блоками, вызванными разнонаправленными неотектоническими и современными вертикальными движениями.

Обширные плоские междуречные пространства Тарханкутской возвышенной равнины, покрытые зачастую щебенчатой дресвой, характеризуются небольшими уклонами. Равнинная поверхность нарушается балками субмеридионального направления, преимущественно без водотоков. Густота эрозионного расчленения достигает 2,6 км/км² [141].

Поверхность Сасык-Альминской низменной равнины имеет слабовсхолмленный облик с общим, также незначительным уклоном к западу, северо-западу, т. е. от Симферопольского поднятия к Альминской впадине. Возвышаясь в среднем на 50—60 м, равнина обрывается к морю уступом высотой 20—25 м. Овражно-балочная сеть субпараллельного типа имеет общее широтное направление. Врезы овражно-балочной сети максимальны в периферийных частях, уменьшаясь по мере приближения к морю. Склоны балок короткие, в них часто в виде карнизов обнажаются сармат-понтические известняки. Климат территории умеренно теплый с жарким засушливым летом и мягкой влажной зимой. Характерные особенности — недостаточное количество осадков (350—435 мм/год) и высокая испаряемость. Кроме того, в теплый период года проявляется резкое снижение влажности воздуха и возникают суховеи, а зимой бывают кратковременные, но сильные морозы. Однако вблизи моря указанные особенности существенно смягчаются.

Гидрографическая сеть представлена концевыми участками рек с транзитным характером стока. Это — долины рек Кача, Альма, Зап. Булганак. Однако несмотря на длительное пересыхание рек, сохраняется подрусловый сток.

В ландшафтной структуре Тарханкутской возвышенной равнины представлены ложино-балочные разнотравно-злаковые, опустыненно-каменистые и волнисто-водораздельные степные местности. К последним приурочены основ-

ные площади сельскохозяйственных угодий, благодаря развитию здесь карбонатных черноземов. К югу, в пределах Сасык-Альминской низменности, ландшафтная структура усложняется и представляется следующими типами местности: долинно-балочным, приморско-аккумулятивным и приморско-абразионным.

ТИПИЗАЦИЯ ЛИМАНОВ ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Лиманы Причерноморья в зависимости от географического расположения объединяются в отдельные группы: Дунайско-Днестровскую, Днестровско-Днепровскую, Приазовскую и Крымскую. Несколько обособленно рассматриваются лиманы (в литературе часто именуемые озерами) Перекопской группы и Сиваша. Исторически сложившиеся названия групп лиманов, естественно, не отражают особенностей их строения и развития, что хорошо видно из табл. 1. В последней отражены как объективные показатели современного состояния лиманов, так и некоторые факторы, определяющие их существование, направленность развития и имеющиеся различия между лиманами каждой из групп. Приведенная информация по основным лиманам Причерноморья анализировалась при их типизации. Здесь и данные о геологической структуре отдельных регионов, морфометрии лиманов, их гидрологии и гидрохимии, возрасте и литологии пород, дренируемых лиманами, поступлении водных масс и т. д.

По природным условиям лиманы подразделяются на разомкнутые, свободно соединяющиеся с морем, замкнутые, по эпизодически соединяющиеся с морем и замкнутые, потерявшие всякую связь с морем (лиманы-озера). Фактор связи с морем положен и в основу предлагаемой типизации. При этом учитывается, что часть лиманов стала относиться к разомкнутым совсем недавно благодаря влиянию человека (создание искусственных каналов). Однако наряду с этим главным фактором при типизации лиманов учитывались и другие, среди которых наиболее существенным является преобладающий вид питания, т. е. поступление воды в лиман (речное, подземное, через прорывы, пересыли, атмосферное). Немаловажное значение имеют также размеры лимана, его глубина, влияющие на объем испарения.

В результате комплексного анализа основных показателей лиманов Причерноморья выделяются следующие типы и подтипы лиманов.

Открытый (или разомкнутый) тип. Включает в себя все лиманы, имеющие свободный водообмен с морем. Последний обеспечивается либо поступлением больших масс воды посредством рек, либо стогно-нагонными течениями и размывом аккумуляций. Для лиманов этого типа свойственны обычно значительные глубины. Исключение составляет Днестровский лиман.

Открытые лиманы с большим поступлением речного стока. К этому подтипу относятся Днестровский и Днепровско-Бугский. Поступление в лиман речной воды, стогно-нагонными течениями в одинаковой мере влияют на химизм водных масс и осадконакопление. Для этого подтипа характерна небольшая солесность воды и ее крайняя изменчивость в течение года. Помимо этого, анализируемый подтип отличается от других подтипов большим объемом поступающего терригенного материала за счет твердого стока.

Открытые лиманы с незначительным поступлением речного стока. К этому подтипу отнесены лиманы Сухой, Березанский. Гидрология лиманов в значительной мере определяется стогно-нагонными течениями.

Исключительно открытые лиманы с незначительным поступлением речного стока. Примером лиманов этого подтипа являются Мал. Аджалыкский, соединенный с морем судоходным каналом. В обеспечении уровня режима решающее значение имеет связь с морем, меньше — атмосферные осадки. К этому подтипу отнесен также лиман Донузлав, вовсе лишенный речного стока.

Открытые лиманы, являющиеся участками моря, отгороженные песчаной аккумулятивной формой (косой). Наиболее ярким примером лиманов этого подтипа является Утлюкский. По существу такие лиманы являются заливами моря, а их воды не отличаются по химизму от морских вод.

Замкнутый (замкнутый) тип. Лиманы этого типа очень распространены в Причерноморье. К ним относятся лиманы, образовавшиеся вследствие затопления устьев рек (с дальнейшей изоляцией от

Таблица 1. Основные показатели лиманов Причерноморья

Группа лиманов	Лиман	Геоструктурное и фацио-географическое положение района; геоморфология	Направленность и скорость современных движений, мм/год	Морфометрические показатели				
				Длина, км	Ширина, км	Глубина, м	Объем воды, тыс. м³	Площадь водного зеркала, км²
Дунайско-Днестровская	Сасын	Западное Причерноморье; преимущественно плиоцен-четвертичные террасы, реже континентальная плиоценовая равнина	Опускания 1,8	35	6,0 (от 4,5 до 11,0)	До 3,0	460	210
	Шаганы		Опускания 1,5—2,0	9,0	7,8	До 2,0	70—110	70,0
	Алибей			18,0	7,2	До 2,5	110—150	72,0
	Бурнас			10,0	До 3,5 (от 1,0 до 3,5)	До 1,6	20—30	23,0
	Будакский			15,0	До 2,5	До 2,0	27—31	30,0
	Днестровский			40,0	9,0	До 2,5	673	360

Гидрологическая и гидрогеологическая характеристика			Литологическая характеристика			Геодинамические процессы и явления	
Возраст водонасыщающих пород, дренируемых водонесных горизонтов	Наличие связи с морем	Ведущие факторы формирования режима водоемов	Возраст и состав отложений коренного ложа	Преобладающий состав отложений коренного ложа	Глубина врезания лиманов и коренные отложения, м	в водоеме	в зоне побережья
Преимущественно плиоцен-четвертичный	Связь искусственно прекращена дамбой обводования	Водоподача воды из р. Дунай; сток рек Сарата и Котильник; солеобмен с донными отложениями	Понт — верхний плейстоцен. Преимущественно песчано-глинистые отложения	Пески (низ разреза); илы (верх разреза). В верховьях лиманов отложения опесчанены	38	Аккумуляция терригенно-биогенного материала; в прибрежной зоне донная абразия	Абразия, обвалы береговых клифов, осывы
	Периодическая через «прорывы»	Фильтрация морской воды через пересыпи; периодический водообмен с морем через «прорывы»; испарение		Невыдержанное переслаивание песков и супесчаных суглинистых илов	До 25	Постоянное и периодическое пополнение терригенным материалом за счет твердого стока рек и продуктов абразии, формирования кос	При сейсмических ударах более 5 баллов сейсмогравитационные явления
	Связь с морем через Царьградский пролив	Сток р. Днестр; водообмен с морем	Верхний сармат — понт, южнее г. Белгород-Днестровский, также плиоцен-четвертичный; преимущественно глины, редко пески, известняки	Пески (низ разреза); гравийно-галечные отложения; в верхней части толща — супесчаные илы относительно грубого состава. Опесчаненность разрезов в верховьях чаши лимана	До 40		

Группа лиманов	Лиман	Геоструктурное и физико-географическое положение района; геоморфология	Направленность и скорость современных движений, мм/год	Морфометрические показатели				
				Длина, км	Ширина, км	Глубина, м	Объем воды, тыс. м³	Площадь водного зеркала, км²
Днепро-Днестровско-Днестровская	Хаджибейский	Центральное Причерноморье; преимущественно континентальная плиоценовая равнина, в приустьевых частях лиманов — плиоцен-четвертичные террасы	Движения дифференцированы: на юге — опускания 0,8—5,2; на севере — поднятия до 1—5	30,0	До 2,9	До 14	200—640	87,0
	Куяльницкий			28,0	До 2,0	До 3,0	290	56,0
	Тилигульский			60,0	До 3,5	До 19	250—600	80,0
	Мал. и Бод. Аджарский	Сухой		Большой — 4; Малый — 6,5	1 1			
	Березанский			26	2,3	До 9,0	200	60
	Днепро-ско-Бугский			Днепро-ский — 62 Буг-ский — 100	16 5,5	От 5 до 9	3000	800

Гидрологическая и гидрогеологическая характеристика			Литологическая характеристика			Геодинамические процессы и явления	
Возраст водонесущих пород, дренируемых водонесущих горизонтов	Наличие связи с морем	Ведущие факторы формирования режима водоемов	Возраст и состав отложений современного толка	Преобладающий состав отложений современного толка	Глубина врезания лиманов в коренные отложения, м	в водоеме	в зоне побережья
Преимущественно миоценово-палеогеновые	Отсутствует; лиманы отделены от моря пересыпью	Сток р. Средний Куяльник; сброс канализационных вод; испарение	Верхний сарматизм; Глины с подчиненными и прослоями песка, известняка, ракушки	Нижние части разрезов — пески, в верхней части толщи — илы глинистые; в верхних частях лимана отложения опесчанены, отмечаются прослойки песков	38 До 40 40	Постоянное и периодическое пополнение территории лимана за счет твердого стока рек и продуков абразии, формирования кос	При сейсмических ударах более 5 баллов сейсмогравитационные явления, но с широким развитием оползней; сейсмогравитационные явления отсутствуют
	В Большом — связи нет; в Малом — постоянная через судоходный канал	Большой: фильтрация морской воды через пересыпь; испарение; Малый: свободный водообмен с морем через судоходный канал		Глинистые илы	Большой — 32; Малый — 36		
	Постоянная через судоходный канал	Свободный водообмен с морем		Пески (низ разреза); илы глинистые (верх разреза)	40,5		
	Постоянная			Песчано-гравийные отложения (низ разреза); в верхней части толщи — илы глинистые или суглинистые (верх разреза)	42		
То же		Сток рек Днепр и Юж. Буг; свободный водообмен с морем		Пески, гравийно-галечные отложения (низ разреза), суглинисто-песчаные или относительно грубого состава (верх разреза);	45		

Группа лиманов	Лиман	Геоструктурное и физико-географическое положение района; геоморфология	Направленность и скорость современных движений, мм/год	Морфометрические показатели				
				Длина, км	Ширина, км	Глубина, м	Объем воды, тыс. м³	Площадь водосбора, км²
Днестро-Днестровская	Днестро-Бугский			Днестровский 62 Бугский 100	16 5,5	От 5 до 9	3000	800
Приазовская	Утлюкский	Восточное Причерноморье; пятоцен-четвертичные террасы	Опускания до 2,0			До 2,0		
	Молочный			32	5,0—8,0	До 9,0	170	
Крымская	Сасык (Евпаторийский)	Альминская впадина	Опускания до 1,0	До 18	До 18	До 1,2		71
	Сакский			5,5	1,75	До 1,5		9,7
	Кизил-Ярский			4,2	1,7	До 1,5		68
	Донузлав	Донузлавский прогиб	$\pm 0,0$	30	До 4,0	До 27		470

моря пересыпями), и лиманы, образовавшиеся за счет затопления понижений рельефа (также отделившиеся от моря пересыпями).

Закрытые лиманы, лишённые речного стока или с ничтожно малым стоком. Лиманы этого подтипа (Шагань, Алибей, Бурнас, Мал. Сасык, Джантшейский, Будакский) поддерживают свой уровень за

счет атмосферных осадков, инфильтрации через пересыпь и поступление морской воды через прорывы, размывы. Пересыпь, отгораживающая лиманы от моря, как правило, неширокая и низкая. Лиманы мелкие, округлых очертаний.

Закрытые лиманы с существенным (сезонным) поступлением речного стока.

Гидрогеологическая и гидрогеологическая характеристики			Литологическая характеристика			Геодинамические процессы и явления	
Возраст водонасыщающих пород, дренируемых водоносных горизонтов	Наличие связи с морем	Ведущие факторы формирования режима подоемов	Возраст и состав отложений коренного ложа	Преобладающий состав отложений коренного ложа	Глубина прела лиманов в коренные отложения, м	в водоеме	в зоне побережья
	Постоянная	Сток рек Днепр и Юж. Буг; свободный водообмен с морем		опесчанность разрезом в верховьях лимана	45		
Преимущественно плиоцен-четвертичный	Постоянная Периодическая через «прорывы»	Свободный водообмен с морем	Куяльник — плейстоцен; преимущественно песчано-глинистые отложения Верхний сармат — куяльник; глинисто-песчано-карбонатные отложения	Пески (низ разреза); суглинисто-супесчаные или относительно грубого состава (верх разреза)		Постоянное и периодическое пополнение территории территенным материкалом за счет твердого стока рек и продуктов абразии. Формирование кос	
Преимущественно плиоцен-четвертичный	Отсутствует То же	Подземные воды; фильтрация морской воды через переизбыток; испарение	Мостис — верхний плиоцен; глины, известняки Средний и верхний плиоцен; глины Верхний сармат-мостис (?); известняки, глины	Илы глинистые, местами с прослоями солей		Аккумуляция терригенно-биогенного и хемогенного материала; в прибрежной зоне — донная абразия	Локально абразия и аккумуляция
Преимущественно миоценовый	Постоянная через судоходный канал	Свободный водообмен с морем			46—50	В прибрежной зоне — донная абразия, аккумуляция ее продуктов	Абразия, эрозия, обвалы, оползни

Этот подтип включает две группы: 1) лиманы Сасык (Дунайский район), Молочный, Бол. Аджалынский и 2) Сасык, Саки, Кизил-Ярский. Помимо речного стока в поддержании уровня лиманов первой группы существенна подпитка посредством подземного стока, инфильтрации через переизбыток и поступления через прорывы и размывы. Для второй группы значение подземного стока

ничтожно. Обычно это лиманы в устьях малых рек.

Закрытые лиманы с существенным поступлением речного стока, но не имеющие подпитки со стороны моря. К этому подтипу относятся лиманы Центрального Причерноморья (Куяльницкий, Хаджибейский, Тилигульский). Уровненный режим их обеспечи-

вается за счет атмосферных осадков, подземного и речного стока. Лиманы этого подтипа образовались в нижних частях средних по размерам рек Причерноморья.

З а к р ы т ы е л и м а н ы, поддерживающие уровень за счет исключительно атмосферных осадков. К этому подтипу относятся лиманы Перекопской группы, в которых весьма часто испарение превышает поступление воды. Обособленно следует рассматривать группу Сивашских озер, которые помимо атмосферных осадков имеют подпитку морской водой, благодаря штормовому перекаату через пересыпи, стрелки. Лиманы этого подтипа имеют ряд отличительных особенностей. Они мелководны, больших размеров с илтиссивным хемогенным осадконакоплением. Их небольшая глубина объясняется формированием за счет затопления неровностей низменной равнины

(в том числе западни, степных блюд, подов).

Закрытые лиманы-озера, образовавшиеся при более высоком уровне моря и давно потерявшие с ним связь. К этому типу относятся лиманы в долине р. Дунай (Кагул, Ялпуг, Котлабуг и др.) и Кучурганский лиман в долине р. Днестр. Уровень воды в этих лиманах-озерах поддерживается за счет подземного и речного стока, а также атмосферных осадков. Ввиду этого вода в них пресная, а ее избыток весной сбрасывается небольшими водотоками в долины основных рек (Дунай, Днестр).

Предлагаемая типизация отражает лишь наиболее общие природные особенности лиманов — этих многофакторных природных морфоструктур, сформировавшихся на протяжении длительного отрезка времени (возраст самых молодых лиманов око 5—6 тыс. лет).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ

НЕОТЕКТОНИКА И СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ

Территория Причерноморья, на которой развиты лиманы, весьма неоднородна в тектоническом плане. Прежде всего выделяются две крупные структуры: южный склон Украинского щита (УЩ) и Причерноморская впадина; частично также входит Преддобрудженский палеозойский прогиб и Альминская впадина. Учитывая то обстоятельство, что тектоника будет описана в отдельном томе серии Геология шельфа СССР, мы лишь кратко остановимся на основных структурах, без чего будет затруднено понимание дальнейшего материала.

Южный склон УЩ, разбитый разломами, ступенеобразно погружается в сторону Причерноморской впадины. Разломы, определившие блоковое строение фундамента, не только разнонаправлены, но и разновозрастны. Направление основных разломов северо-западное, западно-северо-западное (Вилковский, Саратовский, Братско-Перекопский, Джаикойский), северо-северо-западное, северо-северо-восточное (Одесский, Скадовский, Криворожский, Очаковский, Молочанский) и востоко-северо-восточное (Болградский, Генический, Херсонско-Мелитопольский).

Причерноморская впадина сформировалась в позднем мезозое вследствие опускания края платформы по разломам указанных направлений. Ввиду этого впадина также оказалась разбитой на ряд крупных, неодинаково приподнятых блоков, испытавших неоднократно подвижки по зонам разломов. Эти подвижки определяли местами границы морских бассейнов, заложение речной сети, образование ряда мелких локальных поднятий в осадочном чехле.

По окончании альпийских горообразовательных движений, приведших к возникновению горных сооружений Крыма, Карпат и присоединению их к Восточно-Европейской платформе, начался неотектонический этап развития территории. В целом этот период для изучаемого района определялся отрицательными движениями, на что указывает положение кровли морских палеогеновых отложений, находящейся на 150—300 м ниже современного уровня моря [90]. На фоне пологого погружения палеоген-неогеновых осадков выделяются зоны структурных уступов субширотного направления, отразившихся в строении осадочной толщи. Один из таких уступов простирается от г. Тирасполь до с. Игнатовка. К югу от него расположена зона нарушений, протягивающаяся примерно через средние части Хаджабейского, Куяльницкого, Тизгульского лиманов к Бугскому устью Октябрьское.

Кроме того, очевидно, можно выделить зону тектонических нарушений по линии от изгиба р. Аллуга в верхнем течении (с. Новоселка) через излучину р. Когильник (с. Арциз, пгт Сарата) далее на восток через сужение Днестровского лимана (г. Белгород-Днестровский, г. Овидиополь) к изгибу Сухого лимана (с. Александровка).

В последние годы вдоль береговой линии от дельты р. Дунай к Днестровскому лиману и далее к устью р. Барабой бурением установлена флексура с амплитудой 10—20 м, по которой нарушено

залегание неоген-четвертичной толщи. Сопоставление возраста лессовых отложений, которые развиты на побережье, с возрастом аналогичных пород, залегающих на шельфе, показывает, что деформация произошла в конце позднечетвертичного времени или в начале голоцена. Сравнение же общей мощности лессовидной толщи на побережье с мощностью толщи этих пород на шельфе свидетельствует о значительных скоростях погружения, поскольку лессовая толща на шельфе, практически, не абрадирована.

Субмеридиональные дизъюнктивные нарушения фундамента находят отражение в гидрографической сети, долины которой имеют субпараллельную и параллельную ориентацию с северо-северо-запада на юго-юго-восток (реки Киргиз-Китай, Аллига, Когильник, Сарата, Хаджидер, Алкалия, нижнее течение р. Днестр, Кучурган, Барабой, Мал. и Бол. Куяльник, Тилигул, Сосик, Березань, нижнее течение р. Юж. Буг). Это подтверждают данные сейсмических исследований, показавшие приуроченность Тилигульского лимана, Сычавской балки, Бол. и Мал. Аджалыкских лиманов к зонам потери корреляции на шельфе, которые вероятнее всего интерпретируются как тектонические нарушения, имеющие одинаковое простирание с осями указанных долин.

Основные вертикальные движения в данном регионе, обусловившие моноклинальное залегание осадочной толщи, связаны с субширотными нарушениями кристаллического фундамента. Анализ структурных особенностей залегания отложений неоген-четвертичной толщи в пределах изучаемого района показал, что при общем моноклинальном залегании кайнозойских отложений, имеющих падение с северо-запада на юго-восток, слои верхнесарматского, мэотического, понтического возраста и перекрывающей их континентальной верхнеплиоцен-четвертичной толщи занимают относительно более высокое положение на участке между Сухим и Куяльницким лиманами.

Наблюдаемое падение слоев вдоль береговой линии на юго-запад и северо-восток от вершины Одесского залива в определенной степени обусловлено и тем, что моноклинальное залегание слоев препарируется морем по двум линиям (с. Лебедевка — г. Одесса и г. Одесса — г. Очаков), сходящимся под углом в

районе г. Одесса, т. е. вершина его обрамлена навстречу общему падению слоев моноклинали.

Таким образом, регион междуречья Днестр — Юж. Буг в структурном отношении можно рассматривать как весьма пологое поднятие, сформированное вертикальными движениями по субмеридиональным разломам. Свод этого поднятия, которое в дальнейшем будет именоваться Одесским, приурочен к участку между Сухим и Куяльницким лиманами, а сводовая линия совпадает с водоразделом рек Кучурган и Мал. Куяльник.

Современные отрицательные движения земной коры следует считать определяющими для северо-западной части побережья Черного моря. Режимные наблюдения за уровнем моря, проводившиеся Одесской оползневой станцией в 1952—1970 гг. на посту Мал. Фонтан, выявили несомненную тенденцию к его повышению со среднегодовой скоростью 0,0126 м/год. Наблюдения велись по футштоку, привязанному к системе реперов, расположенных в прибрежной зоне. Принимая во внимание, что повышение уровня Черного моря не может существенно отличаться от эвстатического повышения уровня Мирового океана, общепринятая скорость подъема которого определена в настоящее время 0,0001 м/год, т. е. за период наблюдений может составить 0,0018 м, то изменение уровня на 0,011 м/год логично объясняется погружением подводного склона.

Скорость погружения, определенная по наблюдениям за уровнем моря, хорошо согласуется с данными высотных геодезических наблюдений, проведенных на территории г. Одессы А. П. Бачмановым. Этими наблюдениями было выявлено повышение скоростей опускания по направлению к берегу, причем для прибрежной зоны было определено опускание со скоростью 0,010—0,011 м/год. Однако столь высокие значения скоростей отрицательных движений зафиксированы в изучаемом районе лишь на побережье в районе г. Одесса.

Данные геодезических наблюдений за изменениями высот по государственной реперной сети, режимных наблюдений за уровнем Черного моря по 31 посту и на 14 постах Азовского моря [70, 106] отражены на карте современных движений земной коры (рис. 1). Профили скоростей современных тектонических

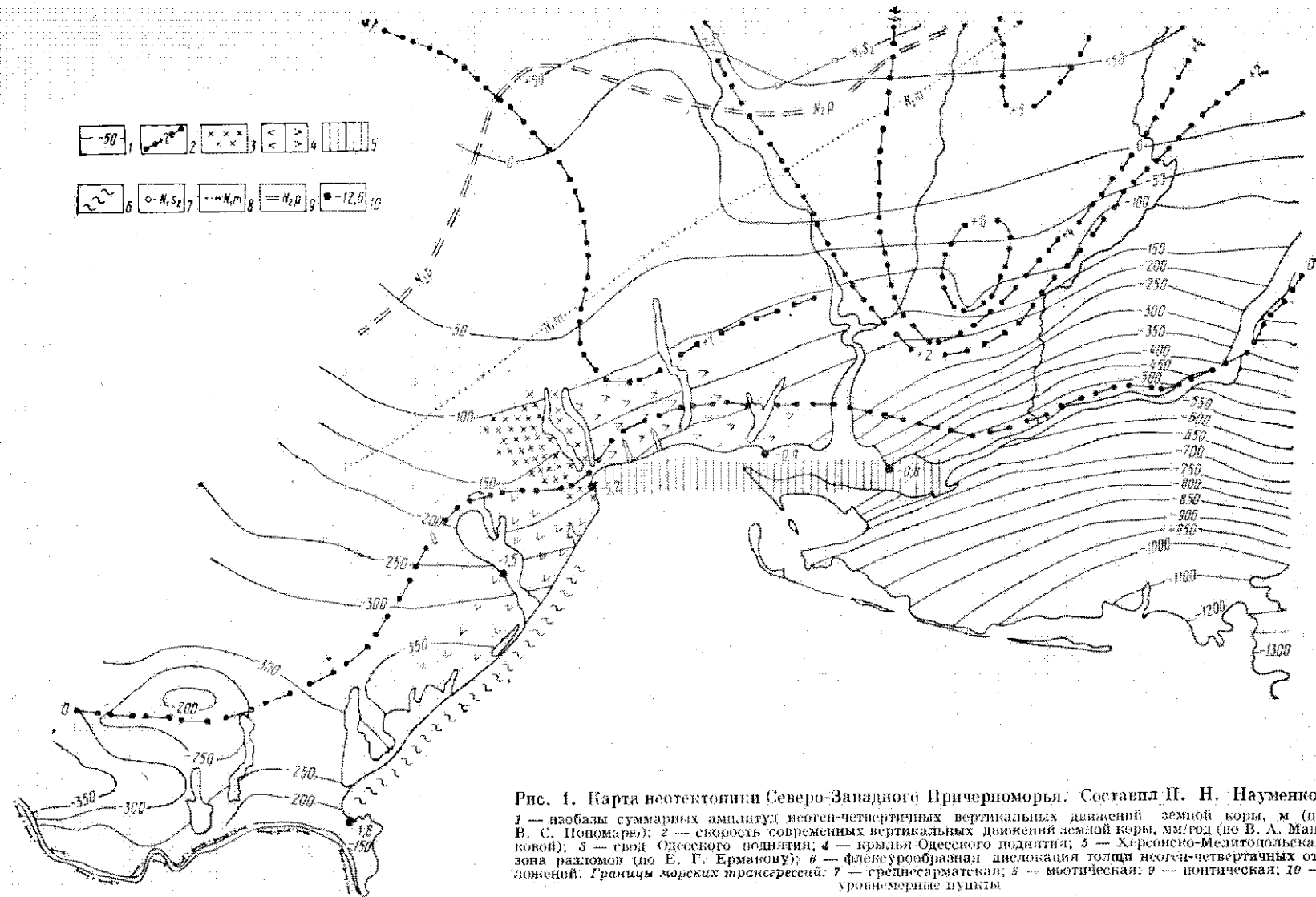
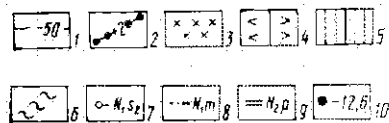


Рис. 1. Карта неотектоники Северо-Западного Причерноморья. Составил Н. Н. Науменко.
 1 — наобазы суммарных амплитуд неоген-четвертичных вертикальных движений земной коры, м (по В. С. Пономарю); 2 — скорость современных вертикальных движений земной коры, мм/год (по В. А. Маньковой); 3 — свод Одесского поднятия; 4 — крылья Одесского поднятия; 5 — Херсонско-Мелитопольская зона разломов (по Е. Г. Ермакову); 6 — флексуриобразная дислокация толщи неоген-четвертичных отложений. Границы морских трансгрессий: 7 — среднесарматская; 8 — мботическая; 9 — понтийская; 10 — уровенные пункты

движений по линиям меридионального направления указывают на хорошую согласованность этих движений с рельефом кристаллического фундамента. Проведенные наблюдения позволили сделать вывод, что к югу, в сторону Черного моря, по направлению погружения кровли кристаллического фундамента происходит уменьшение скоростей поднятия, а затем и смена знака движения.

Особенно четко эту закономерность демонстрирует профиль повторного нивелирования г. Имеринка — г. Одесса. Участок этой трассы к югу от г. Котовск принадлежит к зоне неоген-четвертичных опусканий, амплитуда которых нарастает к югу (до 125—150 м в районе г. Одесса), а нулевая изобазы голоценовых движений проходит в районе г. Раздельная. Современные же движения земной коры сохраняют положительный знак до г. Одесса.

По данным режимных наблюдений (рис. 1), отмечено возрастание скоростей отрицательных движений вдоль побережья по направлению к г. Одесса (—5,2 мм/год) как с востока (г. Очаков, —0,9 мм/год), так и с запада (дельта р. Дунай, —1,8 мм/год). Однако вряд ли такие экстремальные значения опускания суши можно объяснить оползневым генезисом склонов — экзотектоникой. Причину такой аномалии следует, очевидно, искать в блоковой дифференциации тектонических движений.

Если с этих позиций интерпретировать распределение скоростей вертикальных движений на северо-западном побережье Черного моря, то нельзя не заметить, что нулевая изобазы этих смещений земной коры повторяет структуру Одесского поднятия, выступая на юго-восток к побережью в районе Хаджибейского лимана, т. е. профиль повторного нивелирования проходит по своду поднятия. При этом необходимо отметить, что современные движения в этой части побережья имеют унаследованный характер и составляют качественно единое целое с предшествующим этапом неотектонической жизни этого района, начиная с куяльницкого времени.

Принимая во внимание, что современная береговая линия находится в зоне повышенной тектонической активности субширотных тектонических нарушений, о чем свидетельствует флексура в

неоген-четвертичных породах вдоль береговой линии на запад, от г. Одесса, а также аналогичное положение русел пра-Днепра и пра-Днестра на шельфе, то аномальное повышение скоростей вертикальных движений в районе г. Одесса можно объяснить возрастанием их градиента на сопряжении участков разнознаковых движений по субширотным и субмеридиональным (свод Одесского поднятия) структурным элементам.

Таким образом, на фоне общего моноклинального залегания неогеновой толщи выявленное нами Одесское поднятие вполне четко выделяется по ряду признаков: структурному — симметричное погружение кровли понтических отложений на восток и запад от Хаджибейского и Сухого лиманов, где они имеют самое высокое гипсометрическое положение; геологическому — развитие куяльницких и более поздних аллювиальных террас к востоку от Хаджибейского лимана и к западу от Сухого; современным вертикальным движениям — зона поднятия приближается более всего к береговой линии моря в районе между Хаджибейским и Сухим лиманами.

Эта структура и положение современной береговой линии относительно свода поднятия во многом определяют особенности склоновых процессов на побережье.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Мощность осадочного чехла в пределах южного склона УЩ и Причерноморской впадины изменяется от 300—400 до 5000—6000 м. В его строении обычно выделяется нижний (донеогеновый) и верхний структурный этажи. Отложения нижнего структурного этажа, формировавшиеся при отличном от современного тектоническом режиме, залегают значительно глубже ложа лиманов и не могут влиять на седиментогенез их донных осадков. Ввиду этого мы преднамеренно опустили характеристику донеогеновых отложений.

НЕОГЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Неогеновые отложения, обнажающиеся в эрозионном срезе, оказывают решающее влияние на поступление в лиман терригенного материала, гидрогеологию береговой зоны, в частности разгрузку

подземных вод, скорость абразии берегов и т. д.

Формирование чаши лиманов происходило вследствие эрозионного углубления устьевых участков рек в коренные породы во время регрессивных эпох в истории Черного моря. Поэтому становится очевидной зависимость между строением лиманов, особенностями их развития и строением осадочного чехла. В связи с тем что отложения, древнее неогеновых, залегают значительно глубже эрозионного среза, характеристика их здесь не приводится. Палеогеновые отложения залегают на глубине от 150 до 300 м ниже уровня моря. Залегающие местами на них нижнемиоценовые бескарбонатные терригенные, алевроитовые глины, алевроиты распространены лишь на левобережье Бугского лимана. Широко распространены среднемиоценовые отложения, отсутствующие, однако, в районе Одесского поднятия. Они представлены преимущественно песчано-глинистыми осадками с подчиненным развитием известняков. Как и нижнемиоценовые отложения, среднемиоценовые залегают гораздо ниже уровня лиманов.

Верхнемиоценовые отложения распространены повсеместно, трансгрессивно залегая на среднемиоценовых. В разрезе верхнего миоцена выделяются сарматский и мзотический ярусы. Нижнесарматские отложения в береговой зоне залегают на значительной глубине (более 100 м) и не влияют на гидрогеологические условия территории лиманов. Литологический состав отложений нижнего сармата довольно однообразный: темно-серые, зеленовато-серые глины с прослоями песков, реже детритовых известняков, мергелей. Еще шире распространены среднесарматские отложения, покрывающие всю территорию Причерноморской впадины и заходящие в пределы УЩ, где трансгрессивно залегают на породах палеогена и докембрия. Среди пород среднего сармата наиболее развиты карбонатные осадки, представленные разными органогенными и хемогенными известняками, мергелями. В районе Днепровско-Бугского лимана возрастают мощности песков, песчанистых глин. Общая мощность среднесарматских отложений в Причерноморье изменяется от 50 до 100 м. В эрозионном срезе среднесарматские породы выступают в верховьях Тилигульского, Бугского и Хаджибейского

лиманов, где являются коренным ложем допных осадков.

Верхнесарматские отложения распространены повсеместно, слагая склоны и днища от Днепровского до Днепровского лиманов. К западу от Днепровского лимана они представлены глинами с прослоями песков, известняками, реже алевроитами и мергелями. В генетическом и фациальном отношении вся толща верхнего сармата отчетливо подразделяется на два горизонта — нижний (сложенный морскими отложениями) и верхний (представленный преимущественно континентальными образованиями). Континентальная толща сложена обычно серыми песчанистыми глинами, песками и алевроитами с остатками пресноводных моллюсков. Правда, в некоторых местах (у с. Нерушай) в континентальной толще встречены отложения с солоноватоводной фауной [117]. По всей видимости, в таких случаях мы имеем дело с остаточными солоноватоводными водоемами. Мощность континентальной части верхнего сармата изменяется от 25 до 50 м, резко сокращаясь в местах размывов до 10—15 м (Днепровский лиман). Морские отложения верхнего сармата — светло-зеленые, зеленовато-серые глины с прослоями песков, детрита раковин и известняков, а в основании мергелей и мергелистых глин имеют мощность от 40 до 60 м, т. е. всегда больше континентальной толщи. Суммарная мощность верхнего сармата в этом районе составляет 100—130 м, резко уменьшаясь в районе с. Вилково — г. Килия, где изменяется от 20 до 40 м. Западнее г. Килия их мощность опять возрастает.

Восточнее Днепровского лимана в строении верхнесарматских отложений принимают участие все те же две толщи: нижняя — морские отложения мелководного бассейна (глины с прослоями песков, известняков, реже мергелей) и верхняя — континентальные вначале отложения пресноводных водоемов (глины, алевроиты, пески), а затем субаэральные образования (песчанистые глины, алевроиты, гумусированные глины). В отличие от района, расположенного к западу от Днепровского лимана, мощность верхнего сармата здесь составляет 40—50 м, увеличиваясь к р. Юж. Буг до 60 м. В строении верхнесарматских отложений от Тилигульского лимана до Днепровско-Бугского принимают участие глины, алевроиты, известняки,

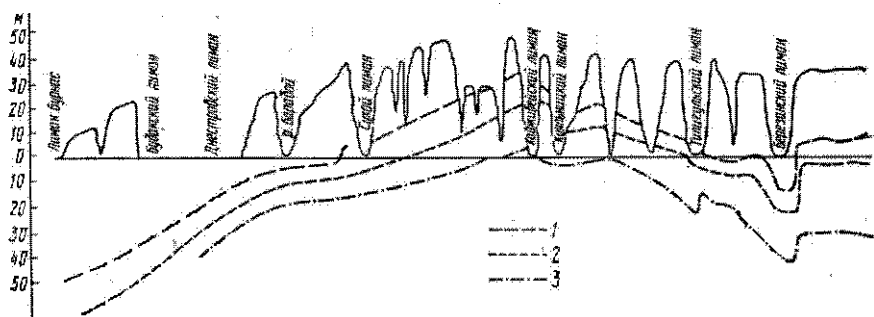


Рис. 2. Схематический профиль положения поверхности повитических (1), мзотических (2) и верхнесарматских (3) отложений в береговой зоне Северо-Западного Причерноморья

пески, реже мергели. Детальные исследования позволили подразделить верхний сармат этого района [77] на три горизонта: ростовский (серые песчанистые, гумусированные глины и алевриты с подчиненным развитием песков), катерлезский, наиболее мощный (глины, известняки, реже мергели с обильной мактровой фауной) и «геликсовый» (глины, глинистые алевриты, пески, пресноводные мергели с пресноводной фауной моллюсков). Кровля верхнесарматских отложений погружается в южном направлении, изменяясь от юго-западного в западном районе до юго-восточного в восточном. В районе Днестровского лимана поверхность верхнего сармата (рис. 2) расположена на отметках -40 м, у с. Попаздра -60 м, с. Вегелая Балка -70 м, с. Лиман -60 м, г. Килия -140 м. К востоку от Днестровского лимана поверхность верхнесарматских отложений расположена несколько выше, составляя в верховьях Хаджибейского и Куяльницкого лиманов $+(10-20)$ м, а на побережье Черного моря $-(10-25)$ м. Нулевая изогипса верхнесарматских отложений проходит по линии г. Николаев — с. Златоустово — с. Кубанка, т. е. вырисовывается отчетливый выступ в Одесском районе.

Мзотические отложения широко развиты в исследуемом районе, отсутствуя лишь в местах эрозионных размывов. Нулевая изогипса кровли мзотических отложений в западном районе проходит по линии г. Белгород-Днестровский — с. Дивизия — с. Вишневое — с. Глубокое, т. е. отчетливо фиксируя юго-западное падение. На этом участке береговой линии абсолютные отметки кровли изменяются от -20 до -59 м (рис. 2). К востоку от Одесских лиманов

падение кровли мзотиса юго-восточное. Поверхность мзотических отложений изменяется от $+(35-40)$ м у северных границ Тилигульского и Бугского лиманов до $-(10-12)$ в береговой зоне. Несколько большая глубина залегания кровли мзотиса по лиманам Тузлы и устьевой части Березанского $-(15-20)$ м объясняется опусканием по зоне разломов. Нулевая изогипса кровли проходит по линии сел Парутино — Морское — Сычавка.

К западу от Днестровского лимана мзотические отложения вскрыты большим количеством скважин, керн которых исследован В. Х. Рощкой [117]. Это позволило ему расчленить толщу мзотиса на два горизонта: нижний — морской и верхний — континентальный. Эти данные расходятся со схемой Украинской республиканской межведомственной стратиграфической комиссии (УРМСК), в которой выделяется еще один континентальный горизонт, расположенный под морским. Этот горизонт мы, как и В. Х. Рощка [117], относим к верхнему сармату и сопоставляем его с мощной регрессивной фазой на границе верхнего сармата и мзотиса. Мощность мзотических отложений колеблется от 30 до 50 м. При этом нижний (морской) горизонт всегда имеет меньшую мощность, изменяющуюся от 3 до 15 м. Он представлен глинами, глинистыми алевритами, реже мергелями, известняками. Континентальный горизонт имеет мощность от 10 до 30 м и сложен алевритистыми и песчанистыми глинами. В. Х. Рощка называет нижний горизонт бузэуским, а верхний молдавским [117]. Подчеркивая при этом большие различия в мощностях нижнего и верхнего горизонтов в Восточном и Западном Причерноморье, этот исследователь доказывает неправомочность прямого сопоставления бузэуского и багеровского, молдавского и акманайского горизонтов.

На междуречье Днестр — Мал. Куяльник нижний мэотис представлен глинами, песками, известняками, общей мощностью до 5—6 м, увеличиваясь в береговой зоне до 10 м и более. Континентальный мэотис здесь сложен песчанистыми глинами, алевролитами и песками, общей мощностью 10—20 м. За пределами развития морского мэотиса нижний и верхний горизонты представлены единой песчано-глинистой толщей. Преобладание континентального мэотиса над морским (гетский, или западный, тип осадков) наблюдается до Тилигульского лимана. К востоку от него развит эвксинский (или восточный) тип осадков, в разрезах которого преобладают морские отложения. Сложены морские отложения глинами с прослоями мергелей, раковинного детрита, песка, раковинными и раковинно-детритовыми известняками. Мощность морского (багеровского) горизонта составляет 8—15 м, увеличиваясь к юго-востоку. Мощность известняков при этом изменяется от 0,2—0,3 до 10 м (в низовьях р. Днепр). Континентальные и субморские отложения верхнего (акмапайского) горизонта представлены серыми, зеленовато-буровато-серыми, темно-серыми до черных глинами, пестроокрашенными алевролитами и песками. Мощность горизонта колеблется от 3—5 до 10 м.

К востоку и юго-востоку от устья р. Днепр в составе мэотических отложений резко преобладают морские фации, представленные в основном известняками. Восточная граница известняков совпадает с Молочным лиманом. Преимущество развитие известняков наблюдается и в пределах Симферопольско-Евпаторийского поднятия.

Понтические отложения отсутствуют в местах эрозионных размывов — по долинам рек и балок. В западном районе поверхность понтических отложений падает на юго-юго-восток, отклоняясь к Днестровскому лиману на юго-юго-запад. Нулевая изогипса кровли понтических отложений проходит немного южнее нулевой изогипсы мэотических. Максимально погружены понтические отложения в районе с. Вилково (—79 м), наиболее подняты в верховье Березанского лимана. В прибрежной зоне района г. Одесса (рис. 2) высота кровли понта составляет от 5 до 15 м, тогда как в районе устьевой части Днепровско-Бугского лимана она находит-

ся ниже уровня моря на 2—4 м. Как и для мэотических отложений, различия в высоте кровли понтических отложений резко выступают по линии Тилигульского лимана. Аномально резко расположена их кровля — (10—15) м в зоне разлома по Березанскому лиману.

Литологический состав понтических отложений западного района — известняки и песчано-глинистые осадки. Наиболее распространены известняки, мощность которых изменяется от нескольких до 17 м. В толще известняка часто имеется прослой зеленовато-серой глины, отделяющий верхнюю — перекристаллизованную часть от нижней — органогенно-обломочной. На известняках нередко залегает небольшой мощности слой зеленовато-серых глин либо глин с прослоями алевроитов и песков. Под известняками также залегают зеленовато-серые, слоистые глины, редко с прослоями песков. К востоку от Днестровского лимана в составе понтических отложений все также преобладают известняки, а восточнее Тилигульского лимана резко уменьшается мощность (до 1,5—3 м) подизвестняковой глинистой толщи. Обычно всю толщу понтических отложений рассматриваемого района относят к новороссийскому горизонту. Однако наличие в цизах оолитовых известняков и в подизвестняковой глинистой толще остатков драйссенид может служить косвенным доказательством отнесения их к экваторийскому горизонту.

В разрезе морских плиоценовых отложений Центрального Причерноморья между понтическими и куяльницкими осадками имеется большой перерыв в осадконакоплении. Лишь в Приазовье и Присивашье распространены киммерийские отложения общей мощностью до 40 м. Они представлены глинами, алевроитами, песками, железистыми песками и оолитовыми железными рудами. Кровля киммерийских отложений имеет наклон к югу и изменяется от — (2—5) м в районе г. Мелитополь до — (40—50) м на берегу Азовского моря. Перекрываются киммерийские отложения куяльницкими, мощность которых изменяется от 5—8 до 35 м. Это преимущественно глины, алевроиты, пески, содержащие многочисленные остатки раковин солоноватоводных и пресноводных моллюсков.

Куяльницкие отложения, распространенные узкой полосой по берегам

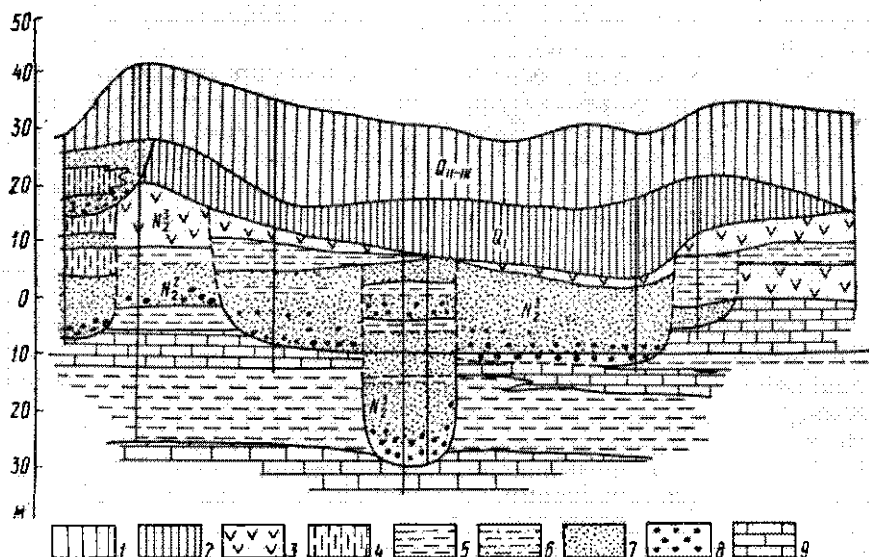


Рис. 3. Схематический геологический разрез через правдолину р. Юж. Буг (правый берег Днепроовского лимана).

Отложения: 1 — средние-верхнеплейстоценовые лавы; 2 — низнеплейстоценовые суглинки; 3 — краснобурые глины; 4 — супеси; 5 — глины; 6 — песчанистые глины; 7 — мелко- и среднезернистые пески; 8 — разнозернистые пески; 9 — известняки

Хаджибейского и Куяльницкого лиманов, выполняют древние эрозионные понижения. Отметки кровли куяльницких отложений здесь изменяются от +40 до +25 м, а подошва от +16 м до уровня моря и несколько ниже в районе с. Крыжановка. Мощность их составляет 16—20 м. Представлены куяльницкие отложения в районе упомянутых ранее лиманов песками, глинами, гравелитами. Это лиманные отложения, которые к верховьям палеолимана замещаются лиманно-речными осадками. Литологические и палеонтологические различия верхней и нижней частей разреза послужили основанием для выделения верхне- и нижнекуяльницких отложений. К куяльницким отнесены также отложения, развитые узкими полосами у Сычанской балки и на правом берегу Тилигульского лимана, мощностью от 8,5 до 15 м, и пестроокрашенные глины, пески, гравелиты, развитые на левобережье Тилигульского лимана от с. Коблево до с. Рыбаковка, мощностью 10—13 м. Одновозрастные с ними образования на правом берегу Березанского лимана относятся к лиманно-речным отложениям.

В большей части береговых обрывов Днепроовско-Бугского, Тилигульского, Днестровского и других лиманов обнажаются плиоценовые аллювиальные

отложения, в одних случаях слагающие комплекс террас, в других — погребенные под мощной толщей субазральных отложений и расположенные ниже уровня моря. Террасы характерны для речных долин и верховьев лиманов. В устьевых же частях лиманов их поверхности резко погружаются, а аллювиальные толщи залегают ниже уровня моря. Глубокое залегание аллювия в приустьевых частях рек связано с неоднократными колебаниями уровня моря и углублением речных долин. К сожалению, материалы бурения не столь многочисленны, чтобы выполнить детальное расчленение погребенного аллювия. На рис. 3 видно, что аллювий пра-Буга слагает три разновозрастные толщи. Наиболее древняя толща залегает на поитических отложениях, средняя — на маотических и самая молодая — на верхнесарматских. Сходное строение установлено и для аллювиальных отложений правобережья р. Днестр, южнее г. Белгород-Днестровский. По ряду косвенных признаков мы можем предположительно сопоставить: а) наиболее древние аллювиальные отложения с киммерийскими; б) среднюю толщу с куяльницкими (что согласуется с постепенным переходом от речных осадков к лиманно-речным, на побережье Днестровско-Бугского и Березанского лиманов) и в) самая молодая толща, выполняющая максимальный врез, возможно отвечает гурийско-чаудинскому этапу [44].

На большей же части междуречных пространств выше поитических отложений залегает толща субазральных красноцветных образований, известных под



Рис. 4. Схематический геологический разрез берегового обрыва от с. Лебедевка до с. Курортное.

Горизонты (цифры на рисунке): 1 — причерноморские лессы; 2 — дофиновская погребенная почва; 3 — бугский лесс; 4 — витачевская погребенная почва; 5 — удайский лесс; 6 — прилуцкая погребенная почва; 7 — тясминский лесс; 8 — кайдакская погребенная почва; 9 — днепровский лесс; 10 — завадовская погребенная почва; 11 — тилигульский лесс; 12 — лубенская погребенная почва.

названием красно-бурых скифских глин. В последнее время они расчленяются, при помощи палеопедологического метода, на ряд почвенных горизонтов [30—32].

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В Причерноморье выделены континентальные и лиманно-морские четвертичные отложения. Последние приурочены к долинам лиманов и узкой прибрежной полосе (см. гл. 4).

Субаэральные образования четвертичного возраста покрывают сплошным чехлом значительную часть территории Причерноморья. Представлены они лессовой формацией, включающей слои лессов, разделенных погребенными почвами. В. И. Крокос [75] разновозрастные горизонты лессов выделил в ярусы: бугский, удайский, днепровский, тилигульский, сульский. В последующем стратификация лессов проходила в плане детального расчленения опорных разрезов, с выделением горизонтов лессов и погребенных почв, а затем их корреляции по площади. Предложенная М. Ф. Векличем [30—32] схема расчленения лессовой формации, принятая УРМСК, включает в себя следующие горизонты (сверху вниз): причерноморский, дофиновский, бугский, витачевский, удайский, прилуцкий, тясминский, кайдакский, днепровский, завадовский, тилигульский, лубенский, сульский, маргоношский и приазовский. Временной объем каждого из этих горизонтов различный, равно, как и соответствующий им климатический ритм, поэтому большое значение приобретает датирование возраста точными методами, призванное поставить корре-

ляционные построения на новую основу [142].

На протяжении от р. Дунай до Днепровско-Бугского лимана лессовые породы имеют неодинаковую мощность разновозрастных горизонтов и разные условия залегания. Так, в районе сел Вилково — Приморское — Тузлы, испытывавшем в течение плейстоцена опускание, в береговых обрывах лиманов обнажены отложения причерноморского, дофиновского, бугского и витачевского горизонтов. В северо-восточном направлении появляются все более древние горизонты лессовой толщи, и уже в районе с. Лебедевка на уровне моря обнажаются удайские лессы и прилуцкая погребенная почва. На протяжении 17 км абразионного берега в толще лессов появляются отложения тясминского, кайдакского, днепровского, завадовского, тилигульского и лубенского горизонтов. При этом кровля удайского горизонта уже расположена на высоте до 16—20 м над уровнем моря (рис. 4). Наиболее полный разрез лессовой серии наблюдается в береговом обрыве Бугаковского лимана, где М. Ф. Веклич [32] выделил почти все горизонты плейстоцена. Заметим, что лессовые породы распространены далеко на шельфе, образуя на огромных площадях benches. Формирование их здесь было возможным при регрессивных этапах в истории Черного моря. Особенно мощные лессы на шельфе образовались во время бугского этапа лессонакопления, совпадающего по времени с предновозэксинской регрессией. В районе Днестровского лимана, особенно на его левом берегу, зафиксирована максимальная мощность лессовой толщи (более 45 м), представленной всеми горизонтами лессовой шкалы [46]. Лессы здесь залегают на плиоценовом аллювии. В районе Одесского поднятия лессовая толща значительно приподнята над уровнем моря и залегает на плиоценовых элювиальных образованиях. В ее строении присутствуют все те же горизонты лессов и погребенных почв. Ниже плиоценовых погребенных почв залегают понтические известняки и

глины. От Тилигульского до Бугского лиманов разрез лессовой серии в общем одинаков, представлены полностью все горизонты верхнего и среднего плейстоцена и тилигульский горизонт лессов нижнего плейстоцена. Залегающая ниже широколинейная и крыжановская почвы перекрывают аллювиальные отложения куяльницкого возраста. В этом районе, как и в придунайском, лессовые породы бугского горизонта по днищам балок уходят ниже уровня моря, что свидетельствует о синхронности последней регрессивной фазы в истории Черного моря с эпохой бугского лессонакопления.

Аллювиальные отложения четвертичного возраста в прибрежной зоне расположены, как правило, ниже уровня моря. Обычно это объясняется опусканием территории. Не отрицая существования устойчивой тенденции большей части территории к опусканию в течение плейстоцена, необходимо несколько расширить и дополнить влияние другого, не менее важного фактора, эвстатического. В береговой зоне моря влияние последнего фактора было, по нашему глубокому убеждению, решающим. Анализ строения донных отложений шельфа и лиманов Причерноморья, являющихся, по существу, затопленными устьевыми участками рек, положения подошвы антропогенных отложений, позволяет сделать один принципиальный вывод — регрессивные фазы Черноморского бассейна сопровождались выдвиганием устьев речных долин далеко на шельф, почти к его современной бровке. Об этом свидетельствуют обнаруженные на глубинах 80—90 м береговые аккумулятивные образования. Такое резкое колебание базиса эрозии обусловило интенсивное врезу рек в низовьях и выполнение углубленных долин мощной толщей отложений. По нашему мнению, резкий перегиб продольного профиля нервой и второй террас в устьевых

участках рек объясняется именно эвстатическими факторами. Учитывая то обстоятельство, что в течение плейстоцена была не одна регрессивная фаза, в низовьях рек Причерноморья могут оказаться наложенными либо прислоненными разновозрастные пачки аллювия. Во всяком случае в пределах Днепровско-Бугского, Тилигульского, Березанского и Днестровского лиманов имеются две погребенные террасы, сложенные верхнеплейстоценовым аллювием, а также мощная пачка аллювиальных отложений, выполняющая предновозвксинский врез. Более древние аллювиальные отложения, в частности среднеплейстоценовые, также расположены ниже уровня моря. И лишь выше лиманов аллювиальные отложения слагают надпойменные террасы. Детально аллювиальные отложения в долинах лиманов описаны в гл. 4.

Лиманно-морские четвертичные отложения вне территорий лиманов распространены ограниченно, в основном в виде узких террас. Особенно широко они развиты в придунайском районе, где представлены отложениями древнезвксинской террасы. При этом выделяется два уровня этой террасы: низкий — соответствующий древнезвксинской трансгрессии, и высокий — сопоставимый во времени с позднечаудинской трансгрессией. Имеются древнезвксинские отложения в бортах Бугского лимана (район г. Николаев), где они залегают на глубинах 20—26 м ниже уровня моря, а также в пределах древнезвксинской дельты р. Днепр [48].

Установлены древнезвксинские отложения и в Приазовье, где слагают четко выраженную в рельефе террасу, и в Присивашье [56].

Караятские отложения развиты в пределах Тузовской группы лиманов, Ягорлыкского полуострова и в Присивашье, где залегают на значительной глубине.

ГЛАВА 3
**СТРАТИГРАФИЯ
ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
ЛИМАНОВ**

Расчленение морских и лиманно-морских голоценовых отложений, новой морской фазы, по Н. И. Андрусову [2, 3], вопрос весьма дискуссионный. Как известно, весь комплекс посленовозвских отложений был выделен А. Д. Архангельским и Н. М. Страховым [5] в древнечерноморские слои, которые перекрываются лишь современными отложениями. При этом древнечерноморские слои подразделялись на верхний, средний и нижний «горизонты». В дальнейшем для расчленения древнечерноморских осадков было предложено две схемы — П. В. Федорова и Л. А. Невесской. Первая построена на изучении морских террас и заключенной в них фауны моллюсков, вторая — на изменении фауны моллюсков в донных отложениях шельфа Черного моря. П. В. Федоров [135—137] подразделяет древнечерноморские слои на древнечерноморские, новочерноморские, фанагорийские и нимфейские. При этом устанавливается превышение современного уровня моря в новочерноморское и нимфейское время и существование между ними регрессивного, фанагорийского этапа.

Л. А. Невесская и Е. Н. Невесский разработали схему [91—93] расчленения древнечерноморских осадков по изменению видового состава моллюсков на фоне прогрессирующего осолонения Черного моря. Выделяемые ими бугазские, витязевские, каламитские и джеметинские слои формировались на фоне непрерывного повышения уровня моря. Отрицаются тем самым сколько-нибудь существенные его колебания. И та и другая схемы разработаны для отложений открытого моря.

Для лиманов Причерноморья расчленение древнечерноморских осадков на более дробные подразделения имеет важное значение, ввиду ведущихся изысканий под строительство крупных гидротехнических сооружений. Однако задача эта весьма сложная, и для ее решения необходимы специальные комплексные исследования. Объясняется это тем, что традиционный биостратиграфический метод не дает желаемых результатов, поскольку 10—20 тыс. лет (время формирования донных отложений) явно недостаточно для эволюционных изменений фауны. Получаемые при помощи этого метода выводы основываются на изменениях видового состава той или иной группы животных во времени под влиянием колебаний климата, уровня моря и солености. Ввиду того что лиманы — это экосистемы с постоянно меняющимися показателями солености, уровня режима, бывает очень сложно, а подчас и невозможно отличить локальные изменения в составе фауны от региональных. Не менее сложно отличить литологические комплексы определенных фаций от сходных по составу, но сформировавшихся во время внезапных изменений гидрологического режима и солености.

Поэтому при расчленении донных отложений лиманов Причерноморья были использованы различные критерии — биостратиграфический, геологический, палеогидрологический и изотопной геохронологии. Биостратиграфические исследования выполнялись по моллюскам и остракодам. Исследование образцов для получения изотопного возраста осуществлялось при помощи радиоуглеродного анализа.

Долины рек Причерноморья в устьевых участках переуглублены и выполнены мощной толщей аллювиальных отложений регрессивного типа. Их мощность в различных лиманах неодинакова и зависит от силы потока, его скорости и режима питания. Этот аллювий, сформировавшийся во время предновозэксинской регрессивной эпохи Черного моря, выделен в антский горизонт [45]. Максимальная мощность аллювиальных отложений горизонта отмечается в Днепровско-Бугском лимане, где составляет 20—25 м, минимальная — в Сухом, всего 4—5 м. Нижняя граница антского горизонта (время формирования фации размыва) сопоставляется нами с максимальной падением уровня моря. Исходя из имеющихся материалов по радиоуглеродному датированию осадков озерной стадии позднелейстоценового Черного моря [161], соответствующей началу антского времени, нижняя граница горизонта датируется нами в 24—25 тыс. лет. Верхняя граница антского горизонта проходит по кровле пойменно-старичных отложений (возраст которых изменяется в разных частях лиманов от 14 до 13 тыс. лет). Таким образом, граница скользящая, что определяется залеганием на различных глубинах шельфа и перекрытием разновозрастными слоями нового эвксина.

Имеющиеся геологические материалы свидетельствуют о послекарпатском возрасте аллювия, поскольку он расположен (посредством вреза) гипсометрически ниже карпатских отложений, развитых на Кинбурнской косе. Поэтому и геологически и литологически выделение антского горизонта вполне обосновано. Остается вопрос о целесообразности его выделения. Наши соображения по этому поводу сводятся к следующему. В приустьевых участках долин, затопленных морем, имеется несколько начек регрессивного аллювия, сформировавшихся во время регрессивных эпох в истории Черного моря. Однако если средне- и нижнелейстоценовый аллювий достаточно уверенно идентифицируется биостратиграфическим методом, то аллювий двух регрессивных циклов позднего плейстоцена не имеет надежной привязки. Регрессивный аллювий обоих циклов завершается пойменно-старичными образованиями, которые перекрыты новозэксинскими от-

ложениями. Необходимость картирования этих толщ предопределяет их разграничение, в связи с чем аллювий последней регрессивной фазы был выделен в качестве антского горизонта. Вместе с тем мы отдаем себе отчет в том, что антский горизонт отвечает (хронологически) значительной части новозэксинского горизонта. Тем не менее, как показала практика геологосъемочных и изыскательских работ, в целях избежания дальнейшей путаницы необходимо исключить применение названий горизонтов для отложений одного возраста, но различных формаций.

Хорошим маркирующим горизонтом в разрезе донных отложений лиманов выступают новозэксинские слои, трансгрессивно перекрывающие все более древние толщ породы. Между новозэксинскими и перекрывающими их голоценовыми (древнечерноморскими) отложениями местами залегает прослой (небольшой мощности) песчаных осадков, которые относятся еще к верхнему плейстоцену. В большинство же разрезов голоценовые илы с размывом залегают на новозэксинских. Расчленение однообразной толщи голоценовых илов представляет большие трудности и возможно только при изучении их комплексом методов. Прежде всего необходим тщательный литофациальный анализ: выделение фаций, отражающих конкретные динамические условия. Направленные изменения условий осадкообразования будут зафиксированы в литологической колонке, генетическая и литофациальная интерпретация которой даст возможность выделить этапы развития бассейна. При этом мы должны исходить из следующих предпосылок. В условиях открытых заливов, каковыми были лиманы в течение их развития, основными факторами, влияющими на специфику седиментации в разных частях лимана, были: глубина, соленость, наличие сгонно-нагонных течений, вдольберегового потока напосов, количество приносимого терригенного материала, биологическая продуктивность водоема и постоянство волнового режима. При неизменности указанных факторов особенно большое влияние на состав осадков имели колебания уровня моря, приводившие к резкому изменению условий седиментации. К сожалению, не все колебания уровня моря можно уловить по изменению состава осадков. В первую очередь это относит-

ся к колебаниям небольшой амплитуды (первые метры), поскольку значительная часть площади лиманов находится в зоне волнового воздействия, где формируются песчаные осадки. В процессе исследований достаточно надежно выделялись следующие фации и субфации: размытая (базальный горизонт аллювия), русловая (регрессивной фазы), русловая и прирусловая (трансгрессивной фазы), пойменная, старичная, болотная, лиманная (открытого глубокого лимана); волновой-зоны лимана, пляжевая. Более мелкие подразделения отражают различные аспекты волнового воздействия и сепарации наносов по механическому составу.

Использование этих данных при анализе литологической колонки донных осадков дает возможность выявить изменения палеогидрологического режима лиманов. Методика таких исследований разработана А. Б. Островским и апробирована при изучении позднелеистоцен-голоценовых осадков Кавказского побережья [97—100].

Примеров применения этого метода достаточно много, особенно по Днепровско-Бугскому лиману, наиболее изученному среди остальных лиманов Северо-Западного Причерноморья. Это — и наложение пляжевых образований на илистые осадки, и нахождение пресноводных отложений в толще лиманских, и постепенное увеличение пелитовой фракции в разрезе, и выклинивание прослоев субаэральных отложений, и т. д.

Все эти факты, основанные на изменении литодинамических условий, позволяют выделить в истории формирования донных осадков следующие этапы: формирование регрессивного аллювия; пойменно-старичных образований; ингрессия новоэвксинского моря в устьевые участки лиманов и образование первых лиманов; регрессия моря, частичный размыв новоэвксинских отложений и пойменно-старичного аллювия; трансгрессия черноморских вод во второй половине бугазского времени; небольшая регрессия на рубеже бугазского и витязевского времени, частичный размыв бугазских отложений; трансгрессия в витязевское и каламитское время; регрессия в конце каламитского времени и трансгрессия в историческое время, продолжающаяся до наших дней.

Эти этапы, вытекающие из литофациального анализа осадков, и были по-

ложены нами в основу расчленения донных отложений лиманов. В большинстве случаев этапы, соответствующие крупным изменениям уровня режима лимана, подтверждаются фауной моллюсков и остракод.

БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ

Для стратиграфического расчленения были использованы данные по развитию моллюсков и остракод в течение лиманного осадконакопления, определявшегося как климатическими, так и фациальными изменениями. Особое внимание обращалось на виды узкоспециализированные, требовательные к определенным условиям среды обитания. Изменение последних приводило к появлению одних видов и исчезновению других.

ФАУНА МОЛЛЮСКОВ

Анализ материала, полученного при изучении керна скважин по трассе канала Дунай — Днепр, а также многочисленных публикаций [15, 35, 37, 50, 65, 101, 125, 130—134] позволяет наметить основные рубежи в развитии фауны моллюсков, состоящей из представителей пресноводных, солоноватоводных (пonto-каспийских) и морских (средиземноморских) видов. Из общего числа изученных видов (52) массовыми и широко распространенными являются лишь 8; 24 — редкие и мало распространенные; остальные встречаются довольно часто, но массового развития не имеют. В аллювиальных отложениях позднечетвертичного (аптского) возраста выявлены лишь пресноводные формы. Для всех лиманов характерен близкий видовой состав.

В Днепровско-Бугском лимане аллювиальные пески содержат раковины: *Viviparus bugensis*, *V. fasciatus*, *Lithoglyphus naticoides chersonensis*, *Unio tumidus*, *Theodoxus fluviatilis*, *Dreissena polymorpha*. Пески русловой фации переходят в пойменные мелкозернистые, темно-серые с прослоями суглинков, в которых выявлены: *Unio* sp., *Lithoglyphus* sp., *Anodonta* sp., *Sphaerium rivicola*. В верхней части найдены единичные солоноватоводные *Monodasna caspia caspia*.

В базальных гравийно-галечных отложениях Березанского лимана имеется незначительное количество мелкого детрита раковин *Mastra caspia*. Из верхней части аллювия (мелкозернистых песков с прослоями средне- и крупнозернистых) определены единичные пресноводные виды *Lithoglyphus naticoides*, *Viviparus sp.*, *Valvata piscinalis*. Имеются единичные паходки и в антском аллювии Тилигульского лимана. На размытой поверхности позднесарматских глин в устьевой части лимана на отметках 37—39 м ниже уровня моря залегает толща серых илистых песков незначительной мощности. В этих песках выявлены раковины моллюсков: *Viviparus sp.*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis distincta*, *Lithoglyphus sp.*, *Valvata sp.* В аллювиальных отложениях антского горизонта Хаджибейского лимана помимо отмеченных видов найдены еще обломки *Sphaerium sp.* В Днестровском лимане, в основании эрозионной долины, залегают песчано-гравийно-галечные отложения, представленные обломками кремня, кварца, песчаника с окатанными обломками раковин моллюсков *Viviparus sp.*, *Lithoglyphus sp.*, *Valvata piscinalis*, а также обломками раковин моллюсков из неогеновых отложений.

Выше по разрезу отложения русловой фации переходят в пойменно-старичные, в кровле которых иногда залегает прослой торфа с единичными раковинами *Lithoglyphus sp.*

Везде, где имеется полный разрез дольных отложений лиманов, на антском аллювии с размывом залегают новоэвксинские отложения. В Днепровско-Бугском лимане в них обнаружены солоноватоводные ново-каспийские виды моллюсков с примесью пресноводных форм. Преобладают *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis bugensis*, *Monodacna caspia pontica*, реже встречаются *Lithoglyphus naticoides chersonensis*, *Micromelania caspia lineta*, *Caspia gmelini*, *Viviparus fasciatus*. На основании состава раковин моллюсков эти отложения сопоставляются с новоэвксинскими слоями, выделенными в прибрежной части дна Черного моря [5, 65, 91—94]. Наличие пресноводных форм свидетельствует о значительной опресненности новоэвксинских палеолиманов. Видовой состав новоэвксинских моллюсков в общем близкий для всех лиманов Северо-Западного Причерноморья. В устьевой части

Березанского лимана новоэвксинские отложения содержат следующие пресноводные и солоноватоводные виды: *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis distincta*, *Viviparus sp.*, *Valvata piscinalis*, *Lithoglyphus naticoides*, *Monodacna caspia caspia*, *Caspia gmelini*, *Micromelania caspia lineta*. Имеющиеся материалы по верховью Березанского лимана свидетельствуют об уменьшении числа солоноватоводных форм в отложениях этого же возраста. В темно-серых илах с растительными остатками, в ракушечниках обнаружены лишь *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis*, *Theodoxus fluviatilis*, *Viviparus sp.*

В глинистых песках, суглинках нового эвксина Тилигульского лимана содержатся: *Monodacna caspia caspia*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis distincta*, *Micromelania caspia lineta*, *Valvata piscinalis*, *Lithoglyphus naticoides*, *Viviparus viviparus* и др. Новоэвксинские слои занимают наиболее глубокую южную часть долины лимана. Северная граница их распространения доходила лишь до середины современной акватории лимана. В Хаджибейском лимане, как и в других, антский аллювий перекрывается лиманными новоэвксинскими отложениями, представленными темно-серыми со слабым зеленоватым оттенком илами, песками, ракушечниками. В кровле толщи нового эвксина выявлен прослой торфа, в котором обнаружены в основном пресноводные *Viviparus sp.*, *Lithoglyphus naticoides*. Рже встречаются солоноватоводные *Micromelania caspia lineta*, *Monodacna caspia caspia*. В песчаных осадках, ракушечниках преобладают обломки раковин *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis distincta*, *Monodacna sp.*, иногда встречаются *Micromelania caspia lineta*. На илистых грунтах руководящими видами являются *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis distincta*, *Monodacna caspia caspia*, *Micromelania caspia lineta*, *Caspia gmelini*, характерными — *Lithoglyphus naticoides*, *Viviparus sp.*, *Valvata piscinalis*, реже встречаются *Fagotia esperi*, *Theodoxus fluviatilis*. В Днестровском лимане новоэвксинские отложения изучены лишь в его южной части. Здесь в темно-серых песчаных илах выявлены немногочисленные раковины солоноватоводных моллюсков: *Monodacna caspia caspia*, *Dreissena polymorpha*, *Dr. rostriformis*. В Будаковском лимане состав моллюсков

изучен лишь в скв. 221, где новоэвксинские зеленоватые-серые глины содержат наземные, пресноводные и солоноватоводные виды. Среди последних определены: *Monodacna caspia caspia*, *Dreissena polymorpha*. В верхней части толщи встречены *Planorbis* sp., *Pupilla* sp., *Vallonia* sp. Перекрывающие их глинистые илы содержат представителей эвригалинной средиземноморской фауны: единичные мелкие раковины *Cardium edule*, *Abra ovata*.

Новоэвксинские отложения в районе пересыпи Молочного лимана содержат немногочисленные обломки *Dreissena polymorpha*, *Monodacna* cf. *colorata*, *Adacna* sp., *Planorbis* sp. [57, 87]. На новоэвксинских отложениях с размывом залегают голоценовые морские и лиманно-морские. Для нижнеголоценовых лиманно-морских слоев (бугазско-витаевских) характерно уменьшение числа пресноводных и солоноватоводных представителей, появление и распространение эвригалинных видов средиземноморского происхождения. Кроме морских форм присутствуют еще некоторые понто-каспийские.

В нижнеголоценовых отложениях (илах, песках, ракушечниках) в изученной части Днепровско-Бугского лимана распространены раковины морских моллюсков средиземноморского типа: *Cardium edule*, *Mytilus galloprovincialis*, *Hydrobia ventrosa*, *Nassarius reticulatus*, *Bittium reticulatum*. Как видно из приведенного состава, смена моллюсков понто-каспийского типа на средиземноморский происходит довольно резко без каких-либо переходных горизонтов. Древнечерноморские слои часто начинаются детритусовыми ракушечниками, состоящими в основном из *Mytilus*, реже *Cardium edule*. В таких случаях древнечерноморский ракушечник ложится на новоэвксинский, состоящий из раковин *Monodacna*.

Нижнеголоценовые слои Березанского лимана характеризуются смешанным составом моллюсков. Совместно с солоноватоводными *Dreissena polymorpha*, *Monodacna caspia caspia* выявлены средиземноморские эвригалинные виды — *Cardium edule*, *Abra ovata*, *Hydrobia ventrosa*. Как правило, раковины моллюсков перечисленных видов небольших размеров, тонкостенные. Очевидно, условия для существования как тех, так и других видов были неблагоприятными [132].

Нижнеголоценовые слои Тилигульского лимана содержат обедненный в основном средиземноморский состав моллюсков наиболее эвригалинных видов: *Mytilus galloprovincialis*, *Abra ovata*, *Cardium edule*, *Hydrobia ventrosa* и др. Изредка встречается незначительное количество солоноватоводных угнетенных раковин *Monodacna* sp., *Dreissena* sp. [131].

В начале голоцена, как отмечалось, была небольшая регрессивная фаза, поэтому нижнеголоценовые осадки в Хаджибейском лимане начинаются, по-видимому, с витязевских слоев. К этому времени в Хаджибейский лиман вселяются эвригалинные средиземноморские представители, а новоэвксинские вытесняются в верховье лимана и частично вымирают. Нижнеголоценовые осадки в долине лимана имеют ограниченное распространение и небольшую мощность. Они характеризуются смешанным составом понто-каспийских: *Dreissena polymorpha*, *Monodacna caspia caspia* — и средиземноморских видов: *Cardium edule*, *Hydrobia ventrosa* [133].

В Днестровском лимане основная масса раковин принадлежит: *Cardium edule*, *Abra ovata*, *Dreissena polymorpha*.

Значительно богаче видовой состав моллюсков из нижнеголоценовых отложений лиманов Будацкого, Алибей, Шаганы. Если в Будацком лимане в основании нижнего голоцена залегают бугазские слои, в которых отмечается обедненный состав солоноватоводных и морских видов, то в лиманах Тузловской группы нижнеголоценовые отложения начинаются с витязевских слоев. Для последних характерен обедненный состав морских (средиземноморских) моллюсков.

Среднеголоценовые (каламьские) слои выделяются по появлению в разрезе помимо известных эвригалинных иммигрантов новых средиземноморских, относительно более стеногалинных форм. В лиманах этого времени существовало максимальное количество видов. Условия обитания для жизни моллюсков были довольно благоприятными, что подтверждается увеличением размеров раковин и численности экземпляров. Особенно разнообразным видовым составом отличался Хаджибейский лиман, в меньшей мере — Тилигульский, Березанский. В Днестровском и Днепровско-Бугском лиманах на

составе фауны моллюсков сказывалось опресняющее влияние рек.

В Днепровско-Бугском лимане на илистых грунтах развит комплекс с *Mytilus galloprovincialis*, в котором заметную роль играют *Cardium edule*, *C. exiguum*, *Paphia rugata*, *Nassarius reticulatus*, *Abra milachevici*, *Hydrobia ventrosa*, *Macra subtruncata*. На песчано-илистых грунтах получили развитие: *Cardium edule*, *Mytilus*, *Corbula mediterranea*, *Chione gallina*. В верховьях лимана заметную роль играют солоноватоводные представители. Встречены также единичные пресноводные формы.

В среднеголоценовых осадках Днестровского лимана количество средиземноморских форм невелико. К существовавшим в раннем голоцене добавляются *Cardium exiguum*, *Mytilus galloprovincialis*, *Bittium reticulatum*, *Hydrobia ventrosa*, широко распространенные до широт г. Белгород-Днестровский. В верховье лимана господствующее положение занимают пресноводные и понто-каспийские виды. Кровля среднеголоценовых илов отбивается по массовому распространению средиземноморских моллюсков (до абсолютных отметок — 5—7 м).

В Березанском лимане в среднеголоценовых отложениях широко распространены раковины менее эвригалинных средиземноморских видов и отсутствуют понто-каспийские. Руководящим видом в этом комплексе является *Mytilus galloprovincialis*, характерными — *Cardium exiguum*, *Nassarius reticulatus*, *Bittium reticulatum*, *Rissoa parva*, *R. membranacea*, реже встречаются *Cardium edule*, *Abra ovata*, *Hydrobia ventrosa* [132]. Местами количество раковин *Mytilus* и их обломков настолько возрастает, что образуются прослои и ливны илистых ракушечников мощностью 0,4—1,0 м, расположенных на различных отметках в толще среднеголоценовых илов. В верхней части лимана в илистых ракушечниках наиболее распространен *Mytilus galloprovincialis*. К характерным формам относятся *Cardium edule*, *Abra ovata*, *Mytilaster lineatus*, *Rissoa* sp., *Bittium reticulatum*. Для каламитского этапа характерно проникновение средиземноморских видов далеко на север. И лишь в самых верховьях лимана раковины *Mytilus* в разрезе отсутствуют, руководящее значение приобретает *Cardium edule*.

Среднеголоценовые осадки в Тилигульском лимане распространены повсеместно. Видовой состав моллюсков включает обычные эвригалинные формы, к которым добавляются *Gastrea fragilis*, *Loripes lacteus*, *Paphia* sp., *Nassarius reticulatus*. Полностью исчезают солоноватоводные и пресноводные формы. Перечисленные виды проникают далеко на север, в верховье лимана.

Средний голоцен, одна из наиболее четко выделяемых и мощных толщ голоцена в Хаджибейском лимане, характеризуется широким распространением средиземноморских видов и отсутствием понто-каспийских. Руководящим видом здесь является *Mytilus galloprovincialis*, характерным — *Ostrea edulis*, *Nassarius reticulatus*, *Bittium reticulatum*, реже встречаются *Modiolus adriaticus*, *Paphia discrepans*. На илистых грунтах широко распространен *Mytilus*, образующий ракушечные прослои [133].

В среднеголоценовых (каламитских) отложениях лиманов Бурнас, Алибей, Шаган и Будацкого отмечается в общем близкий видовой состав моллюсков. Увеличивается не только количество видов, но и размеры раковин моллюсков, что свидетельствует о благоприятных условиях существования. Наиболее характерные формы: *Cardium edule*, *Paphia discrepans*, *Mytilaster lineatus*, *Mytilus galloprovincialis*, *Loripes lacteus*, *Rissoa membranacea*, *Bittium reticulatum*, *Retusa truncatula*, *Eulimella ulidissima*, *Chrysallida interstincta*.

Транспрессия моря в среднем голоцене привела к образованию лиманов Перекопской группы, Зап. и Вост. Сиваша и Утлюкского. Значительно увеличились размеры Молочного лимана и лиманов крымской группы. Населявшая их фауна моллюсков состояла, в основном, из эвригалинных морских видов.

Для всех верхнеголоценовых отложений характерна мозаичность распределения фауны по отдельным лиманам. Например, верхние части разрезов Днестровского, Днепровско-Бугского, Березанского лиманов отличаются преобладанием солоноватоводных видов наряду с наиболее эвригалинными средиземноморскими. В современных слоях Хаджибейского, Тилигульского, Будацкого лиманов преобладают средиземноморские представители, лишённые некоторых видов, характерных для лижележащих, среднесоловцовых слоев.

В Днепровско-Бугском лимане верхнеголоценовые отложения представлены зеленовато-серыми песками, илами, содержащими современный комплекс моллюсков, в значительной степени опресненный. Наряду с морскими *Cardium edule*, *Mytilus galloprovincialis*, *Nassarius reticulatus*, *Mya arenaria*, *Bittium reticulatum*, *Rissoa membranacea*, встречаемы в небольшом количестве солоноватоводные *Clessiniola variabilis*, *Theodoxus* sp., *Monodacna colorata*, *Dreissena polymorpha* [134]. В Березанском лимане в составе моллюсков наблюдается некоторое сокращение доли морских форм, появление солоноватоводных и пресноводных видов, что, вероятно, может свидетельствовать о начале некоторого опреснения водоема в конце голоцена. В устьевой части лимана современные осадки содержат средиземноморские раковины моллюсков, среди которых наиболее часто встречаются *Cardium edule*, *Abra ovata*, *Hydrobia vetrosa*, реже — *Bittium reticulatum*, *Mytilaster lineatus*, *Mytilus galloprovincialis*, а также солоноватоводные *Monodacna colorata*, *Dreissena polymorpha*. Несколько обедненный состав с преобладанием пресноводных форм характерен для верховья лимана. На илистых грунтах там получили развитие *Cardium edule*, *Dreissena polymorpha*, *Abra ovata*, редко присутствуют *Hydrobia ventrosa*, *Monodacna colorata*, *Mya arenaria*, *Theodoxus danubialis* [132].

Видовой состав моллюсков из верхнеголоценовых отложений Тидигульского и Хаджибейского лиманов хоть и обеднен по сравнению со среднеголоценовым, по включает много морских форм, среди которых характерны: *Mytilus galloprovincialis*, *Cardium exiguum*, *Nassarius reticulatus*, *Rissoa membranacea*, *Bittium reticulatum*, *Retusa truncatula* и др. Близкий видовой состав наблюдается в джаметинских отложениях лиманов Тузовской группы.

В верхнеголоценовых отложениях Днестровского лимана, в отличие от всех остальных, преобладают солоноватоводные моллюски: *Monodacna colorata*, *Dreissena polymorpha*, *Hypanis plicatus relictus*, *Clessiniola variabilis*, редко встречаются *Cardium edule*. Такое отличие Днестровского лимана вызвано опресняющим влиянием р. Днестр.

Таким образом, в строении донных отложений лиманов Северо-Западного Причерноморья выделяются стратигра-

фические слои, характеризующиеся определенным составом моллюсков. Изменение его в течение позднего плейстоцена — голоцена происходило постепенно и выражалось в последовательном выпадении пресноводных и солоноватоводных видов каспийского типа и прибавлении средиземноморских форм, в первую очередь эвригалинных, а затем все более стеногалинных. Лишь в начале позднего голоцена в некоторых лиманах наблюдается небольшое увеличение пресноводных и солоноватоводных видов, что было вызвано по-видимому незначительной регрессией Черного моря, а следовательно, увеличением притока пресных вод. Другие лиманы, не имевшие притока пресных вод, при регрессии изолировались от моря и осолонялись.

ФАУНА ОСТРАКОД

Состав и численность фауны остракод в лиманах определяется абиотическими и биотическими факторами — солоностью, температурой, химическим составом воды, ее трофичностью, глубиной, наличием подводной растительности и т. п. Чутко реагируя на изменения этих параметров (в первую очередь солоности), остракоды мигрируют в поисках более оптимальных условий обитания, создавая биоценозы, дифференцированные по продольному (от верховий к устьям) и поперечному (от прибрежных к центральным частям) профилям.

Такая же картина наблюдается и в вертикальном разрезе лиманных отложений, отражающем этапы постепенного осолонения палеолиманов. Это фиксируется присутствием остракод — индикаторов определенных глубин, температур [63], солоности [148, 149] в ассоциациях остракод антского, новоэксинского, нижнеголоценового, среднеголоценового и верхнеголоценового горизонтов, а также количественным соотношением пресноводных, солоноватоводных и морских форм. Кроме того, комплексы остракод одного возраста в лиманах имеют свои отличия видового состава, что объясняется различными физическими и биологическими параметрами среды для каждого лимана.

Выделенные комплексы позволяют восстановить палеоэкологические условия среды обитания, основные этапы развития лиманов в верхнеплейстоцено-голоценовое время.

Поскольку они отражают изменения в уровне и гидрологическом режиме моря и лиманов, вызванных региональными колебаниями климата, комплексы могут использоваться для стратиграфического расчленения.

Комплексы остракод из аллювиальных отложений антского горизонта, залегающих в основании лиманных осадков, включает 27 пресноводных и 14 солоноватоводных видов. В аллювии Днепровско-Бугского лимана выявлены следующие виды остракод: в песках пристержневой субфации (серых, разнотекстурных, с гравием) — *Cyprideis littoralis* и *Hyocypris* aff. *bradyi*; в залегающих выше песках прирусловой субфации (зеленовато-серых, среднетекстурных) — 7 видов (*Hyocypris* aff. *bradyi*, *Darwinula stvensoni*, *Candona ex gr. schweyeri*, *Candoniella albicans*, *C. subellipsoida*, *C. ex gr. fabaria*, *Cypria* aff. *candonaeformis*). Появление кандон и кандонелл, не характерных для водоемов с сильной скоростью течения, а также литологический состав пород свидетельствуют о переходе этого участка долины от фазы эрозии к фазе аккумуляции.

Выше русловых песков залегают озерные суглинки, к основанию переходящие в супеси (темно-серые, с органическими остатками). Наряду с пресноводными видами *Candoniella albicans*, *C. ex gr. subellipsoida*, *Cypria elongata*, *C. curvifurcata* присутствуют и солоноватоводные — *Loxocconcha pseudobicornuta*, *Tyrrhenocythere amnicola denetziensis*, *Leptocythere striatocostata*, *L. arevina limanicum*, *Cyprideis littoralis*.

В осадках озерной фации Хаджибейского лимана отмечены пресноводные *Candoniella ex gr. subellipsoida*, *Candona parallela*, солоноватоводные *Tyrrhenocythere amnicola denetziensis*, *Loxocconcha* aff. *variaformis*, *Cyprideis littoralis*.

Наиболее богатая в видовом отношении фауна остракод свойственна старичным отложениям.

В Днепровско-Бугском лимане наблюдаются следующие изменения в видовом составе остракод: в основании присутствуют представители пресноводных родов — *Physocypris* (*P. fadeevi*), *Candoniella* (*C. albicans*, *C. subellipsoida*, *C. ex gr. fabaria*), *Darwinula* (*D. stvensoni*), *Cypria* (*C. curvifurcata*, *C. aff. candonaeformis*), *Cypridopsis* (*C. aff. elongata*), солоноватоводных — *Loxocconcha* (*L. subvariaformis*, *L. aff. aktschagyllica*,

L. ex gr. aktschagyllica, *L. pseudobicornuta*), *Cyprideis* (*C. littoralis*), *Tyrrhenocythere* (*T. amnicola denetziensis*).

В кровле старичных суглинков, обогащенных растительными остатками, раковинами пресноводных моллюсков, видовой состав остракод следующий: *Hyocypris gibba dneproviensis*, *I. aff. bradyi*, *I. ukrainicus*, *Darwinula stvensoni*, *Physocypris fadeevi*, *Candoniella albicans*, *C. subellipsoida*, *Candona compressa*, *Cypria* aff. *candonaeformis*, *C. lacustris*, *C. elongata*, *Cyclocypris* aff. *ovum*, *Potamocypris luljevi*, *Tyrrhenocythere amnicola denetziensis*, *Loxocconcha subvariaformis*, *L. aff. aktschagyllica*, *L. ex gr. aktschagyllica*, *Caspiocypris subrotulata*. Как видим, появляются пресноводные рода *Candona*, *Hyocypris*, *Cyclocypris*, *Potamocypris*, исчезает род *Cypridopsis*. Экологический анализ позволяет предположить, что старичный водоем имел глубину от 1,6 до 4,0 м, умеренно теплые воды, а на илистых грунтах произрастала обильная водная растительность. Свидетельством тому может быть увеличение численности особей родов *Physocypris* (обитают на глубинах до 4,0 м), *Darwinula* (достигают максимальной плотности популяций при глубинах более 1,6 м, среди обильной растительности), *Cypria* (представители этого рода служат индикаторами трофичности водоемов, достигая максимальной численности в водах, богатых органическими соединениями и повышенной минерализацией), *Candoniella* (наиболее благоприятными условиями для их развития являются значительные глубины, умеренно теплые, чистые, среднеминерализованные, богатые кислородом воды, богатая водная растительность).

В пойменных отложениях с линзами старичных (темно-серых, тонкотекстурных, илистых песках, супесях) остракоды представлены видами: *Cypria curvifurcata*, *Candoniella albicans*, *C. subellipsoida*, *Darwinula stvensoni*, *Limnocythere zubowichi*, *Candona rostrata*, *C. aff. fabaeformis*, *C. aff. compressa*, *Hyocypris ex gr. gibba*, *I. aff. gibba*, *I. aff. bradyi*, *I. monstifica*, *Cyprideis littoralis*, *Loxocconcha* aff. *aktschagyllica*, *L. aff. variaformis*, *Tyrrhenocythere amnicola denetziensis*, *Caspiocypris subrotulata*, *C. aff. rotulata*. Отмечается увеличение видового состава родов *Candoniella*, *Hyocypris*, *Cypria*, появляются новые виды кандон. Это может свиде-

тельность о дальнейшем росте продуктивности старичного водоема.

В кровле старичного аллювия Березанского лимана (темно-серых, серых суглинках) пресноводные формы представлены двумя видами (*Candoniella albicans*, *C. ex gr. subellipsoidea*), солоноватоводные — шесть (*Loxococoncha aff. variaformis*, *Caspiocypris aff. rotulata*, *Leptocythere striatocostata*, *L. lopaticci*, *Tyrrenocythere amnicola denetziensis*, *Cyprideis littoralis*). В старичных отложениях Днестровского лимана (алевриты с прослойками песка, с расщепленными остатками) определены остракоды: *Darwinula stvensoni*, *Cypria aff. candonaeformis*, *C. curvifurcata*, *Potamocypris variegata*, *P. aff. negadaevi*, солоноватоводные — *Cyprideis littoralis*, *Tyrrenocythere amnicola denetziensis*, *Caspiocypris aff. rotulata*.

Как видим, солоноватоводные остракоды в верхних горизонтах антекого аллювия (пойменных и старичных фациях) занимают уже значительную часть в составе ценоза (от 30 до 75 %).

Комплекс остракод из новозвксинских отложений состоит из пресноводных (19), солоноватоводных (20) и морских (5) видов.

В Днепровско-Бугском лимане в толще новозвксинских илов (серых, зеленовато-серых, комковатых) обнаружены пресноводные рода *Candona* (*C. ex gr. schweyeri*, *C. aff. marchica*, *C. aff. schweyeri*), *Candoniella* (*C. ex gr. subellipsoidea*), солоноватоводные — *Leptocythere* (*L. bacuana*, *L. quinetuberculata*, *L. caspiaformis*), *Tyrrenocythere* (*T. amnicola denetziensis*), *Cyprideis* (*C. littoralis*).

В кровле горизонта (ракушняках) пресноводные формы представлены четырьмя видами (*Candona elongata*, *C. karolinoensis*, *Candoniella subellipsoidea*, *Cypria curvifurcata*), солоноватоводные — пятью (*Cyprideis littoralis*, *Leptocythere bacuana*, *L. quinetuberculata*, *Loxococoncha lepidia*, *L. aff. variaformis*).

Экологический анализ современных условий обитания видов *Leptocythere bacuana* (живет в водах с соленостью 2—3 ‰), *L. quinetuberculata* (обитает в водах с соленостью 0,025 — 5 ‰ при глубинах 1—5 м) позволяет предположить, что Днепровско-Бугский лиман в новозвксинское время имел соленость 2—3 ‰, глубины — не более 4—5 м.

В Днестровском лимане фауна остра-

код из новозвксинского горизонта включает пресноводные рода *Candona* (*C. elongata*, *C. schweyeri*), *Candoniella* (*C. subellipsoidea*, *C. ex gr. subellipsoidea*, *C. dnestrovensis*, *C. aff. suzini*), *Darwinula* (*D. stvensoni*), солоноватоводные — *Cyprideis* (*C. littoralis*), *Leptocythere* (*L. arevina limanicum*, *L. saluta acatovi*, *L. caspiaformis*, *L. quinetuberculata*, *L. pediformis*, *L. bacuana*, *L. striatocostata*, *L. lopaticci*), *Loxococoncha* (*L. lepidia*, *L. pseudobicornuta*, *L. aff. eichwaldi*, *L. subvariaformis*), *Tyrrenocythere* (*T. amnicola denetziensis*). Большая плотность кандон и кандоний наряду с увеличением численности тиреноцитер, которые обитают в зонах с соленостью не выше 1 ‰, позволяет предположить, что соленость Днестровского лимана была не более 1 ‰, т. е. он был более опреснен, чем Днепровско-Бугский.

В Хаджибейском лимане видовой состав остракод нового звксина близок составу Днестровского лимана. Это пресноводные виды *Candona ex gr. schweyeri*, *C. elongata*, *C. neglecta*, *C. aff. marchica*, *C. dnestrovensis*, *C. aff. suzini*, *C. parallela*, *Candoniella ex gr. subellipsoidea*, *C. ex gr. fabaria*, *C. subellipsoidea*, *Darwinula stvensoni*, которые создают популяции высокой плотности. Из солоноватоводных представителей выявлены лишь *Cyprideis littoralis*, *Tyrrenocythere amnicola denetziensis*, *Leptocythere striatocostata*, что также свидетельствует о низкой солености (до 1 ‰) Хаджибейского лимана в новозвксинское время.

В верховьях Березанского лимана новозвксинская фауна представлена пресноводными *Candoniella subellipsoidea*, *C. ex gr. subellipsoidea*, *C. aff. fabaria*, *C. albicans*, *Darwinula stvensoni*, *Cypria gibba dneproviensis*, солоноватоводными *Tyrrenocythere amnicola denetziensis*, *Cyprideis littoralis*, *Loxococoncha ex gr. aktschagylia*, *L. aff. aktschagylia*, *L. lepidia*, *Leptocythere relicta*, *L. relicta bugensis*, *L. lopaticci*. Интересно, что здесь обнаружены и морские средиземноморские виды *Xestoleberis aurantia*, *X. cornelii*, *Aurila dubowskyi*, *Loxococoncha aff. granulata*. Из литературных источников известно [148—149], что виды *Xestoleberis cornelii* и *Aurila dubowskyi* способны переносить максимальное опреснение до 8—15 ‰. Нахождение же этих видов в верховьях лимана, который следует относить к

олигогалинному типу водоемов, говорит о значительно большей степени их эвригалинности, что и привело к широкому расселению этой фауны в новоэвксинское время.

В ассоциациях раннеголоценовых ostracod отмечается обеднение видового состава пресноводных и солоноватоводных форм. Морские ostracodы представлены четырьмя видами.

В Днепровско-Бугском лимане в основании голоценовой толщи присутствуют единичные пресноводные *Candoniella dnestrovicensis*, *C. subellipsoidea*, *Candona elongata*, *C. sp.* Большую часть ценоза (по численности особей) составляют морские виды *Xestoleberis cornelii*, *X. aurantia*, *Loxococoncha aestuarii* и солоноватоводный *Cyprideis littoralis*.

В Днестровском лимане пресноводные виды составляют 35 % ценоза (*Darwinula stevensoni*, *Candona elongata*, *C. ex gr. schweyeri*, *C. karolinoensis*, *Cypria elongata*, *Candoniella subellipsoidea*, *C. dnestrovicensis*, солоноватоводные — 50 % (*Caspiocypris aff. rotulata*, *Tyrrenocythere amnicola denetziensis*, *Cyprideis littoralis*, *Loxococoncha aff. eichwaldi*, *L. lepida*, *Leptocythere relictata*, *L. quinquetuberculata*, *L. arevina limanicum*, *L. saluta acatovi*, *L. striatocostata*); морские — 15 % (*Xestoleberis aurantia*, *Aurila dubowskyi*, *Loxococoncha aestuarii*). Как видим, солоноватоводные и морские формы составляют 65 % общей численности. Экологические условия их обитания в современных водоемах Азово-Черноморского бассейна позволяют определить соленость бугазско-вытязовских палеолиманов в пределах 6—8 ‰ (меломезогалинный тип).

Комплекс среднеголоценовых ostracod состоит из морских (70 %) и солоноватоводных (30 %) форм. В основании толщи еще присутствуют единичные раковины пресноводных кандон, выше же по разрезу они исчезают. Состав ostracod следующий: морские виды — *Xestoleberis cornelii*, *X. aurantia*, *Loxococoncha aestuarii*, *L. bulgarica*, *L. pontica*, *Pontocythere tchernjawsckii*, *P. bacescoi*, *Cytherois planus*, *C. cepa*, *Semicytherura alibejensis*, *Leptocythere devexa*, *L. multipunctata*, *Aurila dubowskyi*, *Pontocythere ex gr. arenaria*; солоноватоводные — *Cyprideis littoralis*, *Caspiocypris aff. candida*, *Tyrrenocythere amnicola denetziensis*, *Leptocythere lopaticii*, *Loxococoncha lepida*, *L. elliptica*, *Leptocythere bacuana*. Отличия со-

става форм в каждом лимане незначительны и заключаются в небольшом колебании соотношения морских и солоноватоводных видов.

Экологический анализ обитания морских ostracod и их содержание в биоценозе позволяют предположить, что соленость лиманов (в устьевой их части) достигала 15—18 ‰ (плейомезогалинный тип). Так, виды *Loxococoncha pontica*, *L. bulgarica*, *Leptocythere devexa*, *Xestoleberis cornelii*, *Pontocythere bacescoi* обитают при солености не ниже 8 ‰; *Cytherois cepa*, *C. pontica*, *Aurila dubowskyi*, *Pontocythere tchernjawsckii* — не ниже 15 ‰.

Фауна ostracod из отложений верхнего голоцена (к которому мы отнесем джометинские слои) представлена несколькими видами: в Днепровско-Бугском лимане — *Cyprideis littoralis*; в Хаджибейском — *Cyprideis littoralis*, *Loxococoncha rhomboidea*, *L. bulgarica*, *Xestoleberis cornelii*; в более опресненном Днестровском — *Cyprideis littoralis* и пресноводный вид мелководий *Hyocypris aff. bradyi*; в верховьях Березанского лимана — *Cyprideis littoralis*, пресноводный *Candoniella sp.*, солоноватоводный *Loxococoncha elliptica*. На пересыпи лимана Алибей в состав биоценоза входят морские виды *Paradoxostoma naviculum*, *Cytherois cepa*, *C. pontica*, *C. planus*, *Xestoleberis cornelii*, *X. aurantia*, *Loxococoncha rhomboidea*, *L. bulgarica*, *L. aestuarii*, *L. aff. granulata*, *Semicytherura virgata*, *Leptocythere devexa*, *Pontocythere bacescoi*, *P. tchernjawsckii*; солоноватоводные — *Loxococoncha elliptica*, *L. aff. aktschagyllica*, *L. lopaticii*, *Cyprideis littoralis*, пресноводные — *Hyocypris aff. bradyi*, *Cypridopsis aff. elongata*. Морские виды составляют 70 %, солоноватоводные — 20, пресноводные — 10 % общего состава ostracod. Субстратом для ostracod во всех лиманах служат пески разнотерпистые, преимущественно мелко- и среднетерпистые. Столь обедненный состав ostracod в водоемах этого времени, вероятно, можно объяснить обме- лением и опреснением лиманов, незначительными глубинами их.

РАДИОУГЛЕРОДНОЕ ДАТИРОВАНИЕ

Значение радиоуглеродного метода для геохронологии основных событий позднего плейстоцена и, особенно, голоцена очень велико, хотя в последнее время

в его адрес высказан ряд критических замечаний, главным образом по поводу достоверности датировок. Со времени первых датировок прошло достаточно много времени и существенно изменились методические приемы обработки материала. Это, естественно, значительно уменьшило процент ошибки метода. Тем не менее применение радиоуглеродного метода должно сопровождаться определенными предосторожностями. Не останавливаясь на специальных вопросах, считаем необходимым отметить одно непереносимое условие. Для определения возраста образцы должны иметь надежную геологическую привязку и исследоваться другими методами, в частности палеонтологическими. В этом случае радиоуглеродное датирование будет способствовать разработке геохронологической шкалы основных этапов осадконакопления.

Анализируемые здесь определения возраста лиманных отложений выполнены в Институте геохимии и физики минералов АН УССР Н. Н. Ковалюком.

Для Днепровско-Бугского лимана ранее [134] было сделано 3 определения изотопного возраста (скв. 332): $17\,760 \pm 120$; 7520 ± 120 и 3160 ± 80 лет. Первое определение получено по раковинам пресноводных моллюсков из руслового аллювия антского горизонта; второе — по раковинам морских моллюсков из пизжголоценовых (витязевских) отложений и третье — по раковинам морских моллюсков из верхней части среднеголоценовых (каламитских) отложений. В последнее время для Днепровско-Бугского лимана получено 16 определений изотопного возраста для отложений погребенной террасы, антского аллювия, новозавксинских и голоценовых. Отложения погребенной террасы исследованы на правом и левом берегах антской долины размыва (скв. 847, 648). По раковинам палюдин (скв. 648, гл. 27—29 м) получена дата — $21\,000 \pm 650$ лет; по древесине (скв. 648, гл. 25—26 м) — $22\,800 \pm 600$ лет. Возраст пойменно-старичных суглинков погребенной террасы, обогащенных растительными остатками, составляет (скв. 648) $17\,300 \pm 500$ лет. Более древними оказались отложения погребенной террасы левого берега (скв. 857, гл. 30,5—31,0 м). Их возраст, полученный по раковинам моллюсков, составляет $26\,800 \pm 2000$ лет.

В то же время возраст русловых от-

ложений антского аллювия, определенный также по раковинам пресноводных моллюсков (скв. 621, гл. 37 м), составил $16\,900 \pm 450$ лет. Как видим, возраст антского руслового аллювия (по скв. 322 и 621) колеблется в пределах $16\,900—17\,760$ лет, тогда как возраст аллювия погребенной террасы более $25\,000$ лет.

Возраст пойменно-старичных отложений антского горизонта, полученный по древесине (скв. 658, гл. 19,4—20,0 м), оказался равным $14\,500 \pm 310$ лет. Верхняя часть пойменно-старичного аллювия в разрезе, где отбирались образцы для радиоуглеродного анализа, размыта, поэтому указанная датировка отражает возраст основания толщи. Тем не менее видно, что пойменно-старичные отложения антского горизонта моложе аналогичных образований погребенной террасы. Над пойменно-старичными отложениями антского горизонта залегают пески, илы новозавксинского. Возраст образца, взятый из основания толщи новозавксинских отложений (скв. 854) составляет $12\,200 \pm 180$ лет. Эта датировка относится, таким образом, к начальному этапу ингрессии новозавксинских вод в устьевую часть Днепровско-Бугского лимана. Многочисленные определения возраста новозавксинских отложений шельфа Черного моря [119] колеблются в пределах $9200—13\,100$ лет. О том, что датировка в $12\,200 \pm 180$ лет относится к началу поздненовозавксинского этапа трансгрессии, свидетельствуют также и геологические материалы, в частности размыв верхов новозавксинских отложений почти во всех разрезах Днепровско-Бугского лимана.

Начало древнечерноморской трансгрессии улавливается в Днепровско-Бугском лимане с трудом. По существу, есть несколько скважин, в которых можно выделить бугазские слои, и то их мощность обычно не превышает $15—20$ см. Залегающие выше витязевские слои нижнего голоцена имеют возраст 7300 ± 120 лет (скв. 621, гл. 17 м). Примечательно, что под витязевскими слоями, ближе к Кинбурнской косе (скв. 858), залегают заторфованные супеси, возраст которых составляет 7500 ± 110 лет. Мы склонны относить формирование этих супесей ко времени небольшой регрессивной фазы между бугазскими и витязевскими слоями нижнего голоцена. Бесспорным доказательством наличия небольшой регрессии в указанное время является повсеместное залегание

ние в Днепровско-Бугском лимане детрита митилиусов (витязевского возраста) с размывом на новоэвксинских отложениях.

Для отложений среднего голоцена (каламитские слои) получено 4 определения по раковинам каридид: для основания толщи — 5700 ± 90 и 5550 ± 80 (скв. 493), для средней части каламитских слоев — 4800 ± 100 , и для верхов разреза — 2900 ± 40 лет. Последняя датировка является как бы пограничной, на рубеже небольшого опреснения лимана. Для верхнего голоцена (джеметинские слои) получена одна датировка — 970 ± 40 лет (скв. 481).

Для донных отложений Березанского лимана выполнен радиоуглеродный анализ по 4 образцам раковин морских моллюсков. Два образца взяты из основания аккумулятивной новочерноморской террасы. Их возраст оказался 3900 и 4500 лет. По образцу (скв. 657, гл. 13,8—13,9 м) из новоэвксинских отложений получена датировка $11\,700 \pm \pm 180$ лет. Голоценовые илы в скв. 645 прерываются на глубине 2,5—3,5 м прослоем ракушки с разноморским, преимущественно детритовым песком. Возраст раковин из этого прослоя оказался 2450 ± 40 лет.

В Хаджибейском лимане возраст (по раковинам моллюсков) каламитских отложений, определенный из основания толщи (скв. 342, гл. 6,8—7,1 м) и кровли (скв. 342, гл. 4,6—4,7 м), составляет соответственно 5100 ± 70 и 4020 ± 50 лет.

По образцам (раковины моллюсков) из Тилигульского лимана были получены следующие определения возраста: для кровли новоэвксинских — $9500 \pm \pm 190$ (скв. 67, гл. 9,5—10,1 м), для подошвы бугазских — 8900 ± 160 (скв. 38, гл. 12,6—15,0 м), для витязевских — 7150 ± 190 (скв. 9, гл. 10,5—11,0 м) и 7080 ± 140 (скв. 67, гл. 5,5—7,2 м), для каламитских — 5360 ± 170 (скв. 9, гл. 4,3—4,5 м) и для отложений, синхронных фанагорийским, — 3000 ± 90 лет (скв. 67, гл. 2,0—2,4 м).

По Будацкому лиману сделано 7 определений (скв. 224) по раковинам моллюсков. Первое определение (глубина 2—2,5 м, низы джеметинских слоев) — 1600 ± 70 лет. Второе определение (гл. 4,0—4,1 м; каламитские слои) — 3900 ± 100 лет. Между этими образцами, взятыми из илистых осадков, расположен прослой песков (гл. 2,5—

3,5 м), который мы сопоставляем с регрессивной фазой. Третье определение (гл. 5,0—5,1 м; каламитские слои) — 5200 ± 60 лет. Четвертое определение (гл. 9,0—9,1 м) — 6100 ± 80 лет. Ниже залегает мощная толща осадков нижнего голоцена с редкими остатками раковин моллюсков, поэтому опробован большой интервал (17—19 м), относящийся к бугазским слоям, — 8200 ± 105 лет. Шестое определение (гл. 22—23 м; новоэвксинские отложения) — $11\,570 \pm \pm 140$ лет. Садьмое определение по комковатым тяжелым суглинкам, залегающим под пойменно-старичными отложениями антского возраста (гл. 23,9—24,0 м), — $17\,050 \pm 400$ лет, что весьма близко к возрасту пойменно-старичного аллювия погребенной террасы у г. Очаков.

Для лимана Шаганы сделано определение по раковинам морских моллюсков из довольно большого интервала (скв. 170, гл. 1,3—2,4 м) средне-верхнеголоценовых осадков — 3020 ± 110 лет.

По скв. 178, расположенной на пересыпи лимана Алибей, также по раковинам морских моллюсков получено 2 датировки. Первая — 3200 ± 100 лет — относится к верхам среднего голоцена (гл. 5,2—6,1 м; каламитские слои), вторая — отвечает началу формирования голоценовых морских осадков в лиманах Тузловской группы. Раковины для анализа отобраны сразу над субазральными суглинками (гл. 8,0—8,9 м). Полученный возраст 5600 ± 170 лет может свидетельствовать о затоплении территории лиманов Шаганы — Алибей — Бурнас в самом конце раннего голоцена (витязевское время) или начале среднего.

Таким образом, имеющиеся определения изотопного возраста (радиоуглеродным методом) позволяют наметить основные рубежи в истории формирования лиманов и осадконакопления в них. Прежде всего отметим, что формирование антского аллювия происходило во время последней ледниковой эпохи Северного полушария. Пойменно-старичные осадки относятся (по немногим датировкам, имеющимся в нашем распоряжении) к концу позднего плейстоцена и сопоставляются с первыми межстадиалами позднеледниковья. Возраст новоэвксинских осадков составляет $12\,200 \pm 180$, $11\,700 \pm 180$, $11\,570 \pm \pm 140$ и 9500 ± 190 лет. Такой разброс определений не является ошибкой в

проведении анализа. Наиболее вероятно, что мы имеем дело с тремя датированными уровнями нового эвксина: первый, наиболее древний, — примерно в интервале 12 200 — 12 300 лет назад; второй — от 11 570 до 11 100 лет назад и третий — от 10 000 до 9500 лет назад. Между эпохами формирования отложений этих уровней были небольшие (по амплитуде) регрессивные фазы. Четко устанавливается регрессивная фаза между новым эвксином и бугазскими слоями нижнего голоцена, т. е. имеются все основания считать, что в начале бугазского времени уровень моря был ниже, чем в новоэвксинское. Первое проникновение морской фауны моллюсков в лиманы Причерноморья произошло примерно 8,2—8,5 тыс. лет назад. С некоторой долей условности выделяется небольшая регрессивная фаза между бугазскими и витязевскими слоями нижнего голоцена (7500 — 7300 лет назад). Витязевский этап можно датировать интервалом от 7500 до 5500, каламитский от 5500 до 2900; фанаторийскую регрессивную фазу от 2900 до 1900 лет назад.

СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ СХЕМА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Предлагаемая стратиграфическая схема (табл. 2) не является совершенно новой. В ней нашла отражение результаты изучения донных отложений лиманов Причерноморья, полученные во время изыскательских работ по трассе канала Дунай — Днепр, а также стратиграфические разработки по расчленению морских отложений [2, 5, 93, 136, 156, 157].

Из приведенного ранее материала по строению донных отложений в видовом составе моллюсков, остракод видно, что в разрезе принимают участие породы верхнеплейстоценового и голоценового возраста. Верхний плейстоцен включает песчано-глинистые отложения карапатского, сурожского, антского и новоэвксинского горизонтов. Выделение карапатских отложений можно считать достаточно аргументированным, ввиду нахождения карапатских видов моллюсков. Проблематично выделение сурожских. По существу, нет ни одного разреза в лиманах Причерноморья, где бы наблюдались и карапатские и сурожские морские осадки. В предлагаемой схеме (табл. 2) к сурожскому интер-

валу, отвечающему в Унифицированной стратиграфической схеме европейской части СССР молодого-шексинскому (или ленинградскому — в новом варианте схемы) горизонту, отнесены аллювиальные отложения погребенной террасы. Терраса выявлена в Днепровско-Бугском, Березанском, Тидигульском и других лиманах, а возраст слагающих ее отложений составляет от 22 до 26 тыс. лет. Между карапатскими и одновозрастными сурожскими отложениями залегают пески без фауны моллюсков. Этот интервал сопоставляется с калининским горизонтом континентальной шкалы. Объем, точная геохронологическая привязка этого интервала в морской шкале неясны, что заставляет воздержаться от выделения нового горизонта.

Антский и новоэвксинский горизонты нами рассматривались ранее. Их положение в разрезе донных отложений лиманов четко определено. Отметим лишь, что рассматриваемые в табл. 2 новоэвксинские отложения отвечают конечному этапу новоэвксинской трансгрессии. Отложения ее начальной стадии, синхронные значительной части антского горизонта, залегают на шельфе Черного моря (на глубинах более 40 м).

Хотелось бы заметить, что нельзя считать окончательно решенным вопрос об отнесении отложений к карапатским типом фауны (залегающих под голоценовыми илами и лессовидными суглинками) в лиманах Тузовской группы к карапатскому горизонту, как не доказано и отнесение их к сурожскому.

Спорным оказалось и расчленение голоценовых (древлечерноморских) отложений. Трудность заключается в самой природе лиманов, своеобразии этой экосистемы с крайне изменчивыми во времени и пространстве параметрами среды. И хотя лиманы, будучи заливами Черного моря, развивались под влиянием повышения его уровня и прогрессирующего осолодения, в строении их осадков заметны черты, отличающие их от морских. Эти отличия определялись непостоянством гидрологического режима, вызванного стоко-нагонными течениями, опресняющим влиянием рек, поступлением терригенного материала и т. д. Поэтому в разрезе донных осадков часто встречается переслаивание морских и аллювиальных отложений. Учитывая специфику лиманных отложений, занимающих промежуточное

Таблица 2. Стратиграфическая схема донных отложений лиманов Причерноморья

Основные подразделения			Горизонт	Слой		Геохронологическая шкала, тыс. лет	
Система	Раздел	Подраздел					
Четвертичная (антропогенная)	Голоцен Q _{IV}	Верхний Q _{IV} ³	Древнечерноморский (dch)	Новоазовские	Джеметинские (dzm)	— 1,0	
					Фанагорийские (fng)	— 2,0	
		Средний Q _{IV} ²		Древнеазовские	Каламитские (klm)	— 3,0	
						— 4,0	
						— 5,0	
		Нижний Q _{IV} ¹			Витязевские (vtz)	— 6,0	
						— 7,0	
	Бугазские (bgz)		— 8,0				
		Перерыв	— 9,0				
	Плейстоцен	Верхний Q _{III}	Нововзвинский (nev)	Слой с Monodaspa		— 10,0	
				Слой с Dreissena		— 11,0	
				Пойменно-старичные отложения (pr—st)		— 12,0	
			Автский (ant)	Русловые отложения (pt)		— 13,0	
						— 14,0	
						— 15,0	
						— 16,0	
						— 17,0	
			Q _{III} ³	Сурожский (?)	Отложения погребенной террасы		— 18,0
							— 19,0
							— 20,0
							— 21,0
— 22,0							
Q _{III} ²				Немые пески карагатской (?) погребенной террасы		— 23,0	
	— 24,0						
Q _{III} ¹	Карагатский	Пески с Cardium, Mytilus, Dreissena		— 25,0			
				более 26,0			

положение между морскими и аллювиальными образованиями, разный состав отложений в устье, средней и верхней частях лимана, бывает сложно выделить слои, синхронные морской шкале. Именно поэтому мы пошли по пути расчленения голоценовых (древнечерноморских) отложений на три подраздела — нижний, средний и верхний. Это подразделение отражает три крупных этапа в развитии лиманов и осадкопоглощения — ингрессия моря и формиро-

вание полупресных водоемов, максимальное развитие лиманов, выходящих за пределы границ современных, и регрессия и формирование лиманов в современных границах. Заметим, что как нижняя граница голоценовых отложений, так и их расчленение на нижнее, среднее и верхнее не совпадают с традиционными подразделениями, основанными на палеоботанических данных.

В составе нижнеголоценовых отложений (в тех случаях, где это позволяют

палеонтологические и литологические данные) мы вслед за Л. А. Невесской [91] выделяем бугазские и витязевские слои (табл. 2). В полном объеме нижнеголоценовые отложения соответствуют древнечерноморским в схеме П. В. Федорова [136, 137]. Хронологические интервалы выделенных слоев, показанные в стратиграфической схеме, рассчитаны с учетом имеющихся радиоуглеродных датировок.

Бугазские слои встречены в единичных разрезах и представлены, как правило, комковатыми илами, илистыми песками с фауной моллюсков понтокаспийского и средиземноморского происхождения. Учитывая мощность бугазских отложений, есть основания считать, что в лиманах присутствует лишь их верхняя часть. Низы бугазских слоев расположены, таким образом, в прибрежной зоне моря, на более низких отметках.

Витязевские слои хорошо выделяются в разрезе по строению осадков и господству средиземноморских видов в фауне моллюсков устьевых частей лиманов. В верховьях лиманов, как известно, обитали и понто-каспийские виды. Для витязевских отложений характерно (за исключением мелководья) ритмичное строение, проявляющееся в тонком чередовании зеленопато-серых илов и мелкозернистых песков. Граница между бугазскими и витязевскими отложениями четко отбивается по исчезновению солопатоводных видов моллюсков.

Среднеголоценовые осадки лиманов соответствуют каламитским слоям схемы Л. А. Невесской [93] и повочерноморским слоям схемы П. В. Федорова [136]. За пределами зоны волнового воздействия это темно-оливково-зеленые,

алеврито-пелитовые илы с крупными раковинами митилусов и кардид. Переход от витязевских слоев к каламитским постепенный. По нашему мнению, образование среднеголоценовых (каламитских) отложений отвечает максимальному стоянию уровня моря во время атлантического климатического оптимума и оптимума в суббореальное время. Максимальные глубины лиманов в это время определяли более тонкий состав отложений по сравнению с предыдущим и последующими этапами.

Отложения регрессивной (фанагорийской) фазы и залегающие на них осадки (вплоть до современных) относятся к верхнему голоцену. В схеме Л. А. Невесской этому интервалу отвечают джеметинские слои [91—92], а в схеме П. В. Федорова — фанагорийские и нимфейские [136—137]. Более подробно на сопоставлении слоев морских осадков в схемах различных авторов останавливаться излишне, поскольку это достаточно полно изложено в работе по Керченскому проливу [146]. По данным радиоуглеродного датирования, граница между нижнеголоценовыми и среднеголоценовыми отложениями проходит в интервале 5,5—5,6 тыс. лет, а между среднеголоценовыми и верхнеголоценовыми — 2,9—3,0 тыс. лет (табл. 2).

В лиманах Приазовской группы голоценовые отложения подразделяются на древне- и новоазовские. Их вероятная корреляция с отложениями Причерноморских лиманов дана в табл. 2. Полный разрез донных отложений имеется лишь в Молочном лимане [57, 145]. В Утлюкском и Бол. и Мал. Сивани распространены верхнедревнеазовские и новоазовские слои, залегающие на субазовальных отложениях верхнего плейстоцена — нижнего голоцена.

ДОННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЛИМАНОВ

СТРОЕНИЕ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ

Предновозвксинская (антская) регрессивная эпоха предопределила мощный врез устьевых участков рек до абсолютных отметок —42—46 м (редко больше). В основании этого переуглубления залегает аллювий антского горизонта, затем новозвксинские отложения, и завершают разрез древнечерноморские (голоценовые). Такое в общих чертах строение характерно для донных отложений Днестровского, Куяльницкого, Хаджибейского, Аджалыкского, Тилигульского, Березанского и Днепровско-Бугского лиманов. Несколько отличается строение донных отложений лиманов Тузовской и Приазовской групп. Тем не менее, несмотря на подобие в строении донных отложений, обусловленное единой причиной (колебаниями уровня Черного моря), каждому лиману присущи и специфические черты, вытекающие из формы лиманов, их длины, ширины, глубины, наличия водообмена с морем и водности впадающей в него реки.

ДНЕПРОВСКО-БУГСКИЙ ЛИМАН

Наиболее ранние сведения о строении лимана относятся к началу столетия, когда были пробурены скважины в районе г. Николаев. Материалы бурения опубликованы в работе Р. Юстуса [159]. Было установлено наличие на левом берегу Бугского лимана у г. Николаев древнезвксинских песчано-глинистых отложений. Они залегают на отметках 19—22 м ниже уровня лимана.

Более поздние голоценовые илистые лиманные отложения были исследованы при проектировании железнодорожного моста у с. Гурьевка [35], где их мощность колеблется от 22 до 24 м. После Великой Отечественной войны лиманные отложения голоценового возраста устанавливаются в низовьях рек Днепр, Ингулец, Ингул [68, 37]. П. К. Заморий и А. П. Ромоданова [58] выявили прослой торфа в верхней части осадков Бугского лимана и сделали вывод об его образовании в регрессивную фазу в истории Черного моря, которая совпала с периодом греческой колонизации Причерноморья. Строение древнезвксинской дельты р. Днепр и расчленение слагающих ее отложений изучил замечательный исследователь прарек европейской части СССР Г. И. Горедский [48]. Анализ мощностей лиманных отложений в поймах рек Юж. Буг и Днепр выполнила О. П. Алдриаш [4]. Все это позволило нам прийти к выводу [50] о максимальном развитии древнечерноморской трансгрессии в среднем голоцене (новочерноморское, каламитское время), когда лиманы доходили по долине р. Днепр до Базавлукских плавней, и по долине р. Юж. Буг — до г. Вознесенск.

Обработка материала, полученного при проектировании Очаковского гидроузла и выборе створа плотины, позволила несколько расширить наши представления о строении донных отложений Днепровско-Бугского лимана, а во многих вопросах и высказать принципиально новое толкование.

Прежде всего оказалось, что воды Днепровско-Бугского лимана покрыва-

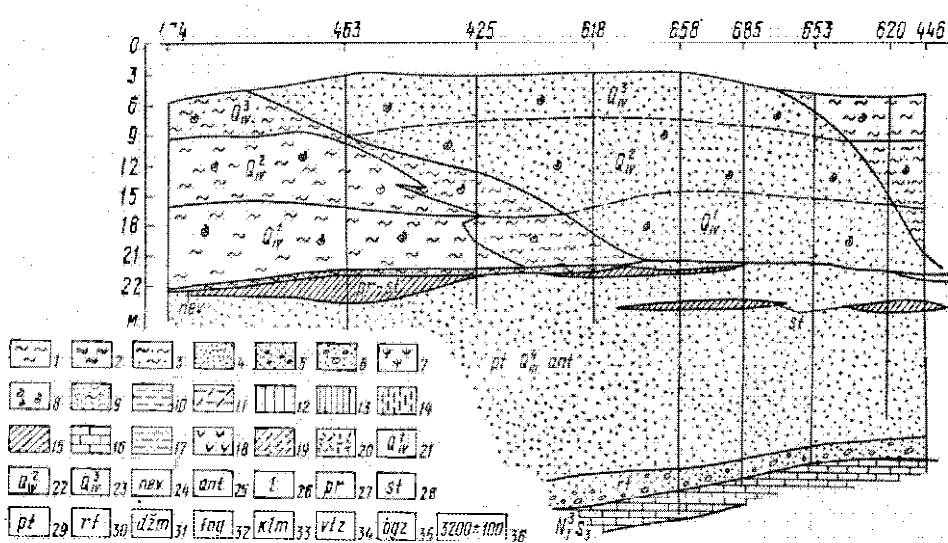


Рис. 5. Схематический геологический (широтный) разрез донных отложений Днепровско-Бугского лимана у г. Очаков.

Осадки: 1 — суглинистый ил; 2 — глинистый ил; 3 — супесчаный ил; 4 — мелко- и среднезернистый песок; 5 — разномзернистый песок; 6 — гравийно-галечниковые с песком; 7 — остатки растений; 8 — раковины моллюсков; 9 — илистый песок; 10 — зеленовато-серые глины; 11 — алевроиты; 12 — лессы; 13 — лессовидные суглинки; 14 — лессовидные супеси; 15 — тяжелые суглинки; 16 — известняки; 17 — песчанистые глины; 18 — красно-бурые глины; 19 — супеси; 20 — делит с ракушкой. Отложения: 21 — нижнеголоценовые; 22 — среднеголоценовые; 23 — верхнеголоценовые; 24 — нововизинские; 25 — антские; 26 — озерные. Фацции: 27 — пойменная; 28 — старичная; 29 — русловая; 30 — размытая. Слои: 31 — джукетинские; 32 — фанатерийские; 33 — каламитские; 34 — витязевские; 35 — бугазские; 36 — возраст отложений

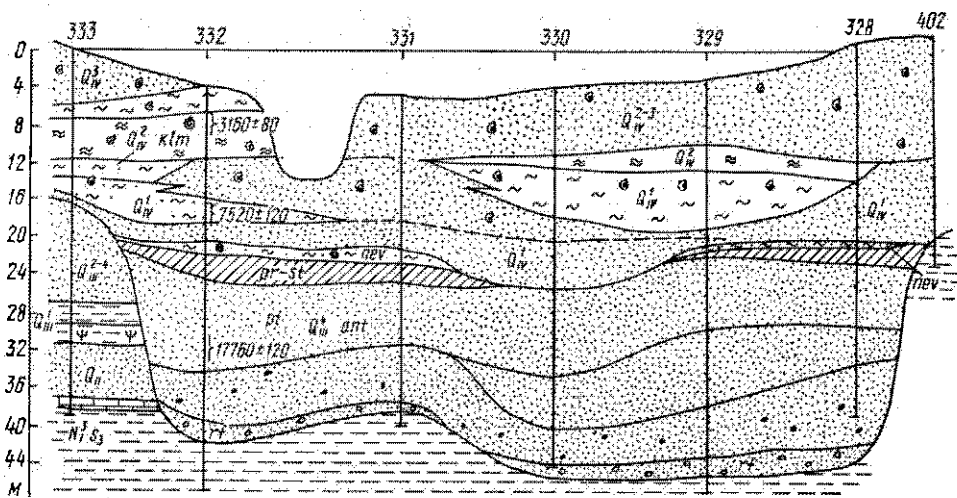


Рис. 6. Схематический геологический (субмеридиональный) разрез донных отложений Днепровско-Бугского лимана у г. Очаков. Условные обозначения см. на рис. 5

ют разновозрастные геоморфологические элементы древних долин рек Днепр и Юж. Буг. Установлено наличие двух четко выраженных (на геологических профилях) погребенных террас, имеющих различное положение цоколя и строение слагающих их осадков. Аллювий террас срезается долиной антского размыва, в которой установлено наинизшее положение цоколя.

В долине антского размыва мощная толща антского аллювия залегает с размывом на верхнесарматских отложе-

ниях. Ложе аллювия неровное: у правого коренного берега оно опускается до отметок —46—48 м, повышаясь к центру лимана до отметок —41—43 м. На рис. 5, 6 видно, что цоколь антской долины размыва (верхнесарматские породы) расположен на 40 м и более ниже уровня лимана. Мощность аллювия изменяется от 16 до 24,9 м, наибольшая в месте максимального размыва. Основная часть разреза антского аллювия сложена русловой фацией с базальным горизонтом в основании. По-

следний представлен разпозернистыми песками с гравием и галькой как местных карбонатных пород, так и кристаллических, песочнико-принесенных р. Юж. Буг. Мощность базального горизонта обычно составляет 1—2 м, редко достигает 3—4 м.

Выше базального горизонта (рис. 5, 6) залегают пески русловой фации, вначале разпозернистые, а затем среднезернистые и мелкозернистые. Такое изменение размерности песков указывает на их формирование вначале под влиянием падения уровня моря (регрессивный аллювий), а затем под воздействием всевозрастающего эффекта подпруживания, вызванного развитием новоэвксинской трансгрессии. В верхней части руслового аллювия часто встречаются линзы старичных (рис. 5) отложений, плотные зеленовато-серые, реже сизовато-серые глины.

Разрез антекого аллювия венчает толща пойменно-старичных, реже болотных образований. Правда, на некоторых участках они полностью размыты. Несомненно размыта и верхушка пойменно-старичных отложений во время регрессивной фазы, предшествовавшей ингрессии новоэвксинских вод. Кровля пойменно-старичных отложений в районе Очаковского гидроузла установлена на абсолютных отметках от —22 до —29,5 м, в районе Станиславского мыса — от —19,7 до —26 м. Такие большие отличия в положении кровли связаны, вероятно, с разновозрастностью пойменно-старичного аллювия на различных геоморфологических элементах древней долины. Кроме того, на положение кровли, несомненно, влияет и различная высота самой поймы. Вполне понятно, что и мощность пойменно-старичного аллювия в различных частях антекой долины размыта неодинаково, изменяясь от десятка сантиметров до 4—5 м. В местах, где пойменно-старичные отложения вообще размыты, граница между русловыми и лиманными песками устанавливается по наличию катунчиков старичных глин.

Пойменно-старичный комплекс представлен темно-серыми, до черных, плотными, гумусированными суглинками, которые к основанию толще сменяются темно-серыми супесями и глинистыми песками. Обычно в толще суглинков много гнезд включений песка и растительного детрита. В тех случаях, когда на

пойме развивается болото, в разрезе над пойменными суглинками будет залегать прослой темно-коричневого торфа или сильно заторфованной супеси. Мощность болотных отложений невелика, обычно не превышает 20 см.

Отложения нового эвксина давно установлены в Днепровско-Бугском лимане, однако их состав, мощность и условия залегания до сих пор были известны в общих чертах. Очень часто к ним относили образования иного возраста и генезиса. Достаточно сказать, что кровля повоэвксинских отложений устанавливалась на отметках от —10 до —30 м [48]. К новому эвксину относят и залегающий ниже аптекий аллювий, с чем мы принципиально не согласны, поскольку в таких случаях возможны весьма большие ошибки в выяснении колебаний уровня и причислении к повоэвксинским более древних аллювиальных отложений (например, аллювия погребенной террасы).

В Днепровско-Бугском лимане распространены повоэвксинские отложения начальной стадии позднепоэвксинской трансгрессии. Разрез их, как правило, сокращенный вследствие последующих размывов. Естественно, изменяясь и мощность, от 0,1 до 4,2 м. Новоэвксинские отложения залегают с размывом на пойменно-старичных образованиях антекого горизонта, а в некоторых случаях и на русловых. Абсолютные отметки кровли почти одинаковы в верховье и устье лимана и изменяются от —19 до —25,7 м, в большинстве же разрезов составляют —21—22 м. Большая разница в высоте кровли объясняется формированием повоэвксинских отложений на различных глубинах лимана. Так, на отметках —19 м отлагались осадки пляжевой фации и пески зоны волнового воздействия, а на отметках —25,7 м — алеврито-пелитовые илы глубокого лимана.

В пределах Очаковской донной аккумулятивной формы повоэвксинские осадки размыты (рис. 5, 6). Анализ абсолютных отметок кровли повоэвксинских отложений показывает приуроченность их максимальных значений к максимальным глубинам залегания кровли антекого аллювия, а также несоответствия максимальных глубин повоэвксинского и современного лиманов.

Новоэвксинские отложения представлены преимущественно илистыми песками, ракушками, суглинистыми, реже

глинистыми илами. Последние, как уже указывалось, формировались вне воздействия волнового поля. Учитывая положение пляжевых фаций новоэвксинского горизонта, можно допустить, что уровень лимана во время их формирования был на 17—18 м ниже современного. Обычно новоэвксинские отложения бывают в той или иной степени размытыми. В наиболее же полном их разрезе (район Очаковского створа, скв. 656) они представлены (сверху вниз):

1. Ил суглинистый, серого цвета со слабым зеленоватым оттенком, с мелкими раковинами монодаки — 20,3—22,0 м.

2. Песок серый, среднезернистый с лиазмами ила. Многочисленны *Monodacna caspia caspia*, *Clessiniola variabilis*, *Dreissena rostriformis* — 22,0—22,3 м.

3. Ил суглинистый темно-зеленовато-серый, грубослойный, местами комковатый с *Monodacna caspia caspia*, *Clessiniola variabilis*, *Micromelania caspia lineta*, *Lithoglyphus naticoides*, *Theodoxus* sp., *Dreissena rostriformis* — 22,3—23,7 м.

4. Песок мелко- и среднезернистый, желтовато-серый; в основании тонко (1—2 см) прослой суглинчатого ила. Фауна моллюсков представлена теми же формами, что и в предыдущем слое, — 23,7—24,3 м.

5. Ил супесчаный, темно-серый с растительными остатками, попавшими от размыва пойменно-старичных отложений. Многочисленны раковины *Dreissena rostriformis*, *Dr. polymorpha* — 24—24,5 м.

Ниже залегают русловые отложения антского горизонта, т. е. пойменно-старичные отложения размыты. Это наиболее полный разрез нового эвксина, приуроченный к ложбине размыва (сформировавшейся во время предшествующей регрессии). Обращает на себя внимание факт смены относительно глубоководных илистых отложений мелководными песчаными. Иными словами, мы можем говорить о неоднородности трансгрессивной волны, достигшей Днепровско-Бугского лимана, о выделении в ней трех трансгрессивных и двух регрессивных пачек. При этом самая древняя содержит лишь раковины драйссен, что определяет ее как начальную стадию трансгрессии. Если рассматривать разрез нового эвксина на пельфе Черного моря, то этих этапов в развитии транс-

грессии мы не обнаружим. Кослебия уровня бассейна во время формирования описанной толщи новоэвксинских отложений не были большими и составляли, вероятно, 3—4 м.

На новоэвксинских отложениях, а местами и на пойменно-старичных с размытом залегают нижнеголоценовые. Нижний голоцен начинается бугазскими слоями — супесчаными комковатыми илами (скв. 656 и др.), но чаще всего песками с мелкими раковинами морских и солоноватоводных моллюсков. Обычно мощность бугазских (переходных от солоноватоводных к морским) илов измеряется первыми десятками сантиметров. Исходя из небольшой мощности бугазских отложений и глубины залегания, мы склонны относить их к самым верхам бугазских слоев. Низы бугазских слоев развиты в пределах пельфа моря на больших глубинах. Кровля бугазских отложений располагается на абсолютных отметках — 23—24 м. Учитывая песчаный (реже супесчаный) состав отложений и глубину их залегания, отсутствие нижней части разреза, нам представляется закономерным вывод о положении уровня моря в бугазское время на несколько метров ниже, чем во время формирования новоэвксинских илов (примерно на 19—21 м ниже современного уровня).

Завершают разрез нижнего голоцена витязевские слои. Их нижняя граница в большинстве разрезов четко устанавливается по прослою детрита митилиусов. Этот прослой с размытым залегает на бугазских, новоэвксинских, а в ряде случаев и на антских отложениях, тем самым свидетельствуя о небольшой регрессивной фазе между бугазским и витязевским этапами. В мелководной зоне этап зафиксирован еще и прослоем заторфованных сушей.

Витязевские слои представлены большей частью лимана ритмично-слоистой толщей зеленовато-серых суглинистых, супесчаных илов и тонкозернистых песков, которые подстилаются прослоем митилиусового детрита. Среди фауны моллюсков господствуют средиземноморские виды. Лишь в верховье лимана заметное количество составляют солоноватоводные моллюски, в частности драйссены и классиниолы. К кровле разреза витязевских слоев прослой песков утопываются и сменяются суглинистыми илами. Мощность витязевских отложений изменяется в широ-

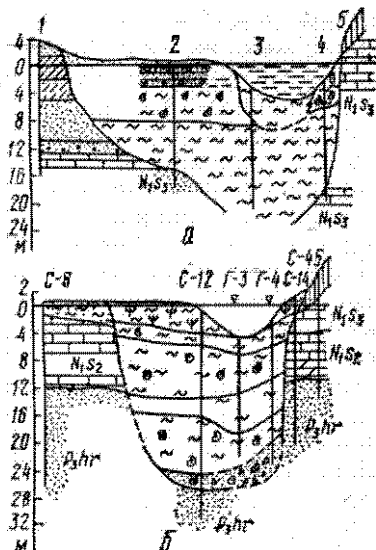


Рис. 7. Схематические геологические разрезы через долину р. Юж. Буг [1] в районе сел Гурьевка (а) и Ковалевка (б).

Условные обозначения см. на рис. 5

ких пределах, от 3 до 6 м. Кровля их располагается на отметках от —12 до —15 м. Уровень лимана в конце витязевского этапа был, вероятно, на 8—10 м ниже современного.

В некоторых разрезах между витязевскими и каламитскими слоями, т. е. между ниже- и среднеголоценовыми илистыми отложениями, залегают песчаные, детритовые прослои.

Среднеголоценовые отложения представлены каламитскими слоями, достаточно четко выделяющимися в разрезе донных осадков по фауне моллюсков, остракод, а также по составу отложений. Обычно это суглинистые и глинистые «глубоководные» илы темно-зеленого цвета с раковинами митилусов и кардид больших размеров. В составе фауны моллюсков и остракод господствуют морские средиземноморские виды.

Кровля каламитских отложений неровная и во многом повторяет глубину лимана, т. е. максимальным глубинам лимана соответствует наиболее низкое положение их кровли. В центральной части лимана кровля расположена на глубине 11—13 м, ближе к берегу — всего 6—7 м ниже уровня моря. В верхних Днепровско-Бугского и Бугского лиманов кровля каламитских отложений располагается несколько выше. Ранее мы говорили, что в каламитское время лиман простирался далеко вверх по долине р. Днепр, достигая Базавлукских плавней. Высота кровли

отложений этого времени составляет у г. Каховка около 7—8 м ниже уровня моря.

Мощность каламитских отложений меняется в широких пределах, от 3—4 до 8 м. В береговой зоне лимана это суглинистые илы, а в центральной части — глинистые. В районе г. Очаков, сел Дмитриевка, Парутино и Станислав развиты аккумулятивные террасы, шириной от 200 до 1000 м, сложенные песками, ракушечным детритом. Эти террасы сформировались в каламитское время, о чем свидетельствует состав фауны. Радиоуглеродный анализ раковин из отложений этих террас подтверждает отнесение их к каламитскому времени. Этим самым мы признаем факт более высокого положения уровня моря в каламитское время по сравнению с современным.

Вышележащие верхнеголоценовые илы отличаются от среднеголоценовых прежде всего суглинисто-супесчаным составом и цветом. Как правило, их цвет темно-серый, в основании разреза с зеленоватым оттенком. В нижней части разреза верхнеголоценовых илов Днепровско-Бугского лимана часто наблюдаются прослои песков, детритовых и кварцевых, которые замещаются в верхних Бугского лимана (рис. 7) заторфованными супесями и торфянистыми отложениями [1]. Формирование этих отложений происходило, вероятно, во время фанагорийской регрессии [136]. В отложениях, сопоставимых с фанагорийскими, четко устанавливается опреснение (даже в низовьях лимана) по появлению солоноватоводных и пресноводных моллюсков. Учитывая тот факт, что фанагорийские отложения в центральной части лимана представлены преимущественно песчанистыми илами и илистыми песками, нет основания предполагать падение уровня моря больше чем на 4—5 м. В фанагорийское время, в связи с падением уровня моря, образовалась Кипбурнская коса.

Завершают разрез верхнего голоцена собственно джеметинские слои. Это серые, темно-серые суглинистые илы, обычно мягкой консистенции, на которых расположены жидкие современные илы небольшой мощности. Мощность джеметинских отложений изменяется в широких пределах, от 2 до 5 м. В составе моллюсков вновь господствуют морские формы, впервые появляется *Mya arenaria*.

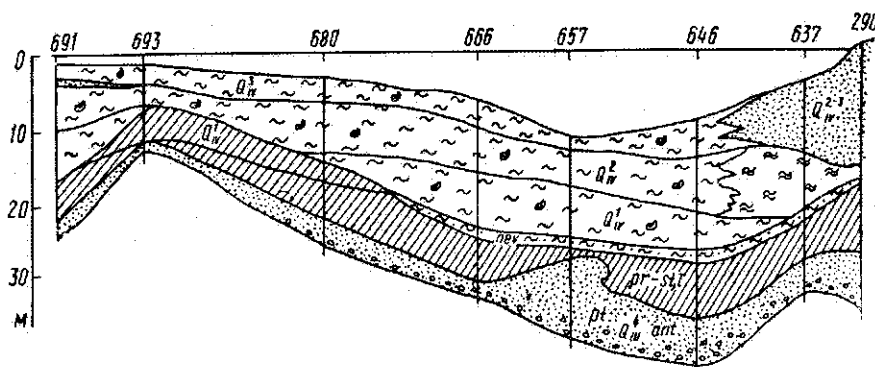


Рис. 8. Схематический геологический (продольный) разрез донных отложений Березанского лимана.

Условные обозначения см. на рис. 5

От г. Очаков к югу расположена донная аккумулятивная форма, сложенная песками, в основании среднезернистыми и в кровле крупнозернистыми. Со стороны лимана илы налегают (см. рис. 5) на песчаное тело аккумулятивной формы, а в направлении к морю, наоборот, — пески налегают на илстые осадки.

Начало формирования этого аккумулятивного тела следует относить к витязевскому времени нижнего голоцена. Такой вывод подтверждается условиями залегания песков, фауной моллюсков и радиоуглеродным анализом. Поскольку пески в настоящее время не перекрываются илстыми осадками (даже на глубинах более 5 м), можно предполагать, что процесс привноса материала, поддерживающий аккумулятивную донную форму, продолжается и сейчас.

На правом берегу лимана, в районе г. Очаков, выявлены фрагменты погребенной террасы, отложения которой мы сопоставляем с молодого-шекснинским горизонтом. Цоколь террасы расположен на абсолютных отметках —30—32 м. В ее строении принимают участие две пачки аллювия: нижняя — среднезернистые пески без остатков фауны — залегает на мезотических глинах и верхняя — разнотернистые пески с массой вивипарусов, образующих целые ракушечниковые прослои (мощностью до 2 м), перекрыва толщей пойменно-старичных отложений. На аллювии с размытым залеганием повозвксинские и голоценовые лиманные отложения, т. е. те же осадки, что перекрывают антский аллювий. Имеются фрагменты этой террасы и на левом берегу лимана.

Вдоль левого берега лимана располо-

жена более древняя погребенная терраса. Ее внешняя граница совпадает с границей мелководья лимана, примыкающего к Кинбурнской косе. Строение этой погребенной террасы весьма сложное. Цоколь ее расположен на глубине 24—26 м с погружением в сторону Ягорлыкского залива до 32—35 м. Отличительной особенностью строения этой террасы является наличие мощной пачки чистых, желтовато-серых, серых, мелко-среднезернистых песков, залегающих под морскими песчаными осадками витязевско-каламитского времени. В основании песков имеется от одного до трех прослоев зеленовато-серых супесей, ниже которых залегают преимущественно разнотернистые серые пески с обломками раковин *Cardium*, *Mytilus*, *Dreissena*, *Viviparus*, *Lithoglyphus*. Условия их залегания, наличие средиземноморской фауны дают основание сопоставить эти отложения с карангатскими. По-видимому, здесь представлены аванделтовые фации р. Днепр карангатского времени. Это тем более вероятно, что в направлении к Ягорлыкскому заливу в их составе выявлены раковины преимущественно средиземноморских моллюсков. За пределами лимана, на Ягорлыкском полуострове, ниже несомненно карангатских отложений залегают древнезвксинские.

БЕРЕЗАНСКИЙ ЛИМАН

В Березанском лимане, как и в Днепровско-Бугском, на верхнесарматских породах залегают аллювиальные отложения антского горизонта. Ложе аллювия расположено на глубинах от 40 (низовье лимана) до 15 м (верховье лимана) ниже уровня моря (рис. 8). Отчетливо выделяется поднятие ложа в верховьях лимана (скв. 693) и устьевой части (скв. 637). Поперечное сечение ложа аллювия

также перовое. Четко выделяется погребенная терраса с цоколем на глубине 25-28 м ниже уровня моря. Ее строение весьма простое: в основании залегают разнозернистые пески мощностью до 5 м, выше которых — мощная (до 7 м) толща пойменно-старичных и озерных суглинков, супесей. Исходя из положения аллювия, отложения этой террасы можно сопоставить с аллювием погребенной террасы у г. Очаков. Его формирование, видимо, началось в регрессивную фазу, синхронную ранневалдайскому оледенению, и закончилось в молодого-шекснинское межледниковье.

Отложения этой террасы срезаются антским аллювием. Разрез донных отложений лимана в его низовьях следующий (скв. 657):

1. Ил темно-серый, текучий — 0,0—0,4 м.

2. Ил темно-серый, до черного, суглинистый, мягкопластичный, с мелкими раковинами кардид и митилиосов — 0,4—3,5 м.

3. Ил темно-серый, супесчаный с включениями песка. Имеются мелкие *Cardium*, *Monodacna*, *Theodoxus*, *Valvata* — 3,5—4,8 м.

4. Ил зеленовато-серый, до темно-зеленого, глинистый, пластичный с *Cardium edule*, *Mytilus golloprovincialis*, *Abra ovata*, *Bittium reticulatum*, *Retusa* sp., *Rissoa splendida* — 4,8—9,3 м.

5. Ил зеленовато-серый, суглинистый, горизонтально-слоистый, в основании с частыми прослоями мелкозернистого песка. Встречены единичные кариды — 9,3—12,5 м.

6. Детрит раковин митилиосов с комочками зеленого ила — 12,5—13,0 м.

7. Ил супесчаный, зеленовато-серый, слоистый с раковинами *Cardium*, *Mytilus*, *Dreissena*, *Theodoxus* — 13,0—13,3 м.

8. Ил суглинистый, темно-серый, плотный, слоистый с раковинами *Monodacna caspia caspia*, *Dreissena rostriformis*, *Dr. polymorpha*, *Theodoxus* sp., *Micromelania caspia lineata*, *Clessiniola variabilis* — 13,3—14,2 м.

9. Суглинок темно-серый, гумусированный с включениями песка и единичными раковинами пресноводных моллюсков — 14,2—14,7 м.

10. Толща песков разнозернистых, глинистых с единичными гальками карбонатных пород и раковинами *Viviparus bugensis* — 14,7—18,8 м.

11. Песок глинистый, мелкозерни-

стый с детритом пресноводных моллюсков, серый — 18,8—20,2 м.

12. Песок разнозернистый с гравием и галькой карбонатных пород, серый — 20,2—24,0 м.

13. Песок глинистый, среднезернистый — 24,0—24,8 м.

14. Гравийно-галечниковые отложения с разнозернистым песком — 24,8—26,0 м.

15. Известняки мактровые, верхне-сарматские.

В этом разрезе хорошо выделяются джаметинские (слой 2), фанагорийские (слой 3), каламитские (слой 4), витязевские (слой 5—6), бугазские (слой 7) и новозвксинские (слой 8) отложения. Заметим, что, как и в Днепровско-Бугском лимане, в основании витязевских слоев залегает прослой митилиосового детрита (слой 6). Пойменно-старичный аллювий здесь значительно размыт, и его мощность составляет всего 0,5 м. Русловые отложения, наоборот, имеют максимальную мощность, превышающую среднюю на 4—5 м. В отличие от разреза Днепровско-Бугского лимана мощность русловой фации небольшая и в большинстве разрезов меньше мощности пойменно-старичной.

Фация размыта антского аллювия установлена во всех разрезах, но ее мощность невелика, обычно до 0,5 м. Галечниковый материал состоит исключительно из осадочных пород неогена. Залегающие выше русловые отложения, мощностью от 2 до 6 м, представлены разнозернистыми, преимущественно среднезернистыми песками, в разной степени глинистыми и нередко с многочисленными обломками позднесарматских мактр.

Пойменно-старичные отложения, как отмечалось, имеют мощность до 6—10 м и представлены преимущественно тяжелыми суглинками, сверху темно-серого, внизу серого (с голубоватыми пятнами) цвета. Очень часто в толще суглинка, особенно в нижней части разреза, залегают голубовато-серые глины озерного генезиса. Вся толща, как правило, обогащена растительными остатками, а в некоторых разрезах вархунска пойменно-старичных отложений венчается прослоем болотных — торфа (скв. 645, 680). В низовьях лимана возраст толщи пойменно-старичных отложений антский, а в верховьях формирование указанного типа осадков продолжалось и в бугазское время.

Новоэвксинские отложения представлены поздненовоэвксинскими слоями. Распространены они лишь в нижней части лимана, до соединения рек Березань и Сосык (до широты с. Осетровка). Абсолютные отметки кровли новоэвксинских слоев изменяются от -19 (скв. 645) до $-25,7$ м (скв. 646). При этом отметки -19 являются предельными, поскольку в скв. 645 новоэвксинские отложения представлены пляжевым ракушняком. В других разрезах новоэвксинские отложения — это плотные серые илы, ракушняк, реже зеленовато-серые глины. Фауна моллюсков включает те же солоноватоводные формы, что и в Днепровско-Бугском лимане.

На новоэвксинских отложениях с разрывом залегают нижнеголоценовые. Начинаются они прослоем бугазских отложений, на которых трансгрессивно залегают ракушники (скв. 657, 680, 634). Мощность бугазских отложений составляет всего $0,2-0,3$ м, редко $0,5$ м. В верховьях лимана в бугазское время были континентальные условия и формировались пойменно-старичные отложения.

Залегающие выше детритового прослой витязевские зеленовато-серые, серые слоистые илы имеют мощность от $2-3$ до 5 м. Абсолютные отметки кровли изменяются от -12 до -18 м. Лишь в одном разрезе (скв. 670) к витязевским отложениям отнесен пляжевый ракушняк, кровля которого расположена на отметках -11 м. Фауна моллюсков из витязевских отложений включает обычные эвригалльные морские формы и лишь в верховьях лимана (скв. 680) выявлены и солоноватоводные.

Наиболее распространены среднеголоценовые (каламитские) отложения. Хотя верхняя и нижняя границы каламитских слоев не всегда резкие (в большинстве случаев с постепенным переходом), выделяются они достаточно четко по составу (алевроито-пелитовому, пелитовому), цвету (темно-зеленому) и остаткам исключительно морских моллюсков. Правда, в верховье наблюдается примесь некоторых пресноводных и солоноватоводных форм. На большей части лимана (скв. 680, 646, 691, 634) алеврито-пелитовые каламитские илы содержат раковины лишь средиземноморских форм.

Ближе к берегу лимана каламитские илы более грубого состава, с частыми

прослоями песка и раковинного детрита, тогда как в центральной части илы глинистые, суглинистые. И лишь в верховьях лимана (скв. 693) низы каламитских отложений представлены пляжевым ракушняком, который сменяется вверх по разрезу илами. Это весьма интересный факт, так как в настоящее время глубина лимана здесь не более $1,4$ м. Абсолютные отметки кровли каламитских отложений изменяются от $-3,4$ м в верховьях до $-10-12$ м в низовьях (современная глубина лимана здесь $7-10$ м). Мощность каламитских слоев изменяется от 3 до 6 м.

Верхнеголоценовые осадки представлены преимущественно черными, темно-серыми песчаными илами, реже суглинистыми, слоистыми (с прослоями песков). Мощность их изменяется от $1,6$ до $3,5$ м, редко больше. Фауна моллюсков представлена угнетенными кардидами.

В некоторых разрезах (скв. 645, 634, 710, 670) выше каламитских илов залегают пески с детритом раковин, в том числе солоноватоводных. В других скважинах этот интервал представлен слоистыми супесчаными илами с солоноватоводными моллюсками (см. скв. 657). Эти факты дают нам основание выделить в разрезе верхнеголоценовых осадков фанагорийские слои.

В заключение хотелось бы остановиться еще на одном вопросе — возрасте аккумулятивных террас, развитых на берегах Березанского лимана. Один такой участок расположен в 1 км от устья лимана на правом его берегу. Здесь терраса относительной высотой $1,5-2,0$ м имеет ширину до 30 м. Разрез террасы у самого обрыва берега (по шурфу) следующий:

1. Современная почва — $0,0-0,3$ м.
2. Суглинок буровато-серый, делювиальный. Нижняя граница резкая — $0,3-1,15$ м.
3. Песок разноразмерный с большим количеством раковин *Cardium edule*, *Mytilus* sp., *Hydrobia* sp. — $1,15-1,7$ м.

Возраст раковин (из слоя 3), по данным радиоуглеродного анализа, составляет 4500 ± 120 лет.

Ближе к берегу моря разрез аккумулятивной террасы изменяется; ее высота здесь $0,9-1,1$ м.

1. Современная почва — $0,0-0,4$ м.
2. Песок среднезернистый, серовато-желтый — $0,4-0,8$ м.

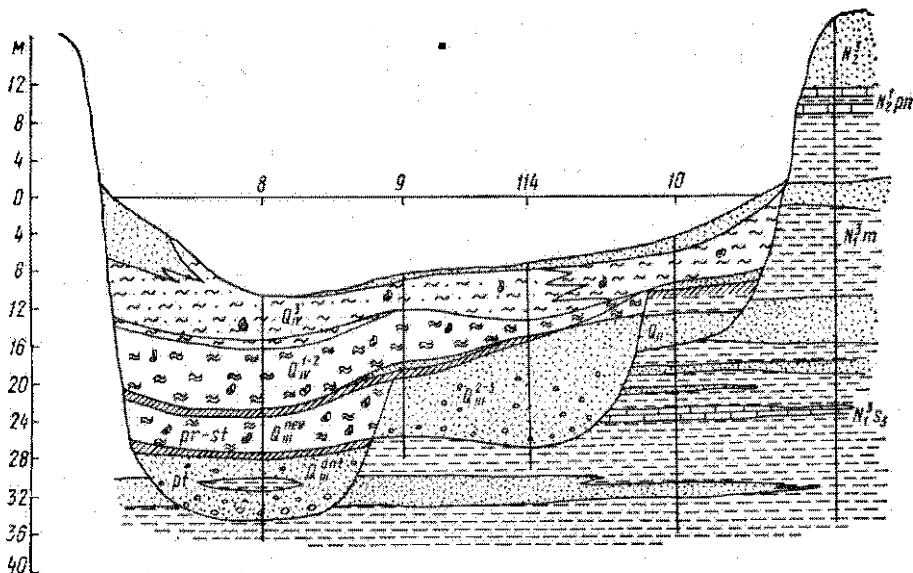


Рис. 9. Схематический геологический разрез донных отложений Тилигульского лимана между селами Ленинка и Коблево.

Условные обозначения см. на рис. 5

3. Песок разноразмерный с массой раковин морских моллюсков — 0,8—1,0 м.

По раковинам каридид определен возраст этих отложений — 3900 ± 100 лет. Таким образом, можно с уверенностью относить эту террасу к каламитскому (повочерноморскому) времени.

ТИЛИГУЛЬСКИЙ ЛИМАН

Тилигульский лиман менее изучен, чем Днепровско-Бугский и Березанский. Будучи весьма глубоким и вытянутым в длину, он характеризуется в то же время крутыми берегами. Ввиду этого аккумулятивные низкие террасы выражены плохо, слагая небольшие мыски.

Как видно из рис. 9, в низовьях лимана в поперечном профиле донных отложений четко устанавливается три самостоятельных уровня размыва: самый глубокий — антский; средний — сопоставим со временем формирования погребенной террасы в районе г. Очаков и верхний — по-видимому, среднеплейстоценовый. Интересен факт залегания пойменно-старичных отложений ниже и выше новозэксинских. Суглинки, залегающие выше новозэксинских, должны сопоставляться с бугазскими слоями нижнего голоцена. Погребенная терраса выражена и в верховье лимана, только ее строение там несколько иное, так

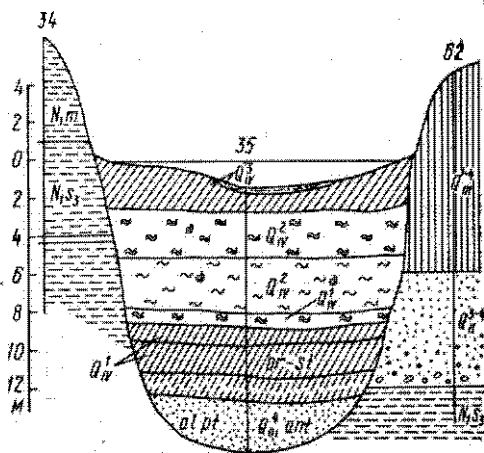


Рис. 10. Схематический геологический разрез донных отложений Тилигульского лимана у с. Канры.

Условные обозначения см. на рис. 5

как влияние падения уровня моря сказывалось не так резко. Вместе с тем в верховье на пойменно-старичных отложениях антского горизонта залегают нижнеголоценовые образования этого же генезиса (рис. 10). Сразу оговоримся, что определение возраста аллювия погребенных террас основано преимущественно на анализе условий залегания.

Как и в других лиманах, ложе Тилигульского выстилает аллювиальные отложения антского горизонта — русловые, пойменные и старичные. Залегают они с разрывом на глинах верхнего сармата, реже — глинах мзотиса. Абсолютные отметки кровли изменяются в значительных пределах от верховий к

остью и отражают неровности рельефа ложа. Мощность отложений изменяется от 12 до 15 м. Быстрый подъем кровли аллювия к верховью лимана говорит о невыработанности продольного профиля долины вследствие малоподности реки.

Отложения русловой фации представлены песками глинистыми, с включениями гальки, мелкого детрита мактр, устриц и раковин других пресноводных моллюсков.

В основании русловой фации залегают гравийно-галечные отложения — фация размыва (мощность 0,5—1,5 м).

Пойменно-старичная фация в верховье лимана имеет мощность от 0,5 до 2,5 м и представлена супесчано-суглинистыми отложениями. В осевой части лимана вскрыты аллювиальные, озерно-аллювиальные осадки — глины темно-серые, черные, илистые с растительными остатками и раковинами пресноводных моллюсков. Мощность их здесь достигает 5 м.

На антском аллювии трансгрессивно залегают новозвксинские отложения. В Тилигуловском лимане северная граница солончатоводного водоема проходит южнее с. Атамановка, о чем свидетельствует нахождение здесь (скв. 67) отложений, сопоставимых с новозвксинскими и содержащих в пресноводном комплексе солончатоводные формы. Новозвксинские отложения залегают ниже уровня моря, абсолютные отметки кровли их изменяются от —18,8 (скв. 9) до —26,9 м (скв. 12). Представлены они темно-серыми, серыми, зеленовато-серыми илами с линзами песка; серыми супесями и песками, раанозернистыми, с детритом раковин солончатоводных моллюсков, обычных для нового звксина.

Новозвксинские отложения повсеместно перекрываются (с небольшим размывом) нижнеголоценовыми. Ввиду недостаточного объема палеонтологических исследований, расчленение отложений голоцена в целом выполнено в первом приближении. Так, практически во всех разрезах нижнеголоценовые отложения не расчленяются на бугазские и витязевские слои. Это толща зеленовато-серых, серых илов с частыми тонкими слоями песка, что придает осадку тонкослоистую структуру. Кровля этой толщи имеет абсолютные отметки от —14 до —20 м. Мощность также изменяется в широких пределах, от 3 до

8,5 м. В верховьях лимана распространены, по-видимому, витязевские отложения небольшой мощности, залегающие на пойменных отложениях бугазского времени, т. е. за пределами бугазского лимана происходило накопление аллювия пойменной и старичной фаций.

Фауна моллюсков представлена эвригалинными средиземноморскими видами и редкими солончатоводными понто-каспийскими, а в средней части палеолимана и единичными пресноводными.

Каламитские слои среднего голоцена представлены темно-зелеными, реже зеленовато-серыми, алевроито-пелитовыми илами, иногда с тонкими прослоями алевроитового песка. Своей монолитностью, цветом, присутствием богатой средиземноморской фауны моллюсков, среди которых особенно часты крупных размеров митилусы, каламитские отложения выделяются достаточно надежно. Распространены каламитские илы повсеместно и за пределами нынешнего лимана вверх по течению р. Тилигул (скв. 28, 30, 31), где перекрываются пойменными отложениями, одновозрастными джеметинским морским слоям. Это следует рассматривать как доказательство того, что в каламитское время лиман имел значительно большие размеры, чем современный. Это же отмечалось нами для Днепровского, Бугского и Березанского лиманов. Кровля каламитских илов залегают на глубинах от 5—6 до 14 м ниже уровня моря. Мощность илов каламитского времени колеблется от 3 до 7,5 м.

Выше каламитских илов залегают верхнеголоценовые темно-серые илы, которые мы сопоставляем с джеметинскими. Фауна моллюсков из них представлена незначительным количеством эвригалинных форм. Мощность илов джеметинского возраста составляет в среднем 2—3 м, очень редко достигает 4—5 м.

Выделение в толще отложений верхнего голоцена слоев, синхронных фанатическому регрессии, нельзя считать достаточно аргументированным. Лишь в верховье современного лимана (рис. 11) между каламитскими и джеметинскими илами залегают (скв. 119) пачка (мощность 1,6 м) делювиально-пролювиальных суглинков, которые могли отложиться при более низком уровне моря, а следовательно, и лимана, т. е.

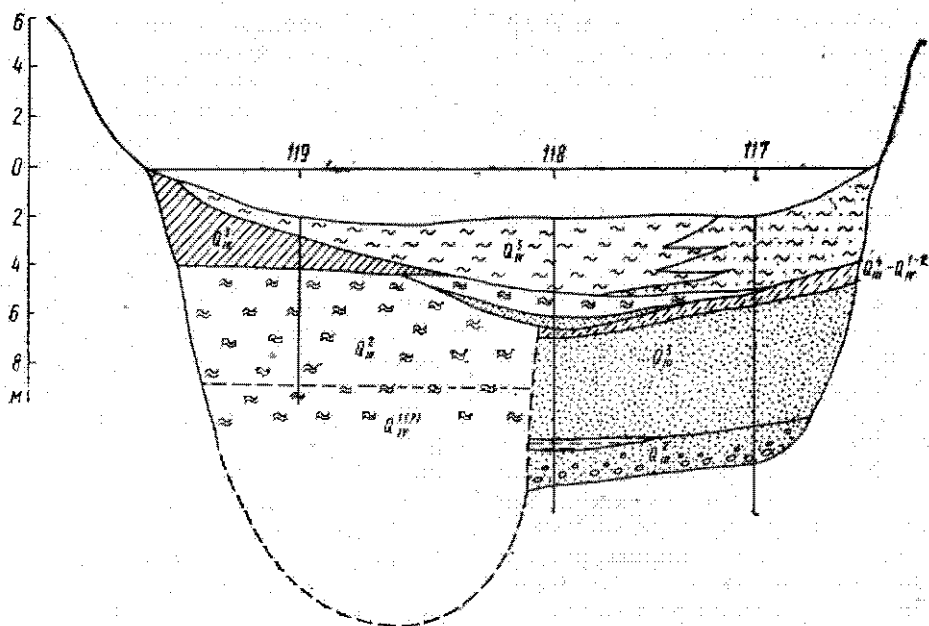


Рис. 11. Схематический геологический разрез донных отложений Тилигульского лимана у с. Софиевка.

Условные обозначения см. на рис. 5

в фанаторийское время. Подошва суглинков находится на абсолютных отметках —4,3 м, поэтому предположение П. В. Федорова [136] о падении уровня моря в фанаторийское время на 4—5 м кажется убедительным.

ХАДЖИБЕЙСКИЙ ЛИМАН

Строение и условия залегания донных отложений Хаджибейского лимана во многом сходны с ранее изложенными. Различия заключаются в уменьшении мощности пойменно-старичных и озерных отложений. Как и в предыдущих лиманах, ложе антского аллювия (верхнесарматские породы) быстро поднимается от устьевой части (—38—40 м) к верховью (—12—15 м). Эпизодически встречаются фрагменты погребенной террасы (рис. 12) с цоколем (в устьевой части лимана) на отметках —31—32 м. Есть основания считать ее одновозрастной с погребенной террасой в предыдущих лиманах. Мощность руслового аллювия террасы составляет около 8 м, пойменно-старичного (вместе с озерными глинами) достигает 5—6 м, что значительно больше мощности пойменно-старичных осадков антского возраста.

В верховье лимана отложения русловой фации антского аллювия представлены толщей (от 2,5 до 13,5 м) серых,

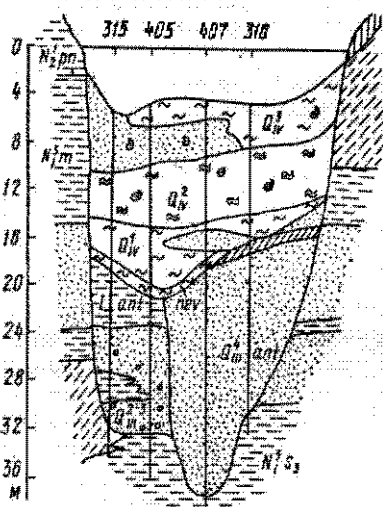


Рис. 12. Схематический геологический разрез донных отложений в устье Хаджибейского лимана.

Условные обозначения см. на рис. 5

тонкозернистых и мелкозернистых, глинистых песков, подстилаемых фацией размыта — гравийно-галечными отложениями мощностью от 0,5 до 1,3 м.

Отложения пойменной и старичной фаций — это литологически пестрая, мощностью 0,7—2,5 м, толща, залегающая в виде отдельных невыдержанных по простиранию прослоев и линз. Представлена она голубовато-зеленовато-серыми, песчанистыми, слоистыми суглинками, с прослоями (до 2—3 см) песков; серыми глинами, супесями, в кров-

ле темно-серыми с растительными остатками; реже слабо разложившимися темно-коричневым торфом.

На пойменно-старичных отложениях антского горизонта в верховьях лимана без перерыва залегают пойменно-старичные и озерные отложения нижнего голоцена. В средней части лимана русловая фация антского горизонта имеет мощность от 5 до 15,2 м и представлена светло-серыми песками, разнозернистыми с гравием и многочисленными обломками позднеарматских мактр. Мощность пойменно-старичных отложений здесь колеблется от 0,2 до 1,5 м. Представлены они тяжелыми суглинками, глинами, супесями серых, темно-серых тонов с растительными остатками и раковинами пресноводных моллюсков.

В устьевой части лимана русловые отложения антского горизонта, средне-разнозернистые пески с гравием и галькой, имеют мощность всего 6—8 м. Здесь, в базальной части песков (фации размыва), выявлены пресноводные моллюски, обычные для антского аллювия. Пойменно-старичные отложения — глины, тяжелые суглинки темно-серого цвета, перекрытые болотными (торф, темно-бурого цвета), имеют и в средней части лимана невыдержанную по простиранию мощность.

Новозавксинские отложения распространены, по существу, лишь в нижней части лимана. Их северная граница проходит примерно по широте с. Морозовка (скв. 332, 333). Они повсеместно подстилаются пойменно-старичными отложениями антского горизонта и перекрываются осадками древнечерноморской трансгрессии.

Это маломощные (от 0,4 до 1,1 м) озерно-лиманские образования, представленные зеленовато-серыми, опесчаненными илами, реже песками. В устьевой части мощность лиманных новозавксинских отложений увеличивается до нескольких метров. Абсолютные отметки кровли новозавксинских отложений изменяются от —20 до —24 м. Наиболее высокое положение кровли зафиксировано в скв. 404 (—17 м), где отмечается и минимальная мощность отложений в минимуме (20 см). Фауна моллюсков на новозавксинских отложениях Хаджибейского лимана однообразна и не отличается от фауны других лиманов (см. гл. 3).

Вверх по разрезу залегают лиманно-морские отложения древнечерноморской

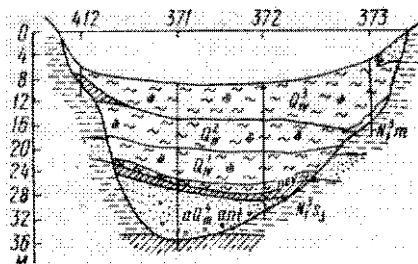


Рис. 13. Схематический геологический разрез донных отложений Хаджибейского лимана южнее с. Морозовка.

Условные обозначения см. на рис. 5

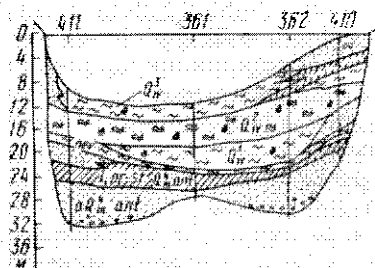


Рис. 14. Схематический геологический разрез донных отложений средней части Хаджибейского лимана.

Условные обозначения см. на рис. 5

трансгрессии, которые повсеместно распространены в акватории Хаджибейского лимана. В верхней и средней частях лимана они залегают на пойменно-старичных отложениях антского горизонта, а южнее с. Морозовка (рис. 13) — на новозавксинских.

Ввиду того что палеонтологические исследования выполнены лишь по материалам из низовий лимана, стратиграфическое расчленение лиманных отложений верховья выполнено на основании изменений в литологии осадка и является в определенной степени условным.

В низовьях Хаджибейского лимана отложения древнечерноморского горизонта разделены нами на три пакки: нижнеголоценовую, соответствующую бугазским и витязевским слоям; среднеголоценовую, отвечающую каламитским слоям, и верхнеголоценовую, сопоставляемую с джеметинскими слоями.

Бугазско-витязевские отложения представлены глинистыми илами зеленовато-серого цвета, часто переслаиваемыми с тонкозернистыми песками. Реже в их составе встречаются пески. В основании толщи (скв. 404, 405) встречен прослой раковинного детрита, зале-

гакций с разрывом на новоэвксинских отложениях. Состоит детрит преимущественно из митилусов, что является доказательством сокращенности здесь разреза нижнеголоценовых отложений. В этом плане интересен разрез, пройденный скв. 410 (рис. 14). Здесь под древнечерноморскими илами залегает прослой супеси (мощность 0,3 м), соответствующий, по-видимому, регрессивному этапу между новым эвксином и бугазскими слоями. Мощность бугазско-византийских отложений колеблется от 4,5 до 6 м. Абсолютные отметки кровли изменяются от —15 в районе с. Алтестово до —19 м в районе с. Перубайское и во многом определяются глубиной лимана. Фауна моллюсков из отложений этого интервала представлена как солоноватоводными, так и морскими видами. А в основании присутствуют и пресноводные гастроподы.

Выше по разрезу с постепенным переходом залегает мощная толща каламитских илов, преимущественно суглинистых, зеленовато-серых, темно-зеленых с богатой фауной средиземноморских моллюсков (см. гл. 3). Мощность каламитских илов изменяется от 4,5 до 6 м, а абсолютные отметки кровли от —5,5 в верховьях лимана до —8—14 м в низовьях.

Верхнеголоценовые отложения — темно-серые, черные илы, пески с ракушкой — относятся к джеметинским слоям. Илы, как правило, полужидкой и мягкой консистенции, что резко отличается их, помимо других признаков, от каламитских. Мощность джеметинских отложений изменяется от 0,7 до 3,8 м. Фауна моллюсков характеризуется обедненным составом эвригалинных морских форм.

Данные бурения свидетельствуют о том, что границы Хаджибейского лимана в каламитское время были такими же, что и ныне. Обращает на себя внимание также резкий перегиб продольного профиля ложа антского аллювия в верховье лимана, к которому приурочена граница резкого изменения мощности отложений. Весьма вероятно, что этот перегиб приурочен к субширотной зоне разломов.

Если вопрос об максимальном подъеме уровня Черного моря в каламитское время на материалах по Хаджибейскому лиману не может быть решен однозначно, ввиду отсутствия аккумулятивных террас, то вопрос о падении

уровня моря в фанагорийское время находит свое подтверждение. Прежде всего изменяется фациальный состав отложений. Между каламитскими и джеметинскими илами в верховьях лимана залегают прослой темно-серой глины (скв. 276), супеси (скв. 262) с включениями песка мощностью 1—1,6 м. В средней части лимана к фанагорийскому этапу относятся илистые пески, нередко с детритом, а в низовьях — выклинивающиеся к центру прослой супесей (рис. 14) с гнездами песка (скв. 362, 410) либо разнородные пески с гравием. Именно из песков В. В. Степановым [125] были определены пресноводные моллюски, послужившие основанием для выделения в древнечерноморское время небольшого этапа опреснения, вызванного падением уровня моря.

ДНЕСТРОВСКИЙ ЛИМАН

В аптскую регрессивную фазу развития Черного моря долина р. Днестр была глубокая, прорезавшая все отложения до мзотиса — сармата. Днище этой переуглубленной долины выполнено аллювиальными отложениями. Залегают они на ровной поверхности сарматских, мзотических глин, pontических известняков и имеют увеличенную мощность, что связано с интенсивной эрозийной деятельностью такой крупной реки, как Днестр, переносом и накоплением в нижней части лимана мощных пачек терригенного материала. Абсолютные отметки кровли аллювиальных отложений лимана составляют в средней части (м): от —17,5 до —20,6; в нижней части от —15 до —26,2.

На Овидиопольском створе на пойменно-старичных отложениях аптского возраста залегают пойменно-старичные отложения бугазских слоев нижнего голоцена (рис. 15, скв. 176, 188). В устьевой части лимана скв. 193 прошла отложения погребенной террасы (рис. 16) с цоколем на отметках 14—16 м ниже уровня моря. Русловый аллювий ее перекрыт довольно мощной толщей пойменно-старичных, озерных отложений, кровля которых установлена на абсолютных отметках —4—4,5 м. Выше их залегают верхнеголоценовые илы. Исходя из гипсометрии положения аллювия, можно допустить формирование его в конце среднего плейстоцена.

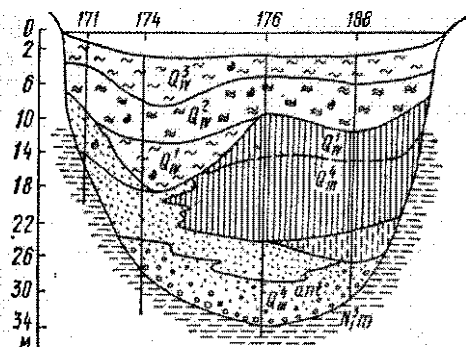


Рис. 15. Схематический геологический разрез долинных отложений средней части Днестровского лимана.

Условные обозначения см. на рис. 5

Антский аллювий представлен в средней части лимана базальным горизонтом — гравийно-галечными отложениями (максимальная мощность до 8 м), русловыми кварцевыми, мелкозернистыми, светло-серыми песками с тонкими прослоями глин. Мощность песков до 10,0 м. На бортах долины — это светло-серые, зеленовато-серые, разрозненные пески, с гнездами и линзами пойменного суглинка, ила, с включением до 15 % гальки кремня, песчанника. Залегающие выше пойменно-старичные отложения представлены супесями, зеленовато-серыми, темно-серыми до черных суглинками с растительными остатками, гнездами и линзами песка, глин. Имеются прослои плохо разложившегося торфа. Общая мощность озерно-аллювиальных фаций изменяется от 1,2 на правом борту долины до 4,0 м в центральной части и на левом борту. В устьевой части лимана мощность их изменяется от 0,5 до 6,4 м на бортах долины и 12,9 м в центре. Максимальная суммарная мощность аллювиальных от-

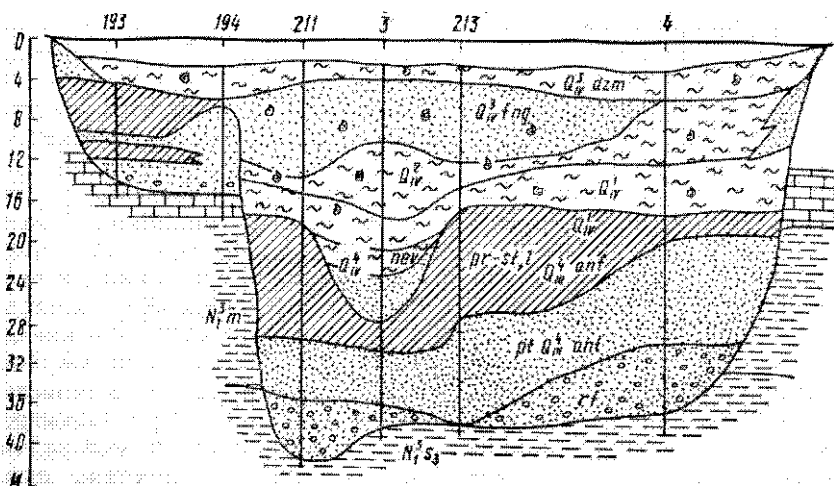
ложений приурочена к наиболее узким частям долины р. Днестр.

Новозвксинские осадки имеют ограниченный распространение. Они вскрыты скважинами в древней долине праднестра на шельфе и в устье современного лимана. Северная граница расположена в 10—15 км вверх по течению от пересыпи. Мощность новозвксинских отложений изменяется от 0,9 (скв. 197) до 1,4 м (скв. 3). Представлены они серыми, зеленовато-серыми илами с органическими остатками, с раковинами солонатоводных и пресноводных моллюсков (см. гл. 3). Кровля новозвксинских отложений расположена на абсолютных отметках от —17 до —25 м. В литературе имеются сведения о том [94], что, ингрессируя по долине р. Днестр, новозвксинское море находило значительно севернее границы распространения лиманных отложений. Анализ имеющегося материала (см. рис. 15) не дает основания для такого предположения.

Нарастание древнечерноморской трансгрессии привело к расширению границы лимана до широты г. Овидиополь, где непосредственно на антском аллювии накапливались фации прибрежных пляжевых песков (от светло-серых до темно-серых, мелко- и тонкозернистых) раннего голоцена. В устьевой части лимана отлагались глубоко-водные илы серого, темно-серого до черного цвета, с фауной моллюсков понтотаспийского происхождения и угнетенными раковинами средиземноморского.

Рис. 16. Схематический геологический разрез долинных отложений устьевой части Днестровского лимана.

Условные обозначения см. на рис. 5



Отложения витязевского времени имеют повсеместное распространение, представлены литологически однородными зеленовато-серыми илами с раковинами эвригалинных морских моллюсков.

Суммарная мощность нижнеголоценовых (бугазско-витязевских) лиманно-морских осадков колеблется от 2,2 до 6,5 м (скв. 6а). Кровля бугазско-витязевских отложений расположена на абсолютных отметках —14—17,5 м.

В течение среднего голоцена акватория Днестровского лимана представляла собой открытый эстуарий с интенсивно абрадируемыми мысами, ограждающими его устье [94]. Море ингрессировало далеко вверх по течению, достигая г. Тирасполь. Известный Кучурганский лиман, образовавшийся в это время, был впоследствии изолирован от долины р. Днестр. Сформировавшиеся в среднем голоcene каламитские отложения представлены преимущественно зеленовато-серыми илами, реже илистыми песками. Мощность их изменяется в широких пределах, от 4,6 до 6,9 м. Абсолютные отметки кровли также изменчивы и определяются полнотой разреза, вследствие размыва во время фанагорийской регрессии. Обычно кровля расположена на абсолютных отметках —5—9 м. Фауна моллюсков из каламитских слоев богата в видовом и количественном отношении и состоит преимущественно из средиземноморских видов. Лишь в верховье лимана доминируют солоноватоводные и пресноводные виды, вследствие опресняющего влияния пра-Днестра. В начале позднего голоцена началось понижение уровня моря (фанагорийская регрессия), что привело к обмелению лимана, смене литофациальной обстановки и накоплению в его устьевой части мелководных осадков — темно-серых разнородных песков с включением хорошо окатанной гальки и гравия мощностью от 1,3 до 8 м. В средней части лимана ко времени фанагорийской регрессии относятся темно-серые илистые тонкозернистые пески мощностью 1,8 м. Все это говорит о несомненном понижении уровня моря, вызвавшего размыв каламитских отложений.

Джеметинские лиманно-морские отложения трансгрессивно залегают на фанагорийских, а их мощность изменяется от 1,4 у границы современного лимана до 6—8 м на пересыпи. Они пред-

ставлены в средней части лимана темно-серыми, серыми илами, а в устьевой — серыми мелко- и среднезернистыми кварцевыми песками.

БУДАКСКИЙ ЛИМАН

Небольшой мощности антские аллювиальные отложения залегают на верхнеплиоценовых отложениях нерасчлененных террас пра-Днестра и вскрыты на глубине 22,0 (скв. 222), 18,0 м (скв. 227). Представлены осадками русловой фации (мелкозернистыми песками в подошве с галькой и гравием известняка) мощностью 2,3 м и пойменными осадками — темно-зеленовато-серыми, к кровле — до черных (с растительными остатками) суглинками, мощностью до 4,3 м.

Новозвксинские отложения мощностью от 2,0 до 3,6 м представлены голубовато-серыми песчанистыми илами, темно-зеленовато-серыми глинистыми илами с раковинами солоноватоводных моллюсков. Небольшая регрессия Черного моря в конце нового эвксина привела к обмелению, опреснению лимана и накоплению в его западной части маломощного (до 0,9 м) прослоя алеврита с включением тонкозернистого голубовато-серого песка и раковинами пресноводных и наземных гастропод (скв. 221).

Голоценовые отложения распространены повсеместно. По датировкам радиоуглеродным анализом и фауне моллюсков выделены: нижнеголоценовые (бугазские, витязевские), среднеголоценовые (каламитские) и верхнеголоценовые (фанагорийские, джеметинские) отложения.

Бугазские слои представлены литологически неоднородными отложениями мелководного, периодически пересыхающего водоема — сизовато-серыми, голубовато-зеленовато-серыми суглинистыми и супесчаными илами с прослоями темно-серого суглинистого ила, гнездами песка. Мощность их весьма значительна, от 4 до 5,1 м. Вверх по разрезу они сменяются мощной (до 8,2 м) пачкой, вероятно, витязевских голубовато-серых, светло-серых илов, комковатых, пористых, с единичными корешками растений. В основании пачки залегают тонкослойные илы с прослоями темно-серого песчанистого ила. Уверенно выделяются каламитские отложения (за исключением района пересыпи). Это суглинистые, супесчаные

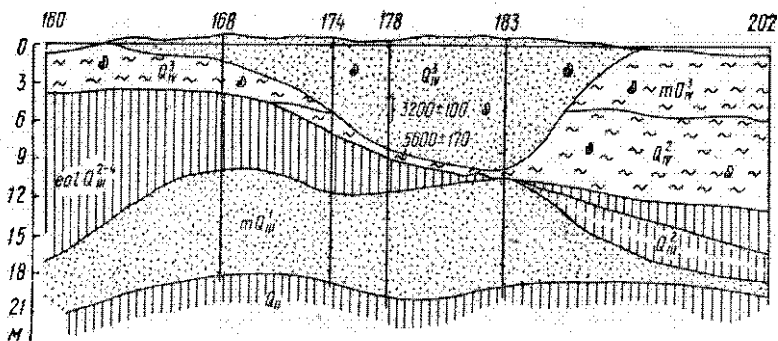


Рис. 17. Схематический геологический разрез верхнеплейстоценово-голоценовых отложений по пересыпи Тузловской группы лиманов. Условные обозначения см. на рис. 5

влы серого, голубовато-зеленовато-серого цвета с прослоями серого песка. Многочисленные раковины моллюсков относятся к средиземноморским иммигрантам. Мощность каламитских отложений достигает 6 м.

Венчает разрез лиманных отложений толща верхнеголоценового возраста. В основании ее залегают разнотерристые, преимущественно среднетерристые пески мощностью 1,0 м, которые можно сопоставить с фанаторийскими слоями Черного моря. Собственно джеметинские осадки перекрывают вышеописанную пачку песков и представлены темно-серыми, серыми лиманными илами с крупными раковинами карид и митилусов мощностью 0,5 м.

ТУЗЛОВСКАЯ ГРУППА ЛИМАНОВ

Геологическое строение лиманных отложений системы Шаганы — Алибей — Бурнас существенно отличается от остальных лиманов Северо-Западного Причерноморья. Помимо того, что здесь сокращен разрез голоценовых отложений, в последние годы были обнаружены (рис. 17) карангатские (?). Они представлены светло-серыми, желтыми песками, местами сцементированными, в основании с прослоем суглинка (скв. 168, 174), а также ракушечникового известняка, в котором выявлены обломки и целые раковины морских моллюсков [130]. Абсолютные отметки кровли отложений с карангатской фауной составляют —10—12 м, а их мощность достигает 10—13 м.

Воды новозыксинского моря не заходили в пределы территории этих лиманов, и континентальный режим существовал здесь вплоть до древнечерномор-

ской трансгрессии, лиманно-морские и морские осадки которой повсеместно перекрывают самые молодые лессовидные отложения, а на пересыпи лимана они залегают непосредственно на карангатских (?) морских отложениях (скв. 182, 183).

Лессовидные суглинки и супеси тяжелые, сильно опесчаненные, макропористые, карбонатные, с растительными остатками (иногда с горизонтом коричнево-серой погребенной почвы) залегают на морских песках карангата и имеют мощность 2—5 м в пределах лимана Шаганы; 2,5—18,8 м — лимана Алибей; 0,8—6,0 м — лимана Бурнас. Условия залегания лессовидных суглинков однозначно указывают на их позднеплейстоценовый возраст.

Отложения древнечерноморского горизонта распространены повсеместно и представлены двумя толщами. Их мощность изменяется в лимане Шаганы от 1,7 до 5,7 м, в лимане Алибей — от 1,4 до 9,0 м, в лимане Бурнас — от 1,2 до 10,7 м. Нижняя толща, представленная темно-серыми, зеленовато-серыми супесчаными, местами суглинистыми глинами с гнездами песка и раковинами эвригалинных морских моллюсков, относится к верхам нижнего голоцена, т. е. витязевским слоям. Этот вывод подтверждается радиоуглеродной датировкой (7150 ± 190 лет, скв. 9), полученной по раковинам из основания илов (непосредственно на контакте с лессовидными суглинками). Выше залегают каламитские отложения с наиболее степогалинной в голоцене фауной моллюсков.

Верхняя толща относится к осадкам фанаторийского и джеметинского возраста. Она представлена желтыми, в основании серовато-желтыми кварцевыми, реже детритовыми, занлепными песками, с многочисленными обломками и целыми створками морских моллюс-

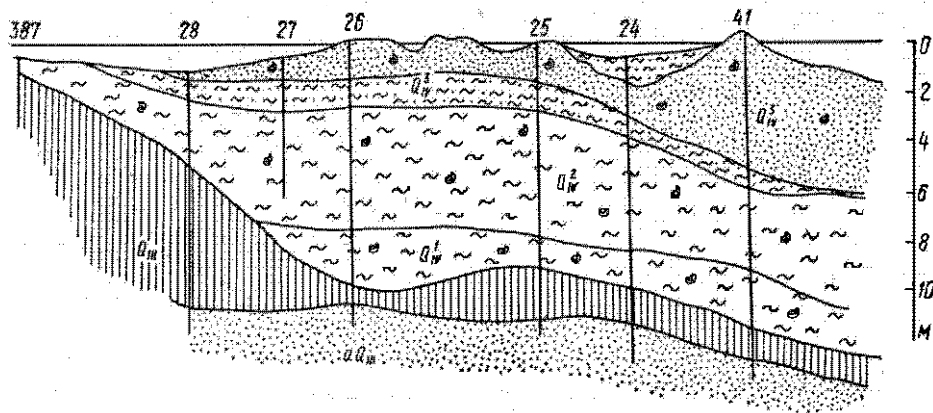


Рис. 18. Схематический геологический разрез донных отложений лимана Сасык (у пересыпи).

Условные обозначения см. на рис. 5

ков. Мощность их от 2 до 5 м, резко увеличиваясь на пересыпи, где достигает 12,4 м. Они составляют современную пересыпь лиманов Шаганы, Алябей. В пределах лиманов к этому интервалу относятся темно-серые супесчаные илы с линзами песка, ракушечники мощностью 1,0—5,0 м.

Примерно в центральных частях лиманов Алябей, Бурпас, Шаганы имеются неглубокие эрозионные понижения (отметки ложа —15—18 м), выполненные мелко- и среднезернистым аллювием антекого возраста, мощностью от 3—4 до 6 м. Аллювий перекрывается не новоэвксийскими, а нижнеголоценовыми илами. К местам пересечения пересыпи этими ложбинами приурочены максимальные смещения береговой линии в сторону суши, т. е. эти участки наиболее динамичны и наименее устойчивы.

ЛИМАН САСЫК

К сожалению этот крайне интересный с геологической точки зрения лиман изучен слабо. Имеются лишь данные бурения на пересыпи, как правило, не достигающие коренного ложа. Из рис. 18 видно, что на аллювии, вероятно позднейшего возраста, залегают лессовидные суглинки и супеси, мощностью от 1 до 6—7 м. Кровля суглинков падает в южном направлении, располагаясь в районе пересыпи на отметках —9—13 м. На суглинках с размылом залегает 5—7-метровая толща нерасчлененных витязевско-каламитских, суглинистых илов. Выше залегают супесчаные илы и

пески тела пересыпи, которые несомненно относятся к верхнеголоценовым (фанагорийско-джеметинским).

ЛИМАНЫ ПЕРЕКОПСКОЙ ГРУППЫ

К лиманам этой группы отнесены так называемые перекопские озера. Зап. и Вост. Сиваш с их заливами. Отличительной чертой перекопских озер является их небольшая глубина и расположение уровня воды ниже уровня моря. Часто, в особо засушливые годы, озера пересыхают. Береговые обрывы их сложены толщей лессовидных суглинков.

Донные отложения перекопских озер имеют небольшую мощность (от 1,5 до 10 м) и подстилаются желтовато-серыми суглинками и плиоценовыми аллювиальными песками. Строение донных отложений несложное [56]. В основании разреза донных отложений оз. Красное залегают зеленовато-серые илы озерного происхождения с прослоем торфа в кровле и мелкими галечками в основании. В илах многочисленные остатки пресноводных моллюсков. На этих илах лежат сизовато-зеленые, засоленные илы морского генезиса без остатков фауны. Часто встречаются включения гипса. Примерно такое строение наблюдается и в остальных озерах. Очень интересен факт нахождения торфа, несомненно указывающий на обмеление и заболачивание озер перед вторжением соленых вод.

Некоторое сходство наблюдается в строении донных отложений перекопских озер и Зап. и Вост. Сиваш. Здесь также четко выделяются две толщи илов, залегающих на лессовидных суглинках либо плиоценовых песках. Мощность илов изменчива, максимальная в

центральных частях Зап. и Вост. Сивашей (где составляет 10—13 м) и минимальна в заливах на периферии (от 0,5 до 2,5 м). Разрез донных отложений Зап. Сиваша, по данным П. К. Замория [56], следующий:

1. Ил сизовато-серый, жидкий, с многочисленными раковинами современных морских моллюсков — 0,0—0,4 м.

2. Ил голубовато-серый, жидкий, с многочисленными раковинами современных морских моллюсков — 0,4—1,0 м.

3. Ил голубой, плотный, пластичный, с редкими раковинами морских моллюсков — 1,0—1,25 м.

4. Ил светло-голубой, плотный, пластичный, сверху с раковинами морских моллюсков — 1,25—1,55 м.

5. Ил светло-зеленый, плотный — 1,55—4,10 м.

6. Ил зеленого цвета, плотный, пластичный — 4,10—6,55 м.

7. Лессовидный суглинок, желтовато-серый, плотный.

Илистые отложения Вост. Сиваша содержат больше примеси песка и раковин морских моллюсков в самом основании толща, сформировавшихся до отложения Сиваша Арабатской стрелкой. Верхняя толща серых, голубоватых илов относится к современным отложениям, нижняя (илы зеленоватых тонов) — к новоазовским.

ЛИМАНЫ ПРИАЗОВСКОЙ ГРУППЫ

К лиманам этой группы (расположенным в пределах Причерноморской впадины) относятся Утлюковский и Молочный. Первый, по существу, является заливом моря, отгороженным с восточной стороны песчаной косой. В строении донных отложений Утлюковского лимана принимают участие новоазовские песчаные и алевритовые илы мощностью 1—1,5 м. В южной, открытой к морю, части лимана под новоазовскими илами залегают древнеазовские, также небольшой мощности (1—2 м), которые подстилаются лессовидными суглинками верхнего плейстоцена.

Молочный лиман относится к интрасионным лиманам долинного происхождения, образовался вследствие затопления морем устья р. Молочная. В строении его донных отложений принимают участие пески с прослоями глин. В них обнаружена фауна моллюсков,

характерных для карангатских отложений, что и послужило основанием для определения их возраста [57, 145]. Залегают пески с карангатской фауной на глубине 12—14 м ниже уровня моря на пересыпи Молочного лимана, восточнее с. Кирилловка. Перекрывающие их илы, песчаные глины (мощностью до 4 м) с растительными остатками содержат наряду с многочисленными раковинами пресноводных раковины обычных для новозавских отложений солоноватоводных моллюсков. На новоазовских отложениях залегают с небольшим разрывом толща голоценовых, сизовато-серых, темно-серых, песчаных и алевритовых илов [145]. Расчленяются илы по фауне моллюсков на древне- и новоазовские. Мощность их изменяется от 12 в районе пересыпи до 6 м в верховьях лимана.

КРЫМСКИЕ ЛИМАНЫ

Группа крымских лиманов (Донузлав, Сасык, Саки, Кызыл-Яр и др.) расположена в западной части Крымского полуострова. Все они представляют собой затопленные устья рек и балок, отгороженные от моря песчано-ракушечными пересыпями. В них были обнаружены окатанные раковины типичных карангатских моллюсков, что позволило высказать предположение о размыве и переотложении карангатских отложений [56]. Отложения со средиземноморскими моллюсками были обнаружены на различных глубинах от 22 до 26 м ниже уровня моря.

В строении донных отложений лиманов этой группы много общего. Коренные породы залегают в пределах 26—30 м ниже уровня лимана. В основании разреза находятся табачно-зеленые глины, на которых залегают мощная толща (до 12—13 м) нижне-среднеголоценовых серых, зеленовато-серых илов с фауной моллюсков современного Черного моря. На этих илах в лимане Саки залегают [54] толща соли, мощностью до 3,5—4 м, а выше нее — верхнеголоценовые черные, темно-серые илы с кристаллами гипса, прослойками соли, общей мощностью 2—2,5 м. Сходный разрез установлен в лимане Сасык и других лиманах, только мощность соли бывает не так велика, или выделяется толща илов с многочисленными прослоями соли. В любом случае этот интервал должен

увязываться с резким изменением режима лиманов вследствие падения уровня или повышения аридности климата. Исследования слоистости вышележащей толщи илов, подсчет годичных слоев позволили определить возраст кровли соленосной толщи. Оказалось, что садка солей прекратилась примерно 2000 лет назад [54]. Вместе с тем установлено, что резкие изменения режима лимана Сасык происходили 3400—2300 и 2200—2100 лет до нашей эры. Не обсуждая сейчас причины начала и конца садки солей в лиманах Крымской группы заслуживает внимание факт совпадения этого события с фанаторийской регрессией Черного моря. Таким образом, толща черных илов уверенно сопоставляется с нимфейскими слоями в схеме П. В. Федорова [135].

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛИМАНОВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Вещественный состав донных отложений лиманов формировался на протяжении позднего плейстоцена — голоцена благодаря поступлению материала с речным стоком, из подводного склона (морскими течениями), от абразии коренных берегов и размывания раковин моллюсков, остракод и скелетов диатомей.

Ввиду неравномерной изученности лиманов Причерноморья на сегодняшний день нет возможности дать исчерпывающую характеристику каждому из них. Поэтому кратко остановимся на минеральном составе донных отложений и на формировании современных донных осадков Днепровско-Бугского лимана. Выбор Днепровско-Бугского лимана в качестве примера формирования донных отложений лиманов открытого типа неслучаен. Прежде всего он наиболее детально изучен, а во вторых, данные по второму лиману этого типа — Днепровскому — уже частично опубликованы [11]. Есть все основания полагать, что выявленные закономерности формирования современных осадков лимана открытого типа можно уверенно интерполировать и на донные отложения лиманов закрытого типа, поскольку во время их осадконакопления современные закрытые лиманы были открытыми.

Минеральный состав лиманов Причерноморья крайне неоднороден и всецело зависит от питающих провинций, доминирования того или иного фактора в привносе материала.

Исследованиями М. Г. Барковской [11] установлено, что поступление обломочного материала в береговую зону Черного моря осуществляется в нескольких направлениях, что определяет минеральный состав каждого из районов. В Северо-Западном Причерноморье выделены терригенно-минералогические провинции [11]: Дунайская, Сасык-Бурнасская, Днепровско-пра-Днестровская, Одесско-Березанская, Бугская, Днепровская.

Формирование минерального состава донных отложений лиманов Причерноморья определяется поступлением материала вследствие: речного стока, абразии клифов, донной абразии, разрушения раковин и привноса материала нагонными течениями (в открытых лиманах) либо через прорывы (в закрытых лиманах и лагунах). В зависимости от сочетаний этих источников питания, доминирования одного из них и формируется минеральный состав донных осадков.

Минеральный состав донных осадков лимана Сасык и Тузовской группы в общем близок к таковому Сасык-Бурнасской терригенно-минералогической провинции [11]. Последняя, ставролит-эпидот-циркон-альмандиновая, карбонат-кварцевая, резко отличается от Дунайской — поизит-амфиболовой, слюдо-хлоритовой. В донных отложениях лиманов Тузовской группы преобладает кварц, содержание которого колеблется от 86 до 98 %. Калиевые полевые шпаты содержатся в количестве от 4 до 13 % (4—13 % во фракции 0,1—0,01 мм и 4,5—12 % во фракции 0,25—0,1 мм). Повсеместно присутствуют халцедон, кальцит; встречены мусковит, биотит, глауконит. Содержание раковинного детрита изменяется в широких пределах от 1,3 до 11 % (максимально во фракции 0,5—0,25 мм). В тяжелой фракции (0,1—0,01 мм) обнаружены: гранат (альмандин — 30—56 %), ильменит (38—49 %), лейкоксен (3—14,4 %), циркон (1—19 %), турмалин (2,1—12 %), эпидот-поизит (1—16 %), рутил-анатаз (2—9 %). Содержание ставролита, дистена,

апатита составляет до 2 %. В знаках обнаружены амфиболы (актинолит и роговая обманка), силлиманит, монацит, корунд, сфен. Учитывая резкое отличие минерального состава осадков, приносимых р. Дунай, и донных отложений лиманов Сасык, Шаганы, Алибей, Бурнас, можно уверенно говорить о его формировании за счет приноса материала с подводного склона (через прорывы во время штормовых нагонов), от абразии лесовых берегов и речного стока.

Минеральный состав Днестровского лимана неоднородный в разных его частях [11, 110]. В отличие от Тузовской группы лиманов в донных отложениях Днестровского содержится значительное количество кремнистых обломков. С речным стоком в Днестровский лиман попадают рудные минералы, в первую очередь гидроксиды железа и марганца, железистые карбонаты, встречается пирит. В больших количествах присутствуют гранат (30—40 %), циркон (5—25 %), ставролит (2—10 %), турмалин (3—5 %). В тяжелой фракции содержится от 0,5 до 5 % сфена, дистена, анатаза. В мелких фракциях (<0,1 мм) имеются цоизит и амфиболы. Минеральный состав донных отложений Днестровского лимана формируют также продукты разрушения берегов, сложенных преимущественно древним аллювием р. Днестр и лесовыми породами. Качественный состав последних такой же, как и аллювия. От размыва террасовых отложений в лиман из тяжелых минералов поступают во фракции 0,25—0,01 мм (%): гранат — 23—41; ильменит — 10,5—23; лейкоксен — 3,5—19; циркон — 5—12; рутил и анатаз — 2—4; турмалин — 1,5—5; ставролит — 0,5—3; эпидот, апатит и глаукоцит — менее 2; амфиболы, дистен и биотит — менее 1. В знаках встречаются силлиманит, сфен, монацит, корунд, джумперит. Легкая фракция состоит из кварца (80—90 %), полевого шпата (3—8 %), кальцита (1—3 %).

Со стороны моря через гирло в Днестровский лиман поступают частицы преимущественно алевритовой размерности, состоящие из тех же минералов, которые выносятся Днестром, что вполне закономерно, так как размываются на подводном склоне аллювиальные отложения р. пр.-Днестр. В целом отмечается качественное тождество минерального состава лиманных отложений и стока р. Днестр. С удалением от устья реки вступают в

силу гидродинамические факторы, вызывающие интенсивное размывание и вынос в море легких и плавучих минералов (слюды, хлорита и т. д.). Донные отложения лимана обогащены рудными минералами (гидроксиды железа, марганца, железистые карбонаты). Примерно в равных количествах с рудными присутствуют [11] альмандин (обычно 30—40 %), до 25 % циркона, ставролита и турмалина. Рутил, сфен, апатит, амфиболы, эпидот, биотит и хлорит содержатся в количестве от единичных зерен до 5 % (реже 10 %). Из редко встречающихся в аллювии и лессах минералов в лиманных осадках повышается (до 10 %) содержание барита, целестина, пиронов.

Минеральный состав донных отложений Хаджибейского, Тилигульского и Березанского лиманов формируется за счет абразии береговых обрывов, сложенных суглинистыми осадками плио-плейстоцена, глинами и известняками плиоцепа и миоцепа. Речной сток играет в питании обломочным материалом подчиненную роль. Большое значение имеет поступление карбонатного материала за счет разрушения известняков, а также измельчения раковин моллюсков. Именно поэтому донные осадки характеризуются повышенной карбонатностью. В легкой фракции основным минералом является кварц, содержание которого достигает 88 %. В то же время местами отмечается повышенное содержание кальцита (до 27 %), представленного в основном обломками раковин. В пляжевых отложениях максимальное количество его достигает 50 %. Присутствуют также полевые шпаты (до 3 %), плагиоклазы (до 1 %) и редкие обломки кремнистых пород, поступающие, по-видимому, с речным стоком вследствие размыва балтских отложений. В тяжелой фракции наблюдаются значительные колебания основных породообразующих минералов (%): ильменит — 16—28; лейкоксен — 0,5—1,7; магнетит — 3—5; гранат — 13—20; ставролит — 2—6; турмалин — 1,7—8; циркон — 0,2—4,1; дистен — 0,6—2,8; рутил — 0,4—2,5. Следует заметить, что в донных отложениях Березанского лимана увеличивается примесь материала Бугской провинции, что связано с размывом аллювиальных отложений плиоценового пра-Буга (в частности, увеличивается содержание граната, дистена, биотита).

Питание Днепро-Бугского лимана обломочным материалом сложное. О формировании современного осадка речь пойдет ниже. Кратко остановимся на минеральном составе плейстоценовых отложений. Состав антского аллювия и лиманных отложений весьма близких.

Всего в донных отложениях выявлено 37 минералов, 8 из них в легкой и 29 — в тяжелой фракциях. Основную массу составляют минералы легкой фракции, среди которых резко преобладает кварц. Его содержание изменяется в широких пределах от 20—30 до 99 %. Минимальное содержание приурочено к детритовым прослоям, где резко преобладают обломки раковин моллюсков. В знаках и первых процентах встречены полевые шпаты, глаукопит, мусковит, биотит, хлорит и глинисто-карбонатные агрегаты. Концентрация тяжелых минералов невелика и колеблется от 0,002 до 0,016 %. Основные породообразующие минералы в электромагнитной подфракции (%): ильменит — 30—69; гранат — 10—37; ставролит — 2—6; турмалин — 0,5—4,0; эпидот — 0,2—3,0; лейкоксен — 5—11 и гематит — знаки — 0,5; в неэлектромагнитной — дистен-силлиманит — 8—10; циркон — 5—30; рутил — 2—13; пирит-марказит — 0,1—5,0. В магнитной подфракции присутствует почти исключительно магнетит. Проведенный минералогический анализ выявил следующие главные особенности состава донных отложений Днепро-Бугского лимана. Наибольшим своеобразием минерального состава отличаются нерасчлененные осадки погребенной террасы, для которых характерно повышенное содержание метаморфических минералов, амфиболов, понижена концентрация ильменита, а в легкой фракции присутствует глаукопит, мусковит и отсутствует андалузит. В аллювии антского горизонта почти повсеместно наблюдается увеличение содержания гранатов по сравнению с подстилающими и перекрывающими осадками. Аллювиальным отложениям позднего плейстоцена свойственно также пониженное содержание полевого шпата в легкой фракции.

Для голоценовых лиманно-морских осадков характерно в общем близкое с плейстоценовым аллювием содержание основных минералов. Исключение составляют каламитские слои, где наблюдается повышенная концентрация цир-

кона. Достаточно чутким индикатором обстановки седиментации выступает аутигенный пирит-марказит, максимальные содержания которого приурочены к осадкам неволнового поля и старичным образованиям.

Пелитовый компонент в отложениях лиманов присутствует в переменных количествах и часто является осадкообразующим. Наиболее развиты пелитовые осадки в лиманно-морских фациях тальвеговой части лиманов. Рентгенографические и электронно-микроскопические исследования позволили идентифицировать глинистые минералы, выделить смешанослойные образования и выявить следы процессов активного аутигенного минералообразования. На дифрактограммах отчетливо выделяются рефлексы, принадлежащие монтмориллониту (1,44 нм), гидрослюда (1,05 нм), каолиниту (0,7 нм; 0,35 нм). Серия рефлексов в диапазоне 1,1—1,9 нм, наблюдаемая практически на записи всех исследуемых образцов по Днепро-Бугскому, Тилигульскому, Березанскому и Хаджибейскому лиманам, свидетельствует о наличии смешанослойных, предположительно разбухающих глинистых минералов 2- или 3-слойных, а также деградированных гидрослуд. Это же подтверждают и данные электронно-микроскопических исследований. На снимках видны не только смесь глинистых минералов монтмориллонит-гидрослюдистого состава (рис. 19), но и значительное число частиц, на которых отдельные участки представлены этими двумя минералами. В структурах таких образований переслаивание слоев в индивидуальных кристаллитах развивается не вдоль всей базисной плоскости, а зонально, лишь в отдельных частях, например, на поверхности кристаллитов со стороны блоковых сколов. Такие структуры чаще всего связаны с той или иной степенью деградации гидрослуд, т. е. с выносом некоторого количества K^+ из межпакетных промежутков этого минерала при выветривании на контакте, смещившегося поглощением этого элемента в нормально-морской воде.

Весьма активны процессы аутигенного образования глинистых минералов в отложениях устьевой зоны Днепро-Бугского лимана, развивающихся на скелетах диатомовых или их фрагментах. Последние выражены на электронно-микроскопических снимках (от-

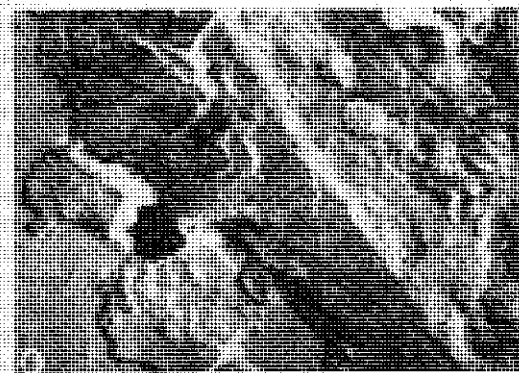
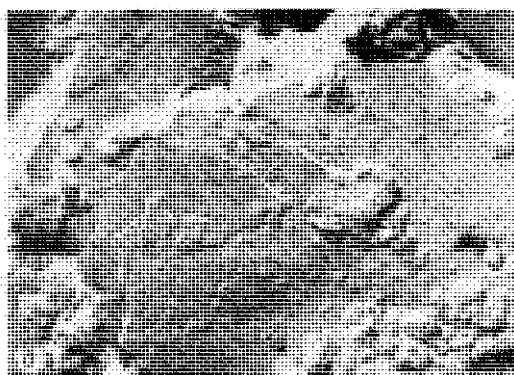
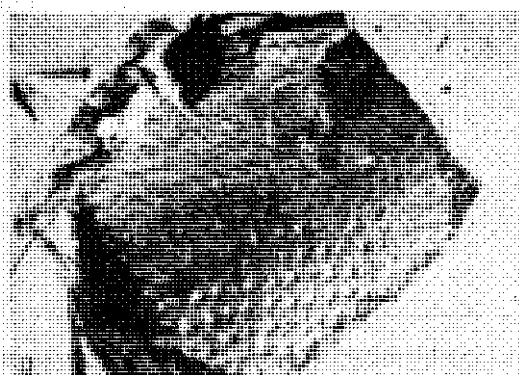


Рис. 19. Электроно-микроскопические снимки илтистых осадков Днепровско-Бугского лимана (увеличение 4800 X).

а — скв. 469, илт. 9,95—10,0 см; нижнеголоценовые илы: панцирь диатомей, захваченный процессами образования глинистых минералов (гидрослюда и монтмориллонит) с растворением кремнезема; пирит. б — скв. 469, илт. 7,08—7,11 см; среднеголоценовые илы: привнесенная слюда, на ней гидрослюда и монтмориллонит. в — скв. 416, илт. 20,2—20,3 см; верхнеплейстоценовые илы: кусок кремнистой органики, на разрушающейся поверхности гидрослюда, монтмориллонит и хитин. г — скв. 469, илт. 11,30—11,55 см; нижнеголоценовые илы: органика, гидрослюда, монтмориллонит, пирит.

носителем вмещающего глинистого вещества) крупными обломками неправильной или угловатой формы, зубчатой или ячеистой, нередко завуализированной структуры (рис. 19, а). Причиной этому могут служить глинистые минералы, покрывающие поверхность панциря диатомей — наличие или развивающиеся аутигенно по кремниевому веществу. Поверхность кремниевого скелета нередко несет следы растворения, проявляющиеся различным выражением шагреновой поверхности, что обусловлено силой растворения.

Наиболее выразительное развитие комплекса смешанослойных образований и деградированных гидрослюдов (комплекса с частично разбухающими пакетами в структуре), а также развитие процессов аутигенного глинообразования приурочено к тальвеговой зоне

лимана, для которой характерны пелитовые осадки, а также подток морских вод, начиная с витязевского времени.

ФОРМИРОВАНИЕ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА СОВРЕМЕННЫХ ДОННЫХ ОСАДКОВ ДНЕПРОВСКО-БУГСКОГО ЛИМАНА

Современные (слой мощностью 0—7 см) донные осадки Днепровско-Бугского лимана представляют собой морфологически и генетически авандельтовые отложения рек Днепр и Юж. Буг. Аккумулируясь в обстановке устьевого лимана на стадии формирования дельты выполнения, они имеют некоторые характерные для таких условий особенности вещественного состава.

Гранулометрические типы донных осадков. Вышеописанные характерные черты приемного водоема как бассейна седиментации материала, принимающего твердый сток рек и частицы из других источников, определяют процессы его дифференциации и накопления в определенных зонах.

В Днепровско-Бугском лимане исследованы донные осадки нескольких гранулометрических типов, среди которых наиболее распространены пески, алевроитовые, алевроито-пелитовые и пелито-

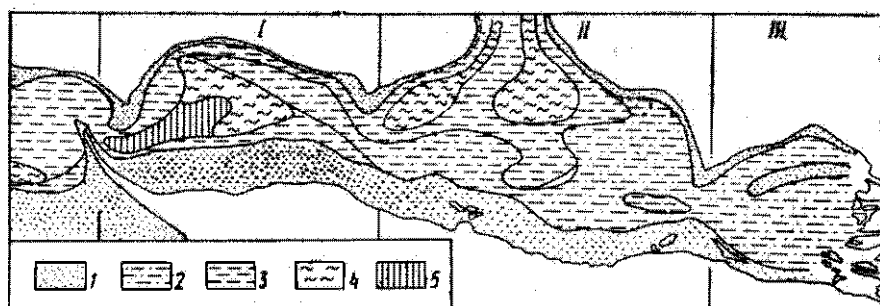


Рис. 20. Схематическая карта распределения гранулометрических типов донных осадков Днепровско-Бугского лимана:

1 — песок; 2 — алеврит; 3 — пелитовый алеврит; 4 — алевритовый ил; 5 — смешанные осадки.
I—III — геохимические зоны донных осадков, обусловленные гидрохимическим режимом

Таблица 3. Гранулометрический состав донных осадков Днепровско-Бугского лимана (содержание фракции, %)*

Проба	Фракции, мм				Md, мм	S ₀
	>1	1,0— 0,1	0,1— 0,01	<0,01		
Песок						
XVI-2	—	50	44	6	0,10	2,15
XIV-6	(4)	94	6	—	0,39	1,27
XI-8	(3)	72	14	14	0,39	3,31
IV-5	(6)	98	2	—	0,39	1,02
VIII-1	(19)	98	2	—	0,50	1,41
III-2	(29)	83	17	—	0,46	2,77
Алеврит						
XII-2	—	33	59	8	0,08	1,73
XVII-3	(1)	7	81	12	0,04	1,24
XV-2	—	—	80	20	0,04	1,66
XIV-4	—	—	73	27	0,03	1,66
XII-7	(1)	—	80	20	0,04	1,91
XI-6	—	—	72	28	0,03	1,64
IX-4	—	1	76	23	0,03	2,03
X-3	—	—	72	28	0,03	1,73
Алеврит пелитовый						
XVII-2	—	—	63	37	0,03	1,60
XII-5	(1)	—	68	32	0,03	2,93
X-4	—	—	54	46	0,03	1,55
VIII-2	—	1	51	48	0,04	1,62
VII-3	—	11	50	39	0,03	1,71
XI-1	(1)	—	51	49	0,04	1,68
XI-2	—	—	65	35	0,03	1,76
XIII-2	(1)	2	55	43	0,03	1,63
Пелит алевритовый						
XII-2	—	—	35	65	0,003	4,47
XI-3	—	—	37	63	0,005	—
IX-1	—	—	49	51	0,008	5,48
VI-3	—	—	37	63	0,008	4,69
V-2	—	—	44	56	0,008	—

* Фракция >1 в расчете не учитывалась, ее содержание приведено в скобках, % натурального осадка.

Примечание. Md и S₀ (медиана и коэффициент сортировки) рассчитаны по [96].

во-алевритовые илы* (табл. 3). Специфика их распространения указывает на роль стоковых струйных течений рек Днепр и Юж. Буг в формировании гранулометрического плана донных осадков лимана и преимущественные источники поступления в лиман материала разной крупности (рис. 20).

Пески в лимане связаны с более древними отложениями, слагающими Кинбурнскую косу, а также накапливаются на подводных продолжениях мысов северного берега и в приустьевой полосе — в зоне активного воздействия волнового поля. Пески алевритовые формируются в зоне мощного стока днепровского рукава Рвач. Но в целом в восточной части лимана у дельты р. Днепр развиты алевритовые илы с примесью различных количеств песчаной фракции. Алевриты прослеживаются примерно по осевой линии лимана вплоть до Очаковского створа, что позволяет говорить о том, что, во-первых, влекомый сток р. Днепр, поступающий в пределы лимана, представлен в большей мере алевритовым компонентом, во-вторых, по продольной оси лимана простирается гидродинамически неблагоприятная зона для осаждения значительных количеств пелитового материала.

Более тонкий материал поступает со стороны Бугского лимана. В его устьевой части преимущественно развиты алевриты пелитовые и пелиты алевритовые. Причем стрежневая фация стока отмечена накоплением в основном крупного алевритового компонента, занимающего полосу, вытянутую вдоль осе-

* Использована классификация гранулометрических типов, разработанная в отделе осадочного рудообразования [147]. Соотношение выделенных типов илов с принятыми в морской геологии и инженерной геологии соответственно следующее: алеврит и алеврит пелитовый — алевритовые, суглинистые илы; пелит алевритовый — алеврито-пелитовые, глинистые илы (Прим. отв. ред.).

вой части Бугского лимана и вклинивающуюся с севера в пределы Днепровского. Ее оконтуривают пелитовые осадки, ближе к берегу вновь сменяющиеся алевритовыми, а затем песчаными. Можно считать, что влекомый материал, поступающий в Днепровский лиман со стороны р. Юж. Буг, является преимущественно алеврито-пелитовым.

Распределение пелитовой фракции ($<0,01$ мм) осадка подчеркивает основные факторы (рельеф ваины лимана, система стоковых струйных течений, волновое поле, состав субстрата ложка лимана в прибрежной части), контролирующие распределение его гранулометрических компонентов. Особенности распространения гранулометрических типов важны для понимания закономерностей формирования вещественного состава донных осадков в связи с геохимической активностью пелитового компонента, о чем будет сказано ниже.

Распространение суммы более крупных — песчано-алевритовых фракций ($>0,05$ мм), в составе которых накапливаются преимущественно терригенные минералы, представляет собой как бы зеркальное отражение схемы распределения пелитовой составляющей осадка.

Минералогия донных осадков. Основными осадкообразующими компонентами донных осадков лимана, несущими определенную вещественно-генетическую нагрузку, являются гранулометрические фракции $<0,01$ мм (в основном глинистые минералы и аморфные вещества), фракция $0,5-0,05$ мм (в основном терригенные минералы) и фракция $>0,5$ мм (биогенный раковинный материал, у берегов — незначительное количество гравийно-галечного материала, растительный детрит). Данные гранулометрического анализа показывают соотношение этих компонентов в каждом конкретном случае.

В качестве примера рассмотрена проба алевритового ила, отобранная в верховье Днепровско-Бугского лимана, каждая гранулометрическая фракция которого была подвергнута минералогическому анализу * [147]. Суммарное содержание легких и тяжелых минералов в различных фракциях неодинаково.

* Гранулометрический состав пробы (%): фракция $>0,5$ мм — 1; $0,5-0,25$ мм — 1; $0,25-0,1$ мм — 3; $0,1-0,05$ мм — 58; $0,05-0,01$ мм — 15; $<0,01$ мм — 12.

во (легкие и тяжелые минералы соответственно во фр. $0,5-0,25$ мм — 87 и 13 %, во фр. $0,1-0,05$ мм — 99 и 1 %), что обусловлено их обогащением отдельными компонентами (например, гидрогетитовые оолиты в тяжелой фракции крупности $0,5-0,25$ мм составляют 99 %). Изменяются также соотношения компонентов, составляющих легкую и тяжелую фракции песчано-алевритовой размерности.

Основу легкой фракции составляют растительные остатки с примесью глинисто-слистистых агрегатов (причем их содержание уменьшается от крупных фракций (во фракции $>0,05$ мм — 96 %) к мелким (во фракции $0,01-0,05$ мм — 15 %) с одновременным исчезновением растительного детрита), кварц и полевой шпат (осадкообразующие, их максимальное содержание отмечено в крупноалевритовой фракции — соответственно 80 и 20 %). В качестве незначительной примеси присутствуют обломки ракушки (преимущественно в крупных фракциях) и слюды.

В тяжелой фракции из фракции $0,1-0,05$ мм содержится (%): ильменит — 55; циркон — 35; гранат — 10; магнетит, лейкоксен, пироксены, эпидот, анатаз, турмалин — единичные знаки.

Содержание основных минералов в донных осадках Днепровско-Бугского лимана колеблется в широких пределах [147] (%): ильменит — 12,0—61,1; циркон — 5,7—47,1; гранат — 8,6—29,0; лейкоксен — единичные зерна — 17,7; амфиболы — единичные зерна — 12,7; рутил — 0,6—10,7; ставролит — единичные зерна — 10,7; эпидот — единичные зерна — 10,7; турмалин — единичные зерна — 5,3; диастен — единичные зерна — 4,8; силлиманит — единичные зерна — 3,6. Значительно реже встречаются андалузит, шиннелл, хромит, анатаз, топаз, сфен, апатит, магнетит, монацит и др. Особенности приведенной минеральной ассоциации послужили основанием для выделения Днепровско-Бугской минералогической провинции [147].

Закономерности распределения тяжелой фракции и некоторых тяжелых минералов в пределах лимана свидетельствуют о разной роли твердого стока рек Днепр и Юж. Буг в их поставке. Привнос основной массы тяжелых минералов обязан преимущественно стоку р. Днепр. При этом по характеру свя-

Таблица 4. Химический состав донных осадков Днепровско-Бугского лимана, %

Тип осадка	Количество проб	Пределы содержания	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO
Песок	12	От До Среднее	43,50 91,56 80,92	0,008 0,34 0,216	0,46 2,09 1,178	0,23 1,96 0,937	0,14 2,06 0,83	0,016 0,084 0,045
Песок алевритовый	1	—	90,50	0,22	2,64	1,78	0,28	0,046
Алеврит песчаный	2	От До Среднее	76,30 86,08 80,69	0,34 0,41 0,37	4,38 5,45 4,91	1,77 3,34 2,55	0,28 0,42 0,35	0,062 0,082 0,072
Алеврит	26	От До Среднее	58,58 86,58 70,34	0,28 0,90 0,58	4,81 11,73 8,9	1,49 6,30 3,59	0,16 2,45 0,81	0,060 0,154 0,089
Алеврит пелитовый	25	От До Среднее	26,24 66,66 57,96	0,50 0,82 0,65	4,10 13,52 10,27	1,49 8,29 4,313	0,42 2,62 1,26	0,070 0,182 0,13
Пелит алевритовый	9	От До Среднее	34,40 61,08 55,68	0,13 0,92 0,625	7,22 12,88 11,72	2,09 6,33 5,016	0,50 2,65 1,104	0,078 0,218 0,108
Пелит	1	—	57,36	0,61	12,62	6,33	0,64	0,118

зи с источниками питания выделяются три их основные группы: поступающие как со стоком реки Днепр, так и Юж. Буг — ильменит, рутил, преимущественно со стоком р. Днепр — лейкоксен, эпидот, турмалин, роговая обманка и преимущественно со стоком р. Юж. Буг — циркон, гранат, ставролит. Кроме того, часть минералов поступает в лиман в результате размыва берегов и древних песков южной части дельты р. Днепр.

В разнообразном комплексе тяжелых минералов, поставляемых р. Днепр в Черное море (следовательно, и в Днепровско-Бугский лиман), почти нет неустойчивых. В аллювии р. Днепр присутствует относительно небольшое количество весьма устойчивых минералов (%): циркон — 6,6; рутил — 2,8; турмалин — 8,6; лейкоксен — 1,7; большое количество устойчивых минералов (%): гранат — 14,4; ильменит-магнетит — 12,0; при малом содержании метаморфических минералов (%): силлиманит — 4,2; дистен — 4,6. Умеренно устойчивый эпидот (в том числе псевомит) составляет 12,9 %. Неустойчивые представлены только обыкновенной роговой обманкой — 11,4 %.

Сведения о минеральном составе полевой фракции донных осадков лимана ограничены и основываются на данных электроно-микроскопических исследований [147]. В верховье Днепровского лимана в донных осадках преобладают монтмориллонит и гидрослюда, незначительны количества као-

линита. В устье Бугского лимана и примыкающей к нему центральной части Днепровского все три минерала содержатся примерно в равных количествах, что, по-видимому, следует связывать с относительно большим содержанием каолинита в стоке р. Юж. Буг. Но уже в устье Днепровско-Бугского лимана роль каолинита вновь ослабевает, что свидетельствует о значительно меньших объемах веществ, приносимых р. Юж. Буг, наличие которых подавляется и вуализируется более мощным стоком р. Днепр.

Изучение придонного слоя твердого стока р. Днепр в верховье Днепровского лимана показало присутствие в нем гидрослюда (чаще всего обломки с корродированными краями), монтмориллонита (хлопьевидные выделения и агрегаты), очень редко глауконита (лепешковидные зерна), сферических техногенных частиц, удлиненных трубочек гаюлазита. Пробы, отобранные в устье Бугского лимана, имеют с днепровским твердым стоком сходный состав взвеси при заметном обогащении ее дисперсным кальцитом, что указывает на источник поступления компонента. Эта особенность стока р. Юж. Буг также вуализируется в пределах Днепровско-Бугского лимана более мощным привносом днепровского материала. Минеральный состав взвеси последнего (фракция <0,01 мм) включает смешанослойные слюда-монтмориллонитовые образования, хлорит (триоктаэдрический), слюду серицит-мусковитового типа, тальк,

MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	П. п. п.	S _{общ}	S _{сульф}	Количество проб	C _{орг}	CaCO ₃
0,14	1,85	0,17	0,14	0,013	2,20	0,01	0	2	1,5	1,999
0,52	27,78	1,04	1,14	0,130	24,36	0,28	0,20		3,6	10,956
0,335	7,708	0,378	0,359	0,074	6,937	0,115	0,06		2,5	5,33
0,23	1,03	0,44	0,82	0,090	1,88	0,12	0,05	1	3,6	2,990
0,37	2,04	0,50	0,96	0,093	2,98	0,07	0,02	2	1,9	1,999
0,70	3,81	1,14	1,26	0,159	7,48	0,70	0,42		4,2	3,999
0,53	2,85	0,82	1,11	0,126	5,23	0,38	0,22		3,1	2,999
0,23	1,29	0,56	1,30	0,082	2,80	0,21	0,10	17	1,9	0,999
3,85	9,84	1,74	2,07	0,220	13,28	2,54	1,72		5,8	23,99
0,97	3,2	1,14	1,69	0,155	8,34	0,81	0,4		3,2	12,17
0,52	2,07	0,70	0,68	0,120	9,62	0,37	0,14	11	0,5	7,999
2,37	34,25	1,86	2,18	0,240	30,42	2,23	1,14		7,2	59,98
1,36	8,02	1,38	1,71	0,18	13,295	1,12	0,53		3,5	22,35
0,83	2,00	0,84	0,90	0,143	11,68	0,73	0,16	8	1,0	11,996
1,95	26,63	1,88	2,16	0,223	24,48	1,66	0,86		7,2	39,99
1,536	6,34	1,435	1,858	0,19	14,255	1,24	0,493		3,43	22,24
1,76	3,06	1,92	2,10	0,203	13,08	1,98	1,28	1	2,4	25,99

деломит, низкотемпературный плагиоклаз, высокодисперсный кварц [82]. При этом соотношение глинистых минералов следующее (%): гидрослюда — 40—50; монтмориллонит — 30—40; каолинит — 10—15; хлорит — 5—10 [22].

Химический состав донных осадков. Вещественно-генетические особенности донных осадков определяются различными характеристиками их состава — гранулометрическими, минералогическими и химическими — и являясь итогом всего хода осаждения из растворов: механического осаждения взвесей, и биогеохимического извлечения компонентов, и явления диагенеза и гидродинамики среды» [127]. В результате возникает естественное распределение типов осадка по площади дна водоема, которое определяет также особенности их химического состава, набор и количество осадкообразующих и малых элементов.

Седиментационные вещества в лимане имеют различный генезис. В первую очередь, это продукты стока рек, затем абразии берегов и дна, развития биоса в самом лимане, а также вещества, приносимые морскими водами. Все они с некоторой долей условности могут быть разделены на две группы: инертные и реакционноспособные. К первой относятся большинство веществ, входящих в состав терригенных минералов (наиболее крупного компонента осадка), которые поступают в водоем и реализуются в осадок преимущественно в паводковый период, составляя литологический

фон донных осадков лимана. Ко второй группе принадлежат коллоидные, псевдоколлоидные, растворенные минеральные и органические вещества обменного комплекса глинистых минералов, сорбированные вещества, а также привнесенные морскими водами. Все эти вещества реализуются в осадок преимущественно в межливный период — период пульсации сгонов и нагонов и компенсационных течений.

Основные осадкообразующие компоненты рассматриваемых донных осадков представлены SiO₂ и Al₂O₃, содержание которых колеблется соответственно в пределах 26,24—91,56 и 0,46—13,52 %. В несколько меньших количествах в осадке присутствуют Fe₂O₃, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, S_{общ} (иногда составляют десятки доли процента); TiO₂, FeO, MnO, P₂O₅, S_{сульфид} (десятичные, иногда сотые доли процента) (табл. 4).

Распределение микрокомпонентов химического состава по профилю гранулометрических типов донных осадков лимана позволяет связать их с определенными гранулометрическими фракциями и сделать некоторые выводы о закономерностях седиментации.

Выделяется несколько типов распределения средних содержания макрокомпонентов химического состава осадка (рис. 21): I — SiO₂; II — Al₂O₃, K₂O, Na₂O, MgO; III — TiO₂; IV — CaO, CaCO₃, П. п. п., MnO; V — FeO, C_{орг}; VI — Fe₂O₃, S_{общ}, S_{сульфид}, P₂O₅, SiO₂ и Al₂O₃ являются соответственно индикаторами кварцевой (песчано-алеврито-

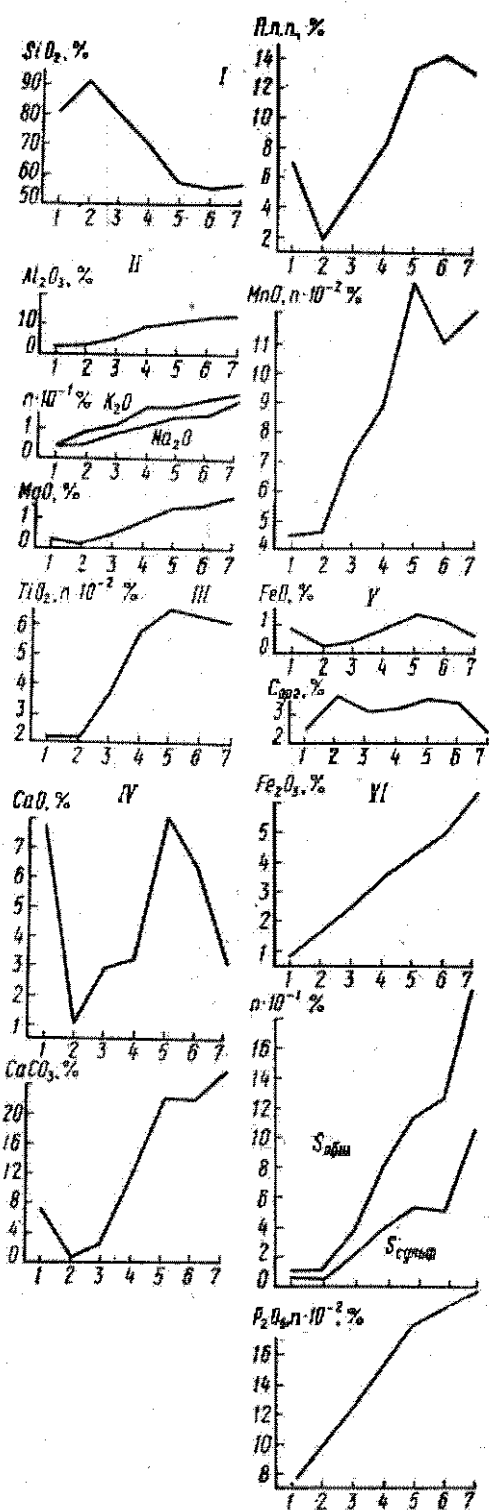


Рис. 21. Распределение макрокомпонентов химического состава донных осадков

вой) и глинистой (пелитовой) составляющих осадка. При этом в ряду песок — алеврит — алеврит пелитовый — пелит

алевритовый содержание первого компонента закономерно уменьшается, а содержание второго возрастает. Одновременно изменяется и содержание других химических компонентов при отмечающейся общей тенденции его роста в связи с увеличением дисперсности осадка, хотя наблюдаются и отклонения, обусловленные источниками питания осадочным веществом и различным гранулометрическим проявлением форм миграции компонентов речного стока и их фиксации в донных отложениях. Площадное распространение Al_2O_3 в донном осадке хорошо согласуется со схемой распространения фракции $< 0,01$ мм, а SiO_2 — с распространением суммы фракций $> 0,05$ мм.

Так, II тип распределения объединяет Al_2O_3 , K_2O , Na_2O , MgO , т. е. компонент, составляющий матрицу глинистых минералов (Al_2O_3), и элементы, входящие в обменный комплекс глинистых минералов (K, Na). Возможно, в какой-то мере связан с глинистыми минералами и Mg. Однако он присутствует в столь значительных количествах, что его наличие следует объяснить в первую очередь принадлежностью к дисперсной карбонатной части осадка.

Распределение III типа характерно для TiO_2 . Оно указывает на накопление этого компонента в алевритовом и пелитовом материале, что связано с концентрированием в первом ильменита и титаномагнетита, а во втором — вхождением TiO_2 в состав глинистых минералов и наличием дисперсного лейкоксена.

IV тип характеризует распределение карбонатной части осадка, а также MnO . Анализ кривых CaO , CaCO_3 , П. п. п. свидетельствует, что большая часть карбонатного компонента представлена CaCO_3 , который образует два максимума. Первый (в песках) связан с накоплением ракушечного материала, второй (в алевритах пелитовых и пелитах алевритовых) — с дисперсным карбонатом терригенного происхождения. При этом часть дисперсного карбоната, вероятно, представлена MgCO_3 , о чем свидетельствует сравнение правой части кривых распределения CaO , CaCO_3 и MgO . Возможно, что с дисперсным карбонатом связана и какая-то часть марганца.

Площадное распределение CaO и CO_2 (рис. 22, 23) подтверждает наличие в осадке как пелитоморфного карбоната кальция, так и биогенного ракушечного

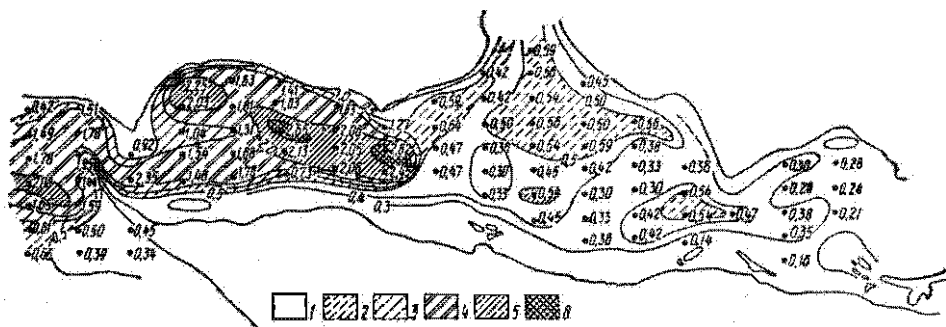
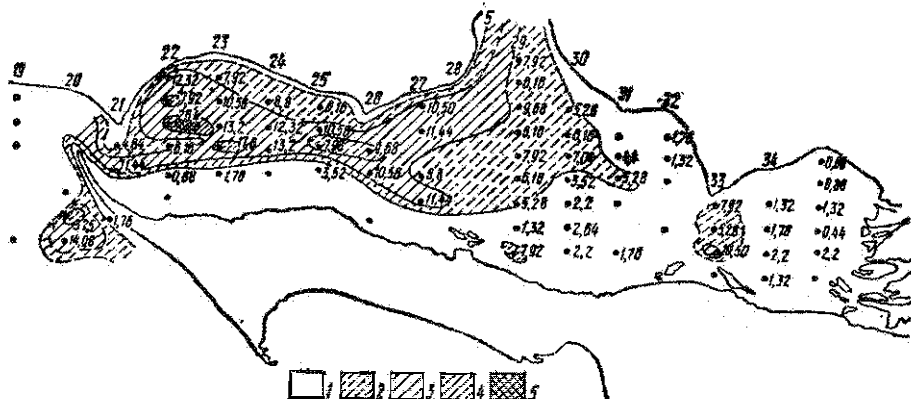


Рис. 22. Содержание CaO в донных осадках Днепровско-Бугского лимана, %:
1 — < 5 ; 2 — 5,0—10,0; 3 — 10,0—15,0; 4 — 15,0—20,0; 5 — > 20

Рис. 23. Карбонатность донного осадка Днепровско-Бугского лимана (по содержанию CO_2 , %):
1 — $< 2,5$; 2 — 2,5—5; 3 — 5—10; 4 — 10—20; 5 — > 20

Рис. 24. Содержание FeO в донных осадках Днепровско-Бугского лимана, %:
1 — $< 0,5$; 2 — 0,5—1,0; 3 — 1,0—1,5; 4 — 1,5—2,0; 5 — 2,0—2,5; 6 — $> 2,5$

материала, концентрирующегося в крупных фракциях в западной части лимана, в зоне подтока морских вод. Эти схемы свидетельствуют, что не весь карбонатный материал представлен кальцитом.

V тип распределения, характерный для FeO и $\text{C}_{\text{орг}}$, указывает на тесную зависимость между этими двумя компонентами в осадке на профиле пески — алевриты — иллиты. Создается впечатление, что все двухвалентное железо связано с органическим веществом (вероятно, в виде металлорганических соединений), кроме песков, где максимум FeO обусловлен терригенными

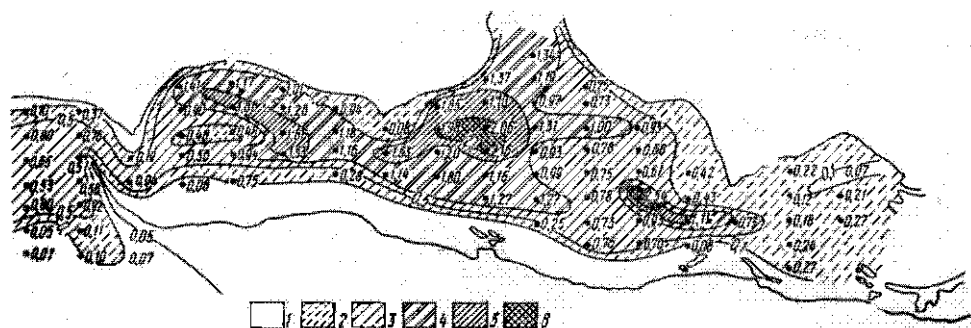
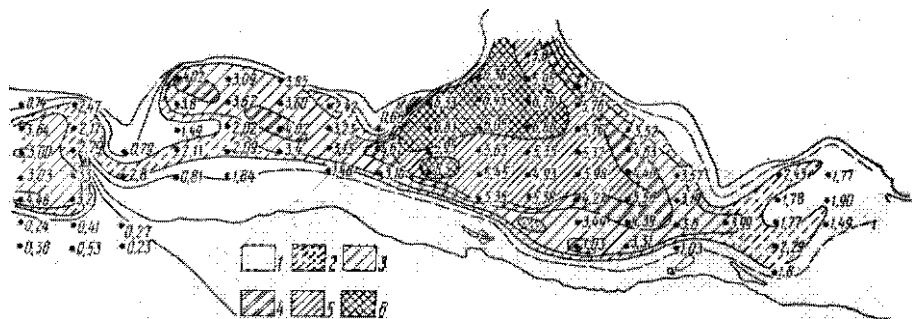
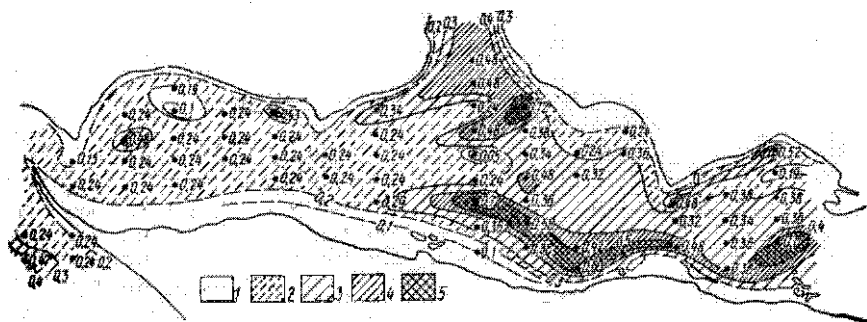


Рис. 25. Содержание $C_{орг}$ в донных осадках Днепровско-Бугского лимана, %;
1 — $<0,2$; 2 — $0,2-0,3$; 3 — $0,3-0,4$; 4 — $0,4-0,5$; 5 — $>0,5$

Рис. 26. Содержание Fe_2O_3 в донных осадках Днепровско-Бугского лимана, %;
1 — <2 ; 2 — $2-3$; 3 — $3-4$; 4 — $4-5$; 5 — $5-6$; 6 — >6

Рис. 27. Содержание $S_{общ}$ в донных осадках Днепровско-Бугского лимана:
1 — $<0,1$; 2 — $0,1-0,5$; 3 — $0,5-1,0$; 4 — $1,0-1,5$; 5 — $1,5-2,0$; 6 — $>2,0$

минералами, в решетку которых входит Fe^{2+} . Однако рассмотрение схем площадного распределения этих компонентов осадка (FeO и $C_{орг}$) позволяет увидеть, что это не совсем так (рис. 24, 25). Хорошо прослеживается тенденция FeO к накоплению в пелитовой фракции осадка, но при этом поля его максимального содержания отмечены в западной части лимана. Кривая $C_{орг}$ образует два небольших максимума: первый связан с накоплением в песках алевроитовых растительного детрита, второй пологий — с накоплением в осадке активного органического вещества преимущественно планктонного происхождения. Это хорошо заметно на рис. 25, где зафиксированы прибрежные максимумы $C_{орг}$ в восточной (пресной) части лимана и минимумы в западной (солевой). Невысокое содержание $C_{орг}$ в этой зоне связано не только с темпами коагуляции и осаждения органических кол-

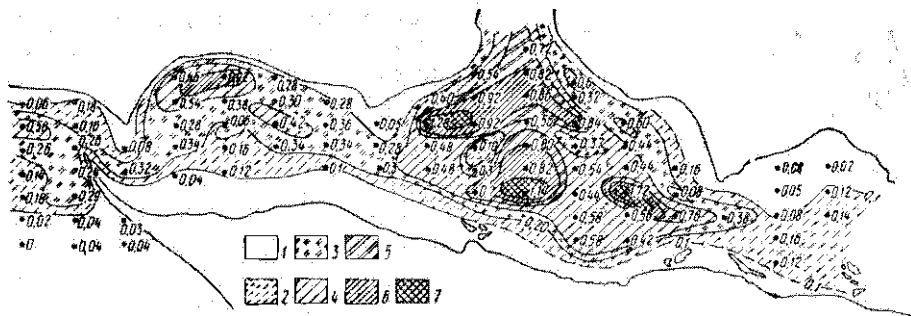


Рис. 28. Содержание $S_{\text{сульф}}$ в донных осадках Днепровско-Бугского лимана:
1 — $<0,1$; 2 — $0,1-0,2$; 3 — $0,2-0,4$; 4 — $0,4-0,6$;
5 — $0,6-0,8$; 6 — $0,8-1,0$; 7 — >1

лоидов при контакте их с морскими водами, но и со значительным расходом органического вещества в процессе сульфатредукции, которая имеет место в западной части лимана. Лишь в устье Бугского лимана отмечается заметная корреляция FeO и $S_{\text{серг}}$.

Распределение VI типа включает реакционноспособные элементы переменной валентности. Поэтому интерпретация их распределения имеет некоторые сложности, поскольку эти элементы определялись не в натуральном осадке, а в естественно высохшем окисленном и измельченном до аналитической пудры. Однако анализ схем площадного распространения этих компонентов осадка указывает на приуроченность Fe_2O_3 к пелитовой части и ее максимумам на выходе из Бугского лимана и в центральной части Днепровского (рис. 26).

Площадное распределение $S_{\text{общ}}$ (рис. 27) и $S_{\text{сульф}}$ (рис. 28) свидетельствует о подтоке и распространении морских вод вплоть до долготы мыса Стаислав. При этом максимальное содержание серы характерно для центральной части Днепровского лимана.

Для оценки влияния гидрохимических особенностей лимана на процессы осадкообразования нами были рассмотрены зависимости между содержанием в осадке двухвалентного железа (в виде FeO) и сульфидной серы. Их содержание может служить индикатором поступления морских вод в те или иные участки лимана и взаимодействия их с осадком. В основу такой предпосылки был положен достаточно хорошо изученный на примере морской и океанической седиментации механизм процессов бактериальной сульфатредукции серы сульфат-иона при наличии в осадке свежего органического вещества с последующим

образованием сульфидов железа при наличии в осадке его реакционноспособных форм [38, 111, 126, 127]. Интенсивность и продуктивность этого процесса контролируется присутствием или дефицитом двух компонентов — сероводорода (продукта восстановления сульфат-иона, источником которого являются морские воды) и реакционноспособного железа (источником которого является речной сток).

Наличие сульфат-иона в донных осадках Днепровско-Бугского лимана определяется нагонными и компенсационными течениями, а следовательно, продолжительностью контакта морских вод с донными осадками, когда возникает возможность их захоронения или диффузионного проникновения в осадки растворенных в них компонентов.

Наличие реакционноспособного железа в донных осадках лимана определяется стоком рек Днепр и Юж. Буг. В недавно опубликованном исследовании Л. Л. Деминой, В. В. Гордеева, Л. С. Фоминой [51] на примере рек Черного моря весьма детально рассмотрены формы стока железа и их поведение в зоне смешения речных и морских вод. Со стоком рек преимущественно во взвешенном состоянии в приемные водоемы поступает значительное количество железа как в виде инертных, так и реакционноспособных форм. В равнинных реках взвешенные формы железа преобладают над растворенными (95,1 %). Несколько более половины этого количества (55,2 %) мигрирует в структуре обломочных и глинистых минералов, вследствие чего они являются консервативными. Остальная часть представлена в различной степени реакционноспособными компонентами: раскристаллизованными формами железа и марганца, органоминеральными соединениями, а также неорганическими подвижными формами (гидроксидами железа и марганца, карбонатами и сорбированными

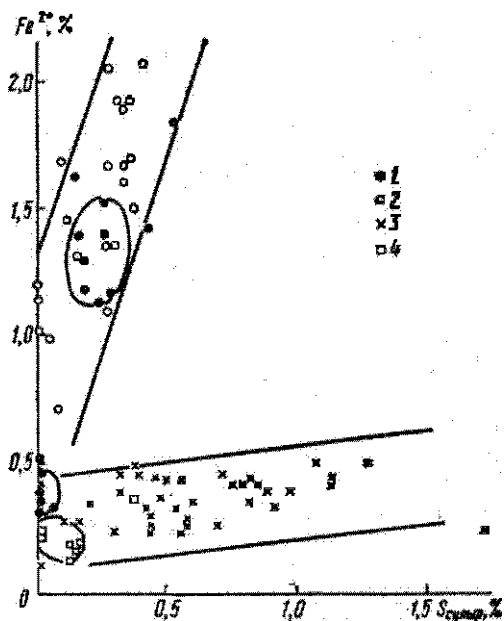


Рис. 29. Зависимость между содержанием Fe^{2+} и $S_{\text{сульф}}$ в донных осадках Днепровско-Бугского лимана.

Местоположение проб: 1 — точки в море; 2 — западная часть лимана; 3 — центральная часть лимана; 4 — восточная часть лимана

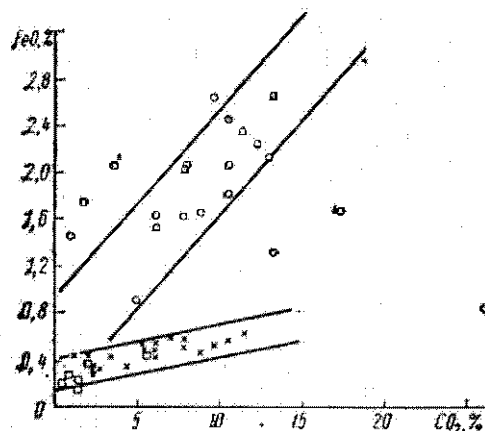


Рис. 30. Зависимость между содержанием FeO и CO_2 в донных осадках Днепровско-Бугского лимана.

Условные обозначения см. на рис. 29

на них глинистыми минералами). В растворенной части стока равнинных рек железо приблизительно равномерно распределяется между тремя фракциями, из которых фракция, подверженная флокуляции (содержащая гуминовые кислоты), составляет примерно 30 %.

Исследования Л. Л. Деминой, В. В. Гордеева и Л. С. Фоминой [51] свидетельствуют, что в зоне смешения речных и морских вод (где соленость изменяется от 0 до 15 ‰) наблюдаются два рубежа

интенсивного осаждения железа. Первый, более сильный, отмечен при повышении солености до 3—5 ‰, когда происходит осаждение основного количества взвешенного железа, принесенного рекой; второй — при солености более 5 ‰, связан с активной флокуляцией органической формы растворенного железа, основу которой составляют гуминовые вещества. Таким образом, в лимане при определенных значениях солености вод происходит активная разгрузка в осадок реакционноспособных форм взвешенного и растворенного железа — необходимого компонента сульфидообразования.

На диаграммах зависимости между химическими компонентами донных осадков, подверженными аутигенным превращениям ($\text{Fe}^{2+}/S_{\text{сульф}}$, FeO/CO_2 , CaO/CO_2), выделяются по три сходных поля группировочных образцов, соответствующих восточному, центральному и западному гидрохимическим частям (районам) лимана.

Диаграмма зависимости $\text{Fe}^{2+}/S_{\text{сульф}}$ (рис. 29) трактуется следующим образом. Пробы, отобранные в восточной части лимана, отличаются компактной группировкой и самым низким содержанием как двухвалентного железа, так и сульфидной серы. Это понятно, поскольку воды, обогащенные сульфатионом, сюда проникают эвгидрически, да и общее выпадение взвеси речного стока еще невелико в связи с низкой соленостью вод.

Пробы, отобранные в центральной части лимана, образуют узкую полосу, субпараллельную горизонтальной оси графика, и характеризуются невысоким содержанием двухвалентного железа и высоким, возрастающим в западном направлении, сульфидной серы. Этот факт требует пояснения. Отмеченные явления обусловлены наличием в осадке нестойких к окислению сульфидов железа (гидротроилита), в связи с чем при хранении проб без предварительной консервации двухвалентное железо в них окисляется и химические анализы дают заниженные значения FeO . Содержание общего железа в соответствующих пробах подтверждает это предположение.

Пробы, отобранные в западной части лимана, образуют на графике широкую, несколько размытую полосу, наклоненную к горизонтальной оси под углом примерно в 60° , и характеризуются

наиболее высокими значениями двухвалентного железа и средними сульфидной серы. Это обстоятельство свидетельствует об активных и наиболее завершенных процессах сульфидообразования, протекающих в осадках Днепровско-Бугского лимана.

Диаграмма зависимости FeO/CO_2 (рис. 30) также указывает на различные соотношения этих компонентов в различных районах лимана. Большое сходство кривых FeO и CO_2 в западной его части, по-видимому, следует объяснить процессом аутигенного сидеритообразования, который не противоречит физико-химическим условиям, имеющим место в осадках лимана и обеспечивающим его течение.

Зависимость CaO/CO_2 объясняется как аутигенным раннедиагенетическим карбонатообразованием в осадке, сопровождающим сульфатредукцию, так и повышенным содержанием биогенного карбоната кальция в осадках западной части лимана в связи с активным развитием бентосной фауны моллюсков в районе подтока морских вод.

Среди веществ, участвующих в осадкообразовании, органическое вещество, сера и железо занимают особое место, являясь основными компонентами и индикаторами процессов раннего диагенеза осадка большинства водоемов. Наиболее активно эти процессы протекают в осадках, обогащенных свежим реакционноспособным ОВ.

Сущность процесса диагенеза во многих статьях и фундаментальных работах рассмотрена Н. М. Страховым [126—128]. Суть взаимодействия ОВ, серы и железа в осадках сводится к окислению и разложению реакционноспособного ОВ и восстановлению реакционноспособных элементов переменной валентности (в первую очередь железа и марганца), процессу сульфатредукции (включающемуся в разложение ОВ сульфатредуцирующими бактериями и восстановлении серы сульфат-иона до H_2S ; взаимодействию S и Fe^{2+} реакционного (в первую очередь) с образованием целого ряда их соединений).

Показателем содержания ОВ в донных отложениях является присутствие в них $\text{C}_{\text{орг}}$, которое получают прямым определением в пробах воздушно-сухого осадка. Однако следует иметь в виду, что таким способом определяется лишь $\text{C}_{\text{орг}}$ остаточного ОВ. Н. М. Страхов [127] указывает, что часть первичного

ОВ утилизируется в ходе сульфатредукции (образование свободной серы гидротроилита, пирита и органической серы), а также происходит восстановление реакционноспособных форм железа и марганца. ОВ уничтожается и при других его трансформациях — отщеплении COOH , CH_4 , NH_3 и т. д. В результате разложения и минерализации ОВ в осадке создаются восстановительные условия. Они усиливаются в присутствии сульфат-иона в связи с интенсивным развитием анаэробных сульфатредуцирующих бактерий, ускоряющих процесс переработки свежего ОВ, которое служит для них благоприятным субстратом.

Показательно, что там, где в системе осадок — плывая вода имеется достаточное количество сульфат-иона, подавляющая часть расхода $\text{C}_{\text{орг}}$ (с образованием пирита 86—92 %) приходится на сульфатредукцию, и лишь при наличии глеевой обстановки основной расход $\text{C}_{\text{орг}}$ обусловлен восстановлением Fe^{3+} и Mn^{4+} до Fe^{2+} и Mn^{2+} [111].

Таким образом, закономерности осадкообразования в Днепровско-Бугском лимане контролируются стоковыми и стогно-нагонными и компенсационными течениями. Первые определяют дифференциацию по гидравлической крупности грубозернистого терригенного инертного материала, приносимого реками в паводковый период; вторые — распределение и седиментацию дисперсных и части растворенных преимущественно реакционноспособных веществ, связанных также с гидрохимическими особенностями водоема в межливный период. Эти закономерности, прослеженные по карте гранулометрических типов и графикам зависимости ($\text{Fe}^{2+}/\text{S}_{\text{сульф}}$ и др.) донного осадка, позволяют выделить в лимане три зоны осадкообразования, различающиеся поединковой интенсивностью аутигенных трансформаций реакционноспособных веществ. Существование этих зон обусловлено в первую очередь продолжительностью контакта донных осадков с морскими (или осолоненными) водами, а также наличием участков преимущественного осаждения взвешенных и растворенных компонентов речного стока, содержащих реакционноспособное железо.

Описанная закономерность, по-видимому, является генеральной для зон контакта речных вод с сульфатными

морскими как в устьевых лиманах, так и на участках смещения вод открытых дельт.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ЛИМАНОВ

После регрессии раннепонтического моря вся территория Причерноморья представляла собой низменную береговую равнину. В дальнейшем, начиная со среднего плиоцена, произошло общее поднятие территории, которое вызвало заложение речных долин и привело к существенному расчленению рельефа. Особенно интенсивное проявление глубинной эрозии отмечается в позднем плиоцене, обусловленное не столько тектоническими причинами, сколько понижением уровня моря. Произошло углубление устьевых участков многих рек на 25—30 м. Последовавшая за регрессией интгрессия куяльницкого моря в устьевые участки рек Тилигул, Мал. и Бол. Куяльник привела к образованию первых лиманов в Причерноморье. Зародившись в куяльницком веке, лиманы неоднократно исчезали в связи с регрессиями моря и вновь возобновлялись при его трансгрессии.

В послекуяльницкое время наиболее крупной трансгрессией была древнеэвксинская, когда море интгрессировало далеко вверх по течению р. Дунай, вследствие чего возникли лиманы на месте нынешних озер Ялпуг, Кагул, Котлябух, Братш и др. В это же время существовали небольшие лиманы в устьях рек Юж. Буг и Молочная. Соленость воды в древнеэвксинских лиманах вряд ли превышала 2—3 ‰, так как в самом море она составляла около 8 ‰. Вместе с тем в верховьях лиманов, испытывавших существенный приток речной воды, соленость не превышала 1 ‰, о чем свидетельствуют находки раковин пресноводных (за редким исключением) моллюсков. От древнеэвксинского времени до предновозвксинского долины рек в приустьевых частях выполнялись мощной толщей песчаных отложений аллювиального генезиса.

Таким образом, к началу максимальной плейстоценовой регрессии Черного моря лиманов как таковых не было. Лишь в карагатское время, когда произошел приток соленых средиземноморских вод в котловину Черного моря, возникли широкие морские заливы в районе дельты р. Дунай, Ягорлыкского

залива, устья Молочного лимана и некоторых лиманов Крымской группы (Донузлав, Сасык и др.). Вероятнее всего, это были вершины открывающихся на шельф эрозионных понижений.

Формирование современных лиманов во многом определялось посткарагатской регрессией Черного моря. Начало этой регрессии исследователями устанавливается по-разному: или в начале, или в конце позднего плейстоцена. Поскольку большая часть шельфа во время регрессии представляла собой низменную равнину, на которой происходило формирование толщ лессовидных отложений, то и сопоставлять ее мы должны с периодом существования резко перигляциальных условий в Причерноморье. Ранее мы отмечали, что в ряде районов Причерноморья бугские лессы погружаются под уровень Черного моря, т. е. правомерно сопоставление времени бугского лессонакопления с упомянутой выше регрессией. Такое сопоставление подтверждается новыми материалами [41] по строению донных осадков шельфа и впадины Черного моря. В наиболее изученных колонках донных осадков, по данным спорово-пыльцевого анализа, выделяется ряд зон, которые хорошо уязвляются с палеоботаническими материалами по Причерноморью. В основании колонки 2362 выделена зона с высоким содержанием пыльцы древесных пород смешанно-широколиственных лесов, богатых разнотравьем, что свидетельствует об умеренно теплом климате. Этот интервал сопоставляется с паудорфским межстадиалом, почвой штилфрид в Австрии [41], возраст которой превышает 27 тыс. лет. Фауна моллюсков представлена исключительно новозвксинскими формами. Залегающие выше осадки отнесены к другой зоне, которая по спектру спор и пыльцы резко отличается от предыдущей сокращением в составе пыльцы дуба и полным исчезновением пыльцы большинства широколиственных пород. В травянистых ассоциациях резко возрастает пыльца ксерофитов, типичных степных форм. Формирование этой зоны, судя по возрасту осадков, началось 20—22 тыс. лет назад (радиоуглеродный метод). Эта зона сопоставляется с главной фазой вюрмского оледенения [41]. Следующая зона характеризуется увеличением роли смешанно-широколиственных пород, а по сообществу пыльцы в ней выделены межстадиалы бёллинг,

аллерей и холодные интервалы нижнего, среднего и верхнего дриаса. На Украине такие спектры свойственны причерноморскому горизонту лесса [32].

Эти материалы важны в первую очередь для пространственно-временной корреляции морских и континентальных осадков. Прежде всего необходимо заметить, что выделяемые некоторыми исследователями сурожские слои по возрасту сопоставимы с отложениями погребенной террасы у г. Очаков. В колонке 2362 этому интервалу отвечают низы разреза, для которых установлена зона с широким развитием древесных и прежде всего широколиственных пород. Следовательно, формирование вышележащей толщи (сопоставляемой с главной фазой вюрмского оледенения) происходило одновременно с эпохой бугского лессонакопления. А поскольку в донных отложениях Днепровско-Бугского лимана за накоплением аллювия погребенной террасы последовал мощный врез и началось формирование антского аллювия, то вполне закономерно сопоставить регрессию с эпохой лессонакопления на шельфе.

Регрессия Черного моря и мощный врез рек Причерноморья были вызваны падением уровня Мирового океана, вследствие консервации огромных масс воды в ледовых щитах. Понижение уровня Мирового океана в это время составляло 120—130 м [69] и сопровождается, естественно, снижением уровня всех связанных с ним окраинных и внутренних морей. Таким образом, снижение уровня Черного моря определялось глобальными причинами. Так как Черное море соединяется с Мировым океаном через Средиземное море системой проливов Босфор и Дарданеллы, глубины которых меньше максимума падений уровня Мирового океана, то понижение его уровня не могло быть адекватным падению уровня Средиземного моря, а следовательно, Мирового океана. Прежде всего глубина пролива Босфор (так называемый «Босфорский порог») составляет 40 м. Поэтому логичным было предположение о превращении Черного моря на определенном этапе в бессточный бассейн, а непрекращающееся поступление талых ледниковых вод сделало его почти пресным, вернее солоноватым. Долгое время глубина «Босфорского порога» и принималась за падение уровня Черного моря. Хотя еще в

40-х гг. высказывались предположения [162] о большем падении уровня Черного моря. Основанием для таких предположений явился анализ батиметрических карт северо-западной части Черного моря. На картах отчетливо вырисовываются понижения, являющиеся продолжением крупных долин Причерноморья. С усовершенствованием акустической аппаратуры, а также вследствие выполнения морских геологических исследований, стало возможным составление более детальных карт и выделение погребенных аккумулятивных береговых образований на глубинах 80—90 м [156]. Кроме того, в проливе Босфор бурением установлено наличие мощной (до 60 м) толщи рыхлых осадков [163]. Возраст этих осадков принимается как позднелайстоценовый [163]. Более дробного расчленения лет. Однако учитывая тот факт, что падение уровня Мирового океана в начале позднего плейстоцена большинством исследователей принимается гораздо меньшим, чем в конце его, мы допускаем следующее. Плотные породы Прибосфорья не могли быть углублены за один регрессивный цикл на 60 м и более, поэтому правильнее считать, что углубление пролива происходило во время всех регрессивных эпох плейстоцена, но достижение глубины примерно в 100 м (коренные породы в проливе залегают на абсолютных отметках —90—105 м) стало возможным лишь в позднем плейстоцене, во время максимальной — гримальдийской регрессии. В Черном море ей соответствует предновозанкская регрессия.

Максимальное падение уровня Черного моря, учитывая нахождение аккумулятивных форм рельефа на глубинах 80—90 м и глубину скального основания Босфорского порога, мы принимаем за 90 м. Начало регрессивного этапа, согласно определению возраста осадков радиоуглеродным методом [161], происходило 25 тыс. лет назад. Не принимая это определение как догму, отметим все же факт сходимости радиоуглеродных датировок: начало опреснения Черного моря — 25 тыс. лет назад; начало развития последнего оледенения — 24—25 тыс. лет назад и начало формирования бугского горизонта лесса — 25 тыс. лет назад [46]. Не вызывает сомнений, что сопоставимость определений возраста по анализируемым событиям закономерна, так как знаменует начало

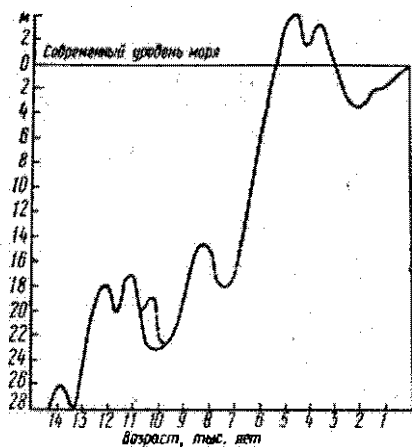


Рис. 31. Кривая колебания уровня Черного моря в позднелайстоцен-голоценовое время (штриховой линией показано предполагаемое положение уровня моря)

одного и того же феномена — последнего материкового оледенения.

Понижение моря в предновоэвксинскую регрессивную фазу вызвало мощный врез речных долин Причерноморья и смещение их устьев далеко на юг, почти к кромке шельфа. Естественно, что в месте современных устьевых участков долины были значительно переуглублены. Во всяком случае положение коренных пород на 46—52 м ниже уровня моря позволяет допустить врез долин примерно на 40 м. Простой расчет показывает, что такой врез мог образоваться (учитывая удаление устьев рек от нынешних на 80—100 км) при понижении уровня моря в два раза его превышающем. Переуглубленные участки долин рек Причерноморья выполнены, как отмечалось, аллювием антского возраста. Мы специально так детально остановились на палеогеографической обстановке Причерноморья в позднем ллейстоцене, чтобы подчеркнуть природу переуглублений приустьевых участков и выяснить их возраст. Именно во время предновоэвксинской регрессии были созданы предпосылки для образования современных лиманов.

Хотя новоэвксинские лиманы были большими (долинного типа), но располагались они в основном на шельфе и лишь своими верховьями заходили в устья рек. В то время существовали следующие лиманы: Днестровский, Сухой, Хаджибейский, Куяльницкий, Мал. и Бол. Аджалыкские, Тилигульский, Березанский, Днепровский, Молочный, Донузлав, Сасык, Саки. Не было Тузовской и Перекопской групп, Утлюкс-

кого, Будацкого лиманов. На месте современной дельты р. Дунай существовал огромный залив.

Вначале лиманы были почти пресными (соленость их не превышала, по-видимому, 1‰), о чем свидетельствует преимущественно пресноводный состав фауны моллюсков, а в конце — солоноватоводными, с соленостью от 2 до 4‰ . Вместе с тем есть основание считать, что поздненовоэвксинская трансгрессивная волна не была единой (рис. 31). Уверенно можно говорить о двукратном обмелении лиманов, зафиксированном в смене (в наиболее полных разрезах) илистых осадков песчаными. Однако такая смена осадков была возможна в тех лиманах, где поступление твердого речного стока было обильным (Днепровский, Днестровский) и происходило быстрое выполнение долины паводками на всех стадиях их развития. Поэтому глубины в указанных лиманах не могли быть большими. В лиманах же с незначительным поступлением твердого стока (Тилигульский, Куяльницкий, Березанский, Донузлав, Молочный) выполнение переуглубленных долин происходило со значительно меньшей скоростью, поэтому в них долгое время сохранялись значительные глубины. Ввиду этого колебания уровня моря в течение поздненовоэвксинской трансгрессивной волны, составлявшие от 2 до 4 м, существенно не отразились на изменении состава донных отложений. Этим мы объясняем также большую мощность новоэвксинских отложений в Тилигульском, Березанском и Хаджибейском лиманах по сравнению с Днепровско-Бугским и Днестровским. Наиболее вероятно, что лиманные условия в глубоких частях водоемов сохранялись в течение всей поздненовоэвксинской трансгрессивной волны. Косвенное подтверждение этого вывода находим в определении возраста по раковинам из кровли новоэвксинских отложений Тилигульского лимана (около 9,5 тыс. лет).

После новоэвксинской трансгрессии в устьевые участки долин наблюдается понижение уровня моря примерно на 6—7 м, что привело к частичному размыву новоэвксинских отложений. Уровень моря во время этой регрессивной фазы, которую следует сопоставлять с эпохой лессонакопления причерноморского горизонта, находился на 23—24 м ниже современного. По-видимому, боль-

шинство лиманов в это время прекратило существование.

Новый этап в развитии лиманов Причерноморья совпадает с древнечерноморской трансгрессией. Последняя была обусловлена общим подъемом уровня Мирового океана и притоком в котловину Черного моря соленых средиземноморских вод. Меняется солевой режим Черного моря и соответственно на смелу солоноватоводной фауны приходит морская. Однако в начале трансгрессии береговая линия моря располагалась за пределами современной, и лишь в конце бугазского времени море ингрессировало в устьевые участки нынешних лиманов. Естественно, что наряду со средиземноморскими иммигрантами продолжали существовать представители понто-каспийской фауны. Время существования позднебугазских лиманов (определенное радиоуглеродным методом) непродолжительное — от 8,2—8,3 до 7,8 тыс. лет назад (рис. 31). В интервале от 7,8 и до 7,3 тыс. лет назад уровень моря понизился на 2—3 м и позднебугазские лиманы сохранились лишь в наиболее глубоких частях переуглубленных долин. Максимум регрессивной фазы приходится на 7,5—7,4 тыс. лет назад. В дальнейшем происходит быстрое поднятие уровня моря, и уже около 7,0 тыс. лет назад лиманы достигают современных размеров. Уровень моря в это время (вятиазевское) располагался на 10—12 м ниже современного. Поскольку глубины вятиазевских лиманов были близки к современным, то в них отлагались преимущественно илистые осадки.

В большинстве лиманов трансгрессивное залегание вятиазевских отложений на бугазских, а в ряде случаев и на повоэвксинских фиксируется выдержанным по простиранию прослоем ракушечного детрита, главным образом из створок митилусов. В конце вятиазевского времени сформировались все лиманы Причерноморья. Воды Азовского моря занимают понижения рельефа в Приазовье и Присивашье, образуются Утлюкский лиман, озера Перекопской группы, Сиваш.

Большие скорости подъема уровня моря (рис. 31) сохраняются и в каламитское время, когда он превышал на несколько метров современный. Наличие прослоев песка между вятиазевскими и каламитскими илистыми отложениями может свидетельствовать о небольшом

понижении уровня моря, хотя подлежащих материалов для окончательного вывода еще недостаточно.

Вопрос о положении уровня моря в каламитское время является остро дискуссионным. Анализируемые материалы позволяют нам высказаться в поддержку ку точки зрения ряда исследователей о превышении уровня каламитского бассейна над современным уровнем Черного моря на 2—3 м. Произошло это около 5 тыс. лет назад. Максимум поднятия приходится на 4,5—4,4 тыс. лет. Именно таков возраст аккумулятивных террас на побережье Березанского и Днепровско-Бугского лиманов. Учитывая то обстоятельство, что в районе устьевой части Березанского лимана имеется два уровня каламитской аккумулятивной террасы с возрастом соответственно 4,4 и 3,9 тыс. лет, возможно предположение о небольшом понижении уровня моря (не более 2 м), что и зафиксировано на рис. 31.

Около 3,0—2,9 тыс. лет назад отмечается понижение уровня моря, достигшее максимума около 2,4—2,2 тыс. лет назад и продолжавшееся до II—III вв. н. э. В литературе оно получило название фанаторийской регрессии [135]. Падение уровня моря составляло около 4 м, что привело к сокращению лиманов в основном за счет мелководных верховий, где происходило континентальное осадконакопление. В разрезах донных отложений верховий лиманов этот этап зафиксирован поименно-старичными и болотными образованиями [1, 58]. Днепровский лиман располагался в прибрежной зоне, а на месте нынешнего была пойма р. Днестр. По-видимому, перестали существовать и озера Перекопской группы и некоторые лиманы Равнинного Крыма (за исключением Донузлава). В последних отмечается интенсивное хомогенное осадконакопление, зафиксированное в разрезе донных отложений прослоем соли. Днепровско-Бугский лиман ограничивался пределами устья Бугского, а нынешний Бугский лиман представлял собой заболоченную пойму [42, 79].

В II—III вв. н. э. началось медленное повышение уровня моря — нимфейская трансгрессия по П. В. Федорову [135], продолжающееся до сих пор и определившее размеры нынешних лиманов.

В заключение кратко остановимся на изоляции лиманов. Лиманы Причерно-

морья отчленены от моря пересыпями или косами. Изоляция бывает полной (закрытый тип лиманов) или частичной (открытый). В первом случае лиман отгораживается сплошной пересыпью, во втором — косами, либо в теле пересыпи имеются прорывы. И косы и пересыпи — это аккумулятивные песчаные образования, протягивающиеся параллельно вдольбереговому потоку наносов. Их возраст и формирование не имеют однозначной интерпретации среди исследователей. Существует две точки зрения: 1) формирование их происходило без существенных колебаний уровня моря при трансгрессии на слабоуклонных равнинах и 2) пересыпи являются подводными валами, выведенными на дневную поверхность во время регрессии моря. Имеющийся в нашем распоряжении материал свидетельствует в пользу второй точки зрения. Выведенные из-под уровня моря в фанагорийскую регрессивную фазу подводные валы продолжают существовать до настоящего времени. Повышение уровня моря, которое наступило примерно в II—III вв. н. э., не уничтожает их, а лишь смещает в сторону суши. Поэтому очень трудно обнаружить участки первичных аккумуляций. Обычно песчаное тело пересыпи надвинуто на лиманные илы. Лишь в

районах, где происходит разгрузка вдольберегового потока наносов, сохраняются аккумулятивные образования начального этапа формирования надводного бара. В северо-западной части Черного моря таким районом является Жебриянская бухта. Развитые там далеко от береговой линии современного моря аккумулятивные валы сформировались как подводные аккумуляции, выведенные на поверхность во время регрессии.

Анализ археологических и геологических материалов свидетельствует о фапагорийском (около 2,5 тыс. лет назад) возрасте этой регрессии. Вышедшие из-под уровня моря подводные валы были лишены всякой растительности, поэтому подверглись интенсивной эоловой переработке и утратили первоначальный облик. Вследствие необеспеченности береговой зоны наносами и направления нагонных ветров в теле пересыпи часто образуются прорвы, через которые в лиман поступают большие массы морской воды. Систематическое, после сильных нагонов, появление прорв препятствует полной изоляции лимана от моря, поэтому полностью закрытые водоемы образовались лишь там, где береговая зона обеспечена пляжеобразующими наносами.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИМАНОВ

Уровненный режим лиманов и химический состав их вод обеспечивается взаимодействием многих факторов, главные из которых: склоновый и речной сток, атмосферные осадки, испарение, приток морских вод, подземный сток, сброс вод сточных и из оросительных систем, глубина, ширина, длина лимана. Влияние тех или иных факторов в лиманах разного типа не одинаковое, что и определяет в конечном итоге особенности химического состава воды каждого из них. В равной степени это относится и к химизму поровых растворов. Имеющиеся публикации по гидрогеологии Причерноморья, гидрохимии вод лиманов и их донных отложений отрывочны, разобщены в различных изданиях и освещают состояние на определенный временной интервал. Вполне естественно, что сезонная и многолетняя изменчивость состава поверхностных вод в значительной мере затушевывает общий ход формирования водно-солевого баланса. Поэтому в настоящем разделе излагаются особенности лиманов Причерноморья, которые вытекают из анализа публикаций по гидрохимии поверхностных вод и поровых растворов, а также результаты специальных исследований авторов.

ГИДРОГЕОХИМИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОД ЛИМАНОВ

В ходе послеледниковой трансгрессии в долинах рек возникли эстуарии и морские заливы. Как следует из предыдущей главы, все лиманы пережили некогда стадию открытого эстуария, сме-

нившуюся в большинстве случаев озерно-лиманной. От начала образования лиманов и на протяжении их развития химический состав и минерализация лиманных вод претерпевали неоднократные изменения, чутко реагируя на смену геологических, геоморфологических, гидрологических и климатических условий. Это подтверждается длительными наблюдениями, начатыми в середине XIX в.

Анализ полученных данных позволил сравнить и выявить ряд специфических черт химического состава вод лиманов, обуславливающих их биологическую продуктивность. Установлено, что химический состав воды, как и минерализация, изменялись в разных лиманах неодинаково. Определена также степень связи между соленостью и уровнем воды для закрытых лиманов, соленостью и стоком рек для открытых и продолжительностью связи с морем периодически открытых лиманов.

Для закрытых лиманов основные природные факторы, определяющие направленность изменений солености и химического состава вод, следующие: материковый (склоновый) сток, осадки и испарение. Роль притока подземных вод и фильтрация морских через пересыпничтожно мала. Об этом свидетельствуют гидрогеологические условия Центрального Причерноморья [13, 59, 64, 74] и особенно сть залегания глинистых донных отложений, в которых, к тому же, соленость с глубиной увеличивается [8, 21, 28, 34, 39].

Гидрохимический режим открытых лиманов (Днестровского, Березанского, Днепроовско-Бугского) определяется

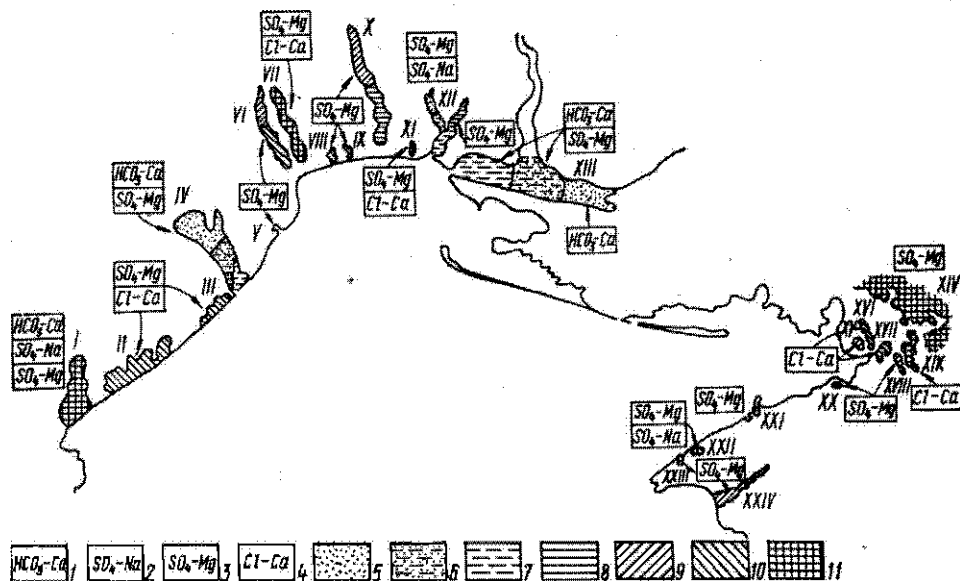


Рис. 32. Изменчивость состава и солености вод лиманов за период наблюдений 1820—1981 гг.

Лиманы (римские цифры на схеме): I — Сасык; II — Тузовская группа; III — Будакский; IV — Днепровский; V — Сухой; VI — Халкибейский; VII — Куяльницкий; VIII — Бол. Аджалынский; IX — Мал. Аджалынский; X — Тилигульский; XI — Тузлы; XII — Березанский; XIII — Днепровский; XIV — Сиваш; XV — оз. Старое; XVI — оз. Красное; XVII — оз. Кият; XVIII — оз. Кармутское; XIX — оз. Кыраское; XX — оз. Байоглу; XXI — оз. Бакальское; XXII — Джарылгач; XXIII — Сасык; XXIV — Донузлав. Гидрохимические типы вод: 1 — гидрокарбонатно-кальциевый; 2 — сульфатно-натриевый; 3 — сульфатно-магнийсый; 4 — хлоридно-кальциевый. Диапазон колебания солености вод, ‰: 5 — до 1; 6 — 5; 7 — 10—15; 8 — 20—25; 9 — 30—35; 10 — 80—100; 11 — 200—250.

соотношением главных компонентов водо-и солеобмена: речного стока и притока морских вод через проливы. Однако при отрицательном балансе пресных вод испарение может оказывать существенное влияние на минерализацию вод лиманов. Особенно ярко это проявляется в закрытых лиманах, но имеющих периодическую связь с морем (оз. Сасык, Тузовская группа, Будакский лиман) через прорывы. В период отсутствия связи с морем режим солености в периодически открытых лиманах подчиняется закономерностям лиманов закрытого типа, так как пресноводная составляющая их баланса всегда отрицательна, за исключением лимана Сасык, в который впадают сравнительно полноводные реки Сарата и Когильник.

В наиболее засушливый период года (июнь — сентябрь) для открытых и закрытых лиманов характерно увеличение минерализации придонной воды в верхних мелководных частях. Определенную роль в формировании водно-солевого баланса открытых лиманов играют

сточно-нагонные течения: при нагонных минерализация вод этих лиманов может существенно возрастать за счет притока морских вод. Немаловажное значение в водно-солевом балансе всех типов и подтипов лиманов имеет инженерная деятельность человека — зарегулирование речного стока, строительство портовых и других сооружений на акваториях, сброс сточных вод и др.

Итак, перечисленные факторы и особенность каждого типа лиманов, а также климатические колебания обусловили изменчивость гидрохимического режима во времени и по площади, что привело к образованию различных гидрохимических типов вод не только в разобренных водоемах, но и в каждом из них (рис. 32). Представляет интерес также данные по гидрохимии лиманов Причерноморья, опубликованные с момента их изучения, отражающие временную изменчивость минерализации за последние 150 лет под влиянием различных факторов.

Тузовская группа лиманов. По данным Е. С. Бурксеры [24], с 1819 по 1950 г. лиманы (ранее называвшиеся солеными озерами) Сасык, Шаганы, Алибей, Буриас были отчленены от моря и в них добывали соль. В периоды отчленения от моря концентрация солей в воде лимана Сасык составляла, по одним данным [39], 29,5 г/л, а по другим [19] — 25 г/л (табл. 5). Приблизительно такая же концентрация солей в воде лимана отмечалась и в 1979 г. (по данным Укринпродхоза). По составу, в соответствии с приведенными данными, воду

следует отнести к сульфатно-натриево-му подтипу сульфатного типа [27, 78]. Сообщающиеся лиманы Шаганы, Алибей, Бурнас в 1849 г. были соединены с морем каналом, который разрушен штормом в 1850 г. В 60-е гг. XIX в. здесь производилась соледобыча. В 1915 г. минерализация вод этих лиманов была значительно выше, чем в лимане Сасык [19]. Химический состав воды этих озер мало чем отличался от состава воды оз. Сасык.

Будакский лиман отделен от моря пересыпью, шириной около 100 м. Известно, что в 1915—1918 гг. он был соединен системой каналов длиной 2—2,5 км с Днестровским лиманом. Этим, по-видимому, объясняется низкая концентрация солей в воде лимана — от 5 до 10 г/л [21]. После прекращения функционирования каналов в 1918 г. концентрация солей в озере резко возросла (до 30 г/л). В настоящее время минерализация воды в Будакском лимане колеблется в пределах 12—15 г/л [8]. Первые сведения о химическом составе рапы и грязей Будакского лимана (табл. 5) опубликованы А. А. Вериго [29]. Согласно его исследованиям, состав рапы практически ничем не отличается от состава воды Черного моря. Аналогичные выводы сделал Е. С. Бурксер [21].

Днестровский лиман на протяжении голоцена имел постоянную связь с Черным морем, осуществляемую через гирла. Это объясняется большим объемом стока р. Днестр. В 1979 г. соленость воды Днестровского лимана в районе г. Овидиополь составила 0,6 г/л; по химическому составу она относится к карбонатному типу природных вод [8]. Однако следует отметить, что минерализация вод Днестровского лимана не везде одинакова. По степени солености Днестровский лиман можно разделить на три района: южный, центральный и северный. В водно-солевом балансе южного района (до линии Белгород-Днестровский — Овидиополь) значительную роль играет морская вода (рис. 32). Соленость и состав вод северного района определяется в основном влиянием речного стока. И наконец, в центральном районе, занимающем промежуточное положение, происходит смешивание вод южного — «морского» и северного — пресководного районов. Необходимо также учитывать, что границы этих районов условны и динамичны — их

положение в значительной мере зависит от гидроклиматических условий.

Далее на восток от Днестровского лимана расположен **Сухой лиман**. До начала строительства Ильичевского порта в 1954 г. Сухой лиман отчленялся от моря пересыпью шириной 70 м. Согласно исследованиям Е. С. Бурксера [21] в 1830-е гг. лиман почти полностью пересыхал, а в конце 1890-х гг. в пересыпи лимана был прорыт канал, соединяющий его с морем. В результате исследований, проведенных в период с 1875 по 1925 г., было установлено, что минерализация воды в нем изменялась от 11 до 40 г/л [21]. Наблюдаются также небольшие количественные изменения содержания отдельных компонентов состава (табл. 5).

Куяльницкий и Хаджибейский лиманы до XIV в. имели свободный водообмен с морем. Связь Хаджибейского лимана с морем прервалась в конце XIV в., но еще в XV в. она периодически возобновлялась [21]. Аналогичные явления наблюдались и впоследствии, однако в первой половине XIX в. лиман окончательно отчленился от моря.

Минерализация воды Хаджибейского лимана в 1832 г. составляла 44 г/л, в 1869 — 115, в 1911 — 35, с 1924 по 1927 г. — колебалась от 57 до 62 г/л. С 1887 г. по настоящее время через городские очистительные сооружения производится сброс воды в лиман; это обстоятельство сказывается, безусловно, на минерализации рапы и ее химическом составе. В настоящее время концентрация солей в рапе Хаджибейского лимана в его южной части составляет 9—10 г/л [8]. Сведения о составе рапы Хаджибейского лимана по данным разных авторов приведены в табл. 5.

Куяльницкий лиман отчленился от моря приблизительно в то же время, что и Хаджибейский, в XIV—XV вв. [21]. Исследования химического состава и минерализация рапы Куяльницкого лимана начаты еще в первой половине XIX в. Было установлено, что с 1829 по 1926 г. соленость воды лимана изменялась от 29,5 (1829 г.) до 314,2 ‰ (1920 г.), т. е. от соленых вод до крепких рассолов. Таким образом, Куяльницкий лиман определенное время существовал как самосадочное озеро. Столь значительные колебания минерализации рапы, безусловно, изменяли ее химический состав (табл. 5), что отмечалось рядом исследователей [21, 29, 81].

Таблица 5. Химический состав и минерализация воды в Причерноморских лиманах

Лиман	Минерализация, г/л	Химический состав в гипотетических солях, %						Коэффициент метаморфизации вод			Литературный источник
		NaCl	MgCl ₂	CaCl ₂	CaSO ₄	MgSO ₄	Ca(HCO ₃) ₂	MgSO ₄ /MgCl ₂	CaCl ₂ /MgCl ₂	Na ₂ SO ₄ /MgSO ₄	
Открытые											
Днестровский	0,03—9,0 0,6	— 28	— 3	— —	— 3	— 25	— 41	— —	— —	— —	[123] [8]
Березанский	1—14 10,3 13—16	— 77 —	— 11 —	— — —	— 4 —	— 7 —	— 1 —	— 0,39 —	— — —	— — —	[123] [8] [115]
Днепровско-Бугский	0,1—9,5 14,3	— 79	— 10	— —	— 3	— 7	— 1	— 0,41	— —	— —	[123] [8]
Закрытые											
Хаджибейский	44,1 63,5 51,6 2—32 33—48	74 75 80 — —	14 15 7 — —	— — — — —	10 8 1 — —	2 2 10 — —	— — 2 — —	0,13 0,12 0,59 — —	— — — — —	— — — — —	[29] [80, 81] [21] [123] [115]
Хаджибейский *	9,2	74	8	—	2	12	4	0,60	—	—	[8]
Куяльницкий	29,5 103,9 69,7 110,3 314,2 267—274 50—295 96,5	88 70 72 72 71 — — 72	7 20 23 24 26 — — 24	— — — 1 0,9 — — 0,3	— 3 4 — — — — 3,5	2 2 9 1 3 2 — —	— — — — — — — 0,2	— 0,22 0,31 — 0,04 — — — 0,01	— — — 0,04 0,03 — — —	— — — — — — — —	[39] [39] [29] [80, 81] [21] [115] [123] [8]
Бол. Аджалыкский	35,4	78	11	—	6	4	1	0,27	—	—	[21]
Солонец Тузлы	337,6	23	64	—	5,9	7	0,1	0,10	—	—	[21]
Закрытые лиманы, периодически сообщаются с морем											
Сасык	29,5 2—19 15,7	65 — 74	14 — 10	8 — —	— — 4	13 — 10	— — 2	— — 0,50	0,36 — —	— — —	[39] [123] [8]
Тузловская группа	26,0 140 20—39 25,8	36 72 — 77	18 15 — 12	29 6 — —	— 6 — 3	7 1 — 7	— — — 1	— — — 0,37	— 0,62 — —	— — — —	[39] [21] [123] [8]
Будакский	26,4 25,1 10—32 12,2	77 79 — 77	12 11 — 11	— — — —	6 7 — 3	4 2 — 7	1 1 — 2	0,25 0,15 — 0,39	— — — —	— — — —	[28] [21] [123] [8]
Сухой	43,2 28,2	73 80	16 10	— —	5 5	6 4	— 1	0,27 0,29	— —	— —	[29] [21]
Тилигульский	5—40 15—76 1—14 14,7 *	— — — 77	— — — 11	— — — —	— — — 1	— — — 9	— — — 1	— — — 0,45	— — — —	— — — —	[21] [115] [123] [8]
Мал. Аджалыкский	33,5	76	15	—	5	3,5	0,5	0,19	—	—	[21]

* Южная часть.

Рапа, метаморфизируясь, переходит из сульфатного типа I класса (в соответствии с классификацией Н. С. Курнакова — М. Г. Валяшко) в хлоридный тип II класса. В 1979 г., по данным А. Е. Бабинца и А. А. Сухореброго [8], в южной части лимана концентрация солей в рапе была равна 96,5 г/л.

Бол. и Мал. Аджалыкские лиманы образовались в результате затопления морем устьев рек Бол. и Мал. Аджалык, которые в настоящее время почти полностью пересохли. Эти лиманы отчленились от моря небольшими пересыпями и были изолированы от него до прорытия канала в море из Бол. Аджалыкского лимана во второй половине 1920-х гг. и строительства на Мал. Аджалыкском лимане порта Южный. Концентрация рапы в Бол. Аджалыкском лимане до соединения его с морем достигала 100 г/л, а после — уменьшилась до 25—35 г/л [21]. В Мал. Аджалыкском лимане в 1926 г. она была 33,4 г/л. Сведения о химическом составе рапы этих лиманов приведены в табл. 5.

Тилигульский лиман отчленен от моря пересыпью шириной до 3 км. Однако в теле пересыпи еще в 1779—1823 гг. существовала очень широкая протока [121]. В дальнейшем лиман то отчленился от моря (и тогда уровень воды в нем был на 3—4 м ниже уровня моря), то соединялся с ним. Это обусловило значительные колебания солености его вод (‰): в 1870 г. — 40; в 1883 — 5—15; в 1926 — 17,6; в 1978 — 14—15 [8, 21, 24]. По химическому составу воду Тилигульского лимана (табл. 5) можно отнести к I классу природных вод в соответствии с классификацией Н. С. Курнакова — М. Г. Валяшко.

Рапа солонца Тузлы, по данным Е. С. Бурксера [21], в 1928 г. имела концентрацию 337,6 г/л, т. е. представляла собой крепкий рассол, из которого периодически происходила садка солей.

Березанский лиман до настоящего времени не утратил связи с морем. Исторических сведений о концентрации и химическом составе его воды не сохранилось. По данным А. Е. Бабинца и А. А. Сухореброго [8], в настоящее время в центральной части Березанского лимана минерализация воды равна 10,3 г/л, а по составу она относится ко II классу вод соленых озер в соответствии с классификацией Н. С. Курнакова — М. Г. Валяшко.

Таким образом, из приведенного об-

зора и данных табл. 5, отвечающих наблюдениям в течение примерно 150 лет, видно, что химический состав и минерализация вод лиманов существенно зависят от режима их связи с морем, речного, поверхностного стока и многих других факторов. Как будет показано, гидрохимические особенности поверхностных вод лиманов находят отражение в составе и минерализации поровых вод донных отложений.

ГИДРОХИМИЯ ПОРОВЫХ ВОД ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИЧЕРНОМОРСКИХ ЛИМАНОВ

Поровые воды из донных отложений в различных лиманах исследованы с неодинаковой детальностью. В одних лиманах отбор проб осуществлялся по всему разрезу донных отложений, в других — анализировался лишь верхний (0—10 см) слой. В связи с этим необходимо отметить, что предлагаемые результаты относятся к верхнему слою, если это не оговорено в тексте.

КЛАССИФИКАЦИЯ ПОРОВЫХ ВОД

При гидрологических, гидрохимических, гидрогеологических исследованиях применяются различные классификации природных вод по степени их минерализации и составу. Большинство классификаций построено на соотношении анионов и катионов. Существуют также классификации вод, основанные на соотношениях гипотетических солей [25, 27, 76, 78]. Преимуществом их является то, что они дают возможность достаточно полно охарактеризовать гидрогеохимические условия бассейнов седиментации или подземных вод, а также оценить степень и направленность процессов метаморфизации вод. Наиболее распространенной является классификация Н. С. Курнакова — М. Г. Валяшко, разработанная для характеристики вод соляных озер и лиманов. М. Г. Валяшко [27] предложил использовать ее для классификации всех видов природных вод. В соответствии с классификацией Н. С. Курнакова [78] все природные воды делятся на два класса. К I классу относятся воды, содержащие сернокислые соли кальция, магния или натрия. В этот класс входит морская вода, а также воды озер, лиманов, в питании которых солями главную роль играет море. Ко II классу относятся природные воды,

содержащие ионы серной кислоты в таком количестве, которое требуется только для образования сернокальциевой соли или еще меньше. В таком случае раствор будет содержать хлористый кальций. Воды этого класса формируются под воздействием поступления солей с поверхностным и подземным стоками.

Воды I класса, приходя в соприкосновение с углекислыми соединениями кальция поверхностных и грунтовых вод, а также при взаимодействии с донными отложениями постепенно теряют ион серной кислоты и метаморфизуются в воды II класса [78]. В пределах этих двух классов М. Г. Вяляшко [25, 27] по преобладающим компонентам, составляющим равновесные системы, выделил типы вод.

Для определения степени метаморфизации вод соляных озер и лиманов Н. С. Курнаков [78] предложил коэффициенты метаморфизации:

$$K_1 = \frac{\text{MgSO}_4}{\text{MgCl}_2}; \quad K_2 = \frac{\text{CaCl}_2}{\text{MgCl}_2};$$

$$K_3 = \frac{\text{Na}_2\text{SO}_4}{\text{MgSO}_4}.$$

Эти коэффициенты характерны соответственно для сульфатно-магниевого, сульфатно-натриевого и хлоридного типов вод.

Для разделения типов вод нами составлена региональная классификация, предназначенная для характеристики поверхностных и поровых вод Причерноморских лиманов. На основании анализа значительного фактического материала (рис. 33) по коэффициентам K_1 , K_2 и K_3 были выделены десять подтипов вод, которые детально отражают изменения гидрогеохимических условий в процессе осадконакопления в озере или лимане.

Предлагаемый графический способ классификации поровых вод донных отложений представлен на рис. 34. Химический состав поровых вод выражается в гипотетических солях, попарно поданных в процентах. Два верхних квадрата охватывают области изменения состава поровых вод I класса. Левый из них соответствует водам сульфатно-магниевого типа, а правый — сульфатно-натриевого (рис. 34, а). Нижний квадрат охватывает области изменения состава вод II класса. По объему ему полностью соответствует хлоридный тип вод. Преимущество предложенного способа выражения химического состава

вод заключается в возможности по положению фигуративных точек непосредственно оценить степень метаморфизации вод, а также сравнить гидрогеохимические особенности разных бассейнов седиментации.

В соответствии с принятым способом графического изображения предлагаемой классификации целесообразно видоизменить коэффициенты метаморфизации. Например, вместо $K_1 = \frac{\text{MgSO}_4}{\text{MgCl}_2}$, характеризующего воды сульфатно-магниевого типа, использовать $K_1 = \frac{\text{MgSO}_4}{\text{MgCl}_2 + \text{MgSO}_4}$, вместо коэффициента $K_2 = \frac{\text{CaCl}_2}{\text{MgCl}_2}$ применять $K_2 = \frac{\text{CaCl}_2}{\text{MgCl}_2 + \text{CaCl}_2}$, а $K_3 = \frac{\text{Na}_2\text{SO}_4}{\text{MgSO}_4}$ заменить на $K_3 = \frac{\text{Na}_2\text{SO}_4}{\text{MgSO}_4 + \text{Na}_2\text{SO}_4}$.

На классификационной диаграмме показаны области распространения вод выделенных подтипов в соответствии с рассчитанными коэффициентами метаморфизации. Здесь же выделены области метаморфизованных вод Черного моря и предельно метаморфизованных вод, границы которой получены в результате расчетов по уравнениям ионообменных равновесий [4].

Как показал проведенный анализ обширного материала по геохимии соляных озер и лиманов Причерноморья, для оценки метаморфизации имеет смысл использовать также еще один коэффициент: $K_4 = \frac{\text{NaCl}}{\text{CaSO}_4 + \text{NaCl}}$, который отражает соотношение других важнейших компонентов солевого состава вод. Все типы природных вод, для которых этот коэффициент меньше 0,90 (даже при максимальном значении K_1), следует рассматривать как метаморфизованные. Для предельно метаморфизованных вод морского происхождения за счет ионообменных реакций $K_4 = 0,23$, т. е. такой, как в пресных речных водах.

Основанием для выделения подтипов послужили следующие соображения. Происхождение Причерноморских лиманов тесно связано с голоценовой трансгрессией Черного моря. Следовательно, за начальный состав вод лиманов можно принять химический состав воды Черного моря. Для воды Черного моря коэффициент метаморфизации K_1 на протяжении голоцена существенно не менялся, его значение колебалось от 0,35 до 0,43. В предлагаемой классифи-

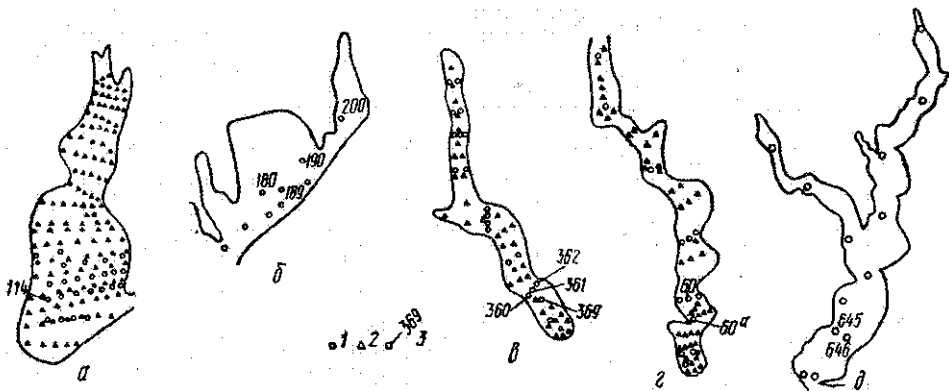


Рис. 33. Схемы расположения пунктов отбора проб для изучения минерализации и состава поровых вод и микроструктурных исследований.

Лиманы: а — Сасык; б — Тузовская группа; в — Хаджибейский; г — Тилигульский; д — Березанский. 1 — скважины колонкового бурения; 2 — пробоотбор трубкой ГОИН; 3 — скважины, керн которых использовался для микроструктурных исследований

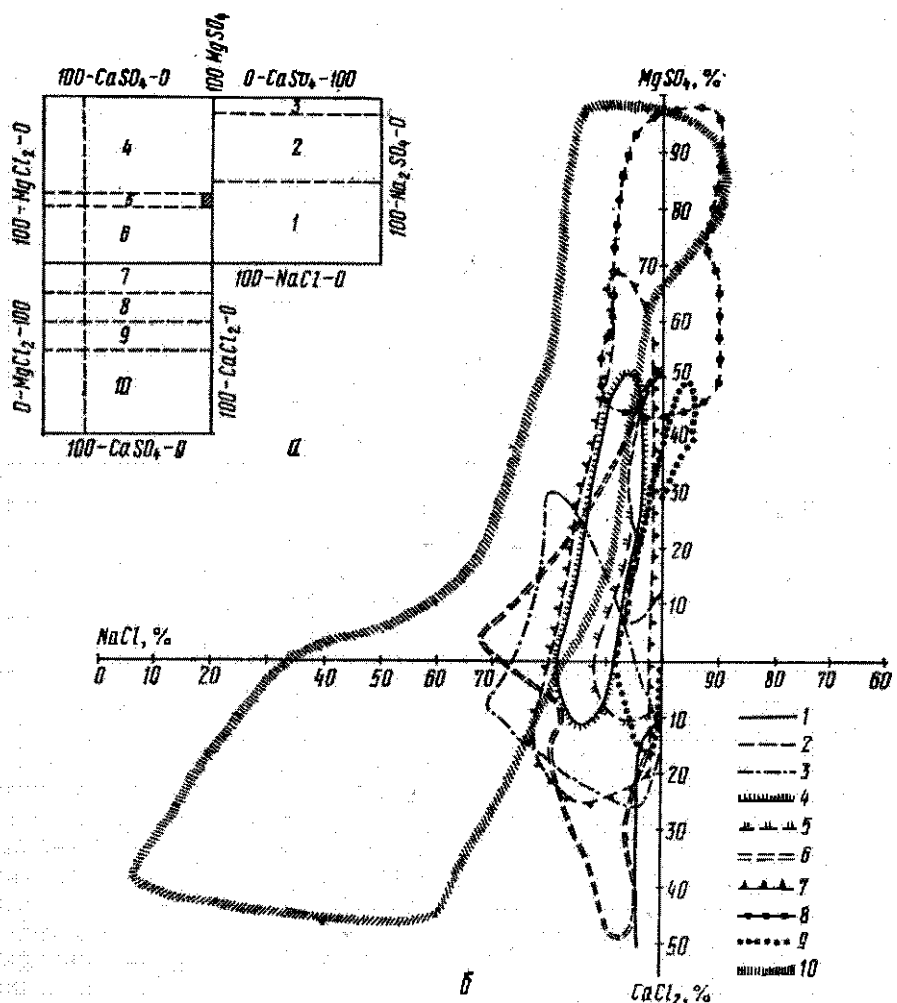


Рис. 34. Диаграмма классификации по химическому составу поровых вод донных отложений Причерноморских лиманов (а) и содержание основных компонентов в водах лиманов (б).

Воды: 1 — хлоридно-кальциевые новоэврасинских осадков Черного моря; 2 — условно неметаморфизованные Черного моря. Лиманы: 3 — Днестровский; 4 — Будакский; 5 — Тузовская группа; 6 — Тилигульский; 7 — Хаджибейский; 8 — Сасык; 9 — Тузлы; 10 — Березанский

Таблица 6. Гидрогеохимическая классификация

Класс	Тип	Под-тип	Коэффициент метаморфизации		Тип бассейна седиментации; характеристика процессов метаморфизации вод	
I	Сульфатно-натриевый	1	K_2	0,5—1,0	Обратная метаморфизация	1) Бассейны материкового происхождения. 2) Бассейны морского происхождения, утратившие связь с морем. Питание — поверхностный и подземный сток. Высокая степень метаморфизации
		2		0,09—0,5		Бассейны морского происхождения. Связь с морем — постоянная или периодическая. Питание — смешанное. Распреснение самосадочных бассейнов. Степень метаморфизации от слабой до высокой
		3		0—0,09		
II	Сульфатно-магниевый	4	K_1	0,43—1,0	—	Условно пеметаморфизованные воды Черного моря
		5		0,35—0,43		
		6		0—0,35		
	Хлоридный	7	K_2	0—0,17	Прямая метаморфизация	1) Бассейны морского происхождения. Питание — смешанное. 2) Бассейны морского происхождения. Связь с морем отсутствует. Концентрация рапы, садка солей. Слабая степень метаморфизации вод
		8		0,17—0,33		Бассейны морского происхождения. Связь с морем — постоянная или периодическая. Питание — смешанное. Интенсивные ионообменные процессы, высокая биопродуктивность. Высокая степень метаморфизации вод
		9		0,33—0,5		
		10		0,5—1,0		1) Бассейны морского происхождения. Связь с морем преимущественно постоянная. Высокая биопродуктивность. Низкая соленость. Высокая степень метаморфизации вод. 2) Бассейны материкового происхождения.

калии вода Черного моря относится к 5 подтипу (табл. 6). Если значения K_1 больше 0,43 или меньше 0,35, воды следует считать метаморфизованными. Более подробно факторы метаморфизации поверхностных и поровых вод лиманов рассмотрены ниже.

Поровые воды являются частью подземной гидросферы; их химический состав и соленость отражают условия осадкообразования в бассейнах седиментации, поэтому правомерно выделять гидрогеохимические фации поровых вод на основании сведений о их химическом составе и минерализации. По определению, данному в Геологическом словаре [40], гидрохимические

(либо гидрогеохимические) фации — участки падземной и подземной гидросферы, характеризующиеся на всей площади одинаковыми гидрохимическими условиями и свойствами, определенными по преобладанию каких-либо растворенных веществ (ионов, коллоидов).

Подтипы вод предложенной гидрогеохимической классификации (табл. 6) правомерно рассматривать в качестве гидрогеохимических фаций донных отложений лиманов. Эти фации отражают первичный состав и степень метаморфизации поверхностных и поровых вод. Поскольку содержание хлора в поровых водах во времени почти не меняется,

го можно считать полностью сингенетичным фаціальным признаком.

В числе десяти гидрогеохимических фаций выделена фация, соответствующая химическому подтипу морской воды (табл. 6), состав которой может быть условно принят постоянным на протяжении голоцена. Остальные фации характеризуют условия, соответствующие различной степени метаморфизации начального химического состава лиманных вод вплоть до полного перерождения седиментационных бассейнов морского типа в материковый. Образование двух фаций (табл. 6), соответствующих условиям осадкообразования в бассейнах материкового типа, происходит за счет диаметрально противоположных процессов, описание которых приведено ниже.

МЕТАМОРФИЗАЦИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОРОВЫХ ВОД

На стадии седиментогенеза и раннего диагенеза за счет взаимодействия твердой фазы донных отложений с поровым раствором происходят сложные изменения, затрагивающие обе фазы. Эти изменения вызваны: биохимическими процессами, идущими при участии живых организмов и органических соединений; процессами литификации — превращениями минеральных компонентов осадка, в результате чего возникают новые минералы, образуются конкреции, неустойчивые минералы переходят в устойчивые, наблюдается старение коллоидов и т. д.; физико-химическими процессами — реакциями в жидкой фазе донных отложений, приводящими к массопереносу (диффузия, ионный обмен).

Н. С. Курнаков [78] и М. Г. Валяшко [25—27] выделили два типа соляных бассейнов, различающихся по происхождению и гидрогеохимическим процессам, протекающим в поровых растворах их донных отложений, — морской и континентальный. Последующие процессы, преобразующие воды бассейнов обоих типов, в условиях семиаридного климата могут протекать по двум направлениям [118].

В случае бессточного бассейна процессы метаморфизации вод не приводят к глубоким изменениям их химического состава, поскольку химические и биохимические реакции протекают интенсивно лишь при условии удаления их продуктов.

В проточных бассейнах химические

и биологические процессы приводят к метаморфизации состава вод, увеличению содержания компонентов и уменьшению других, появлению в химическом составе новых компонентов.

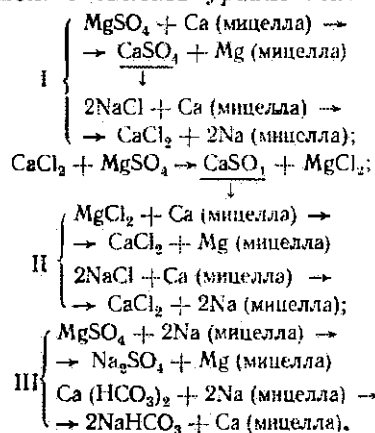
В случае бессточных бассейнов в условиях аридизации климата одним из ведущих гидрогеохимических процессов является концентрирование солей [23, 118]. При этом наблюдается увеличение минерализации воды, смена преобладающих главных компонентов вслед за ростом минерализации и выпадение в осадок солей, достигших предела насыщения. В данном контексте под этим следует прежде всего понимать образование гипса, контролируемое произведением растворимости:

$$ПР = [Ca^{2+} \times SO_4^{2-}].$$

При высокой степени концентрации (> 300 г/л) происходит садка других солей [27, 49, 124].

При наличии проточности роль фактора концентрации солей путем выпаривания значительно снижается. А. Н. Бунеев [23] экспериментально установил, что при условии концентрирования морской воды под глинистым осадком, в равновесии с которым она находится, химический состав ее изменяется за счет ионообменных реакций с обменным комплексом глинистых донных отложений. Однако есть основания предполагать, что ионообменные реакции начинают протекать уже тогда, когда поступающее глинистое вещество находится во взвешенном состоянии.

По С. А. Шукареву [158], Н. С. Курнакову [78] и другим, процессы метаморфизации поверхностных и поровых вод при взаимодействии с глинистым веществом можно описать уравнениями:



При этом I система уравнений характерна для вод, входящих в сульфатно-

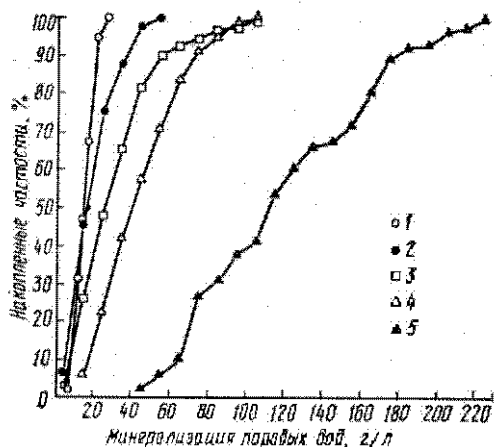


Рис. 35. Кривые минерализации поровых вод голоценовых отложений лиманов:

1 — Сасык; 2 — Тузловская группа; 3 — Хаджибейский; 4 — Тилигульский; 5 — Березанский

магнийевый тип I класса, II система реализуется в процессе метаморфизации вод второго класса, а III система характеризует воды сульфатно-натриевого типа I класса, пределом изменений которых является появление в их составе соды. Н. С. Курнаков [78] и М. Г. Валяшко [27] такой путь метаморфизации, когда бассейн седиментации сульфатного типа превращается в хлоридный, называют прямым. В случае питания бассейна с водой II класса сульфатными водами гидрогеохимические процессы в нем могут быть описаны III системой уравнений. Такой путь метаморфизации Н. С. Курнаков [78] и М. Г. Валяшко [27] называют обратным.

Привнос некоторых солей речными и сточными водами является важным фактором, изменяющим состав вод морей, лиманов и озер. Основными компонентами химического состава речных вод являются преимущественно бикарбонаты и карбонаты кальция и магния, существенного накопления которых в морской воде (либо бассейнах морского типа) не происходит из-за выпадения их в осадок и захвата живыми организмами. Последние используют углекислый кальций для построения своего скелета или раковин. Важно также и то, что организмы способны извлекать Ca^{2+} не только из насыщенных или перенасыщенных, но и из недонасыщенных растворов.

Метаморфизация морских, лиманских и озерных вод под воздействием жизнедеятельности организмов заключается также в биохимическом восстановлении сульфатов (сульфатредукция). Однако

не все исследователи однозначно оценивают этот фактор метаморфизации поровых вод. Например, С. А. Шукарев [158] считает, что этот процесс имеет подчиненное значение, а С. В. Бруевич [16, 17] и О. В. Шишкина [143] отводят ему определяющую роль среди процессов, изменяющих химический состав вод. Суть сульфатредукции достаточно подробно описана в специальных работах [16, 17, 23, 124, 143]. Биохимическое восстановление сульфатов проявляется в снижении концентрации SO_4^{2-} в растворе и в образовании H_2S и ряда аутигенных минералов (гидротроилит, пирит, марказит и др.).

Таким образом, процессы метаморфизации озерно-лиманных вод, начинающиеся при взаимодействии их с пресными водами суши и со взвешенным минеральным и органо-минеральным веществом, а также под воздействием живых организмов, продолжают в поровых водах донных отложений.

ГЕОХИМИЯ ПОРОВЫХ ВОД

Минерализация. Содержание солей в поровых водах голоценовых отложений Причерноморских лиманов изменяется от 5 до 230 г/м как по площади, так и по глубине (рис. 35, 36). Средняя минерализация поровых вод выявлена в результате статистического анализа поровых вод Березанского и Тилигульского лиманов и равна 16 г/л, хотя диапазоны колебания солёности у них различные. Среднее содержание солей в поровых водах лиманов Сасык и Хаджибейского равно соответственно 46 и 40 г/л, в то время как пределы изменения солёности у них одинаковые. Наиболее минерализованы поровые воды Тузловской группы лиманов: среднее значение составляет 112 г/л, а разность между экстремальными значениями солёности равна приблизительно 190 г/л. Минерализация поровых вод Днестровского лимана колеблется от 0,8 до 34 г/л, а Днестровско-Бутского — от 10 до 25 г/л [17, 8].

Распределение солёности поровых вод донных отложений на площади лиманов и по глубине характеризуется стационарным режимом изменчивости (рис. 37, 38). На фоне тренда отмечаются резкие флуктуации минерализации поровых вод; при этом удается выделить по крайней мере три максимума в рас-

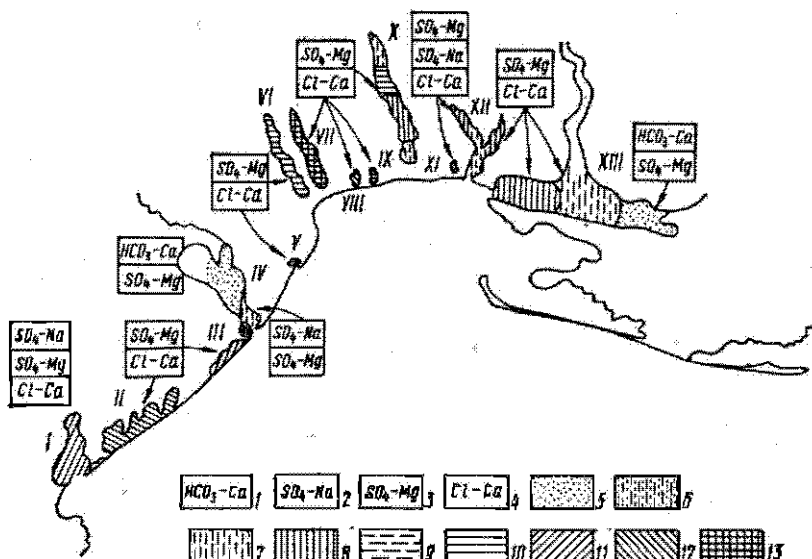
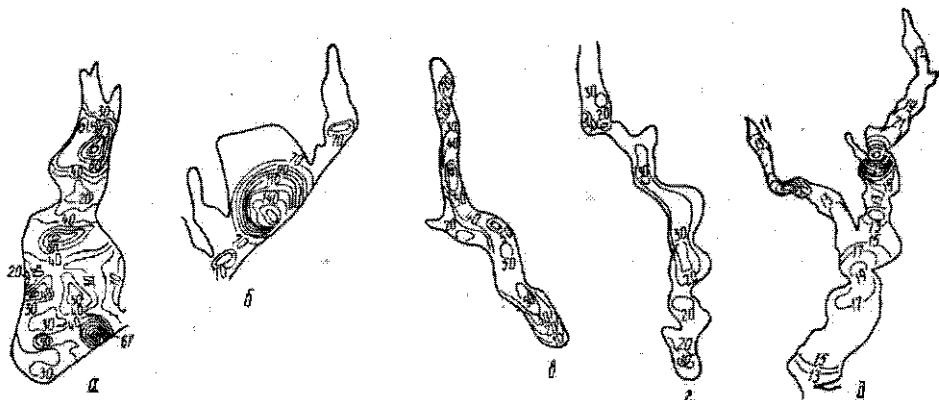


Рис. 36. Схемы засоленности поровых вод донных отложений лиманов в интервале глубин 0—0,1 м от поверхности дна (г/л):

а — Сасык; б — Тузовская группа; в — Хаджибейский; г — Тилигульский; д — Березанский.

Рис. 37. Минерализация и состав поровых вод Причерноморских лиманов.

Геохимические типы поровых вод: 1 — гидрокарбонатно-кальциевый; 2 — сульфатно-натриевый; 3 — сульфатно-магниевый; 4 — хлоридно-кальциевый. Минерализация (г/л): 5 — 0,5; 6 — 5—10; 7 — 10—15; 8 — 15—25; 9 — 25—35; 10 — 35—50; 11 — 50—100; 12 — 100—150; 13 — >150. 1—XIII — см. на рис. 32

пределении солёности по глубине во всех лиманах (рис. 38), наличие которых объясняется, по нашему мнению, трансгрессивно-регрессивным характером режима уровня Чёрного моря в течение голоцена.

Химический состав и гидрогеохимические фации поровых вод. Основным по содержанию компонентом химического состава поровых вод изученных лиманов является хлорид натрия (50—80 %), что предопределено историей их

образования. Второй по значимости компонент состава — хлористый магний. Характерная особенность химического состава поровых вод заключается в полном отсутствии карбонатов и очень незначительном количестве (а нередко и полное отсутствие) бикарбонатных соединений. Что же касается остальных компонентов химического состава поровых вод, то их количество резко меняется как от лимана к лиману, так и в пределах каждого из них. Наиболее резкие изменения содержания характерны для сульфатных соединений кальция, магния и натрия. Они вызваны интенсивным процессом метаморфизации, основные факторы которого были описаны выше.

Повышенное содержание сульфатов кальция и магния в поровых водах лиманов Березанский, Днестровский, Сасык прежде всего следует отнести за счет речного и поверхностного стока,

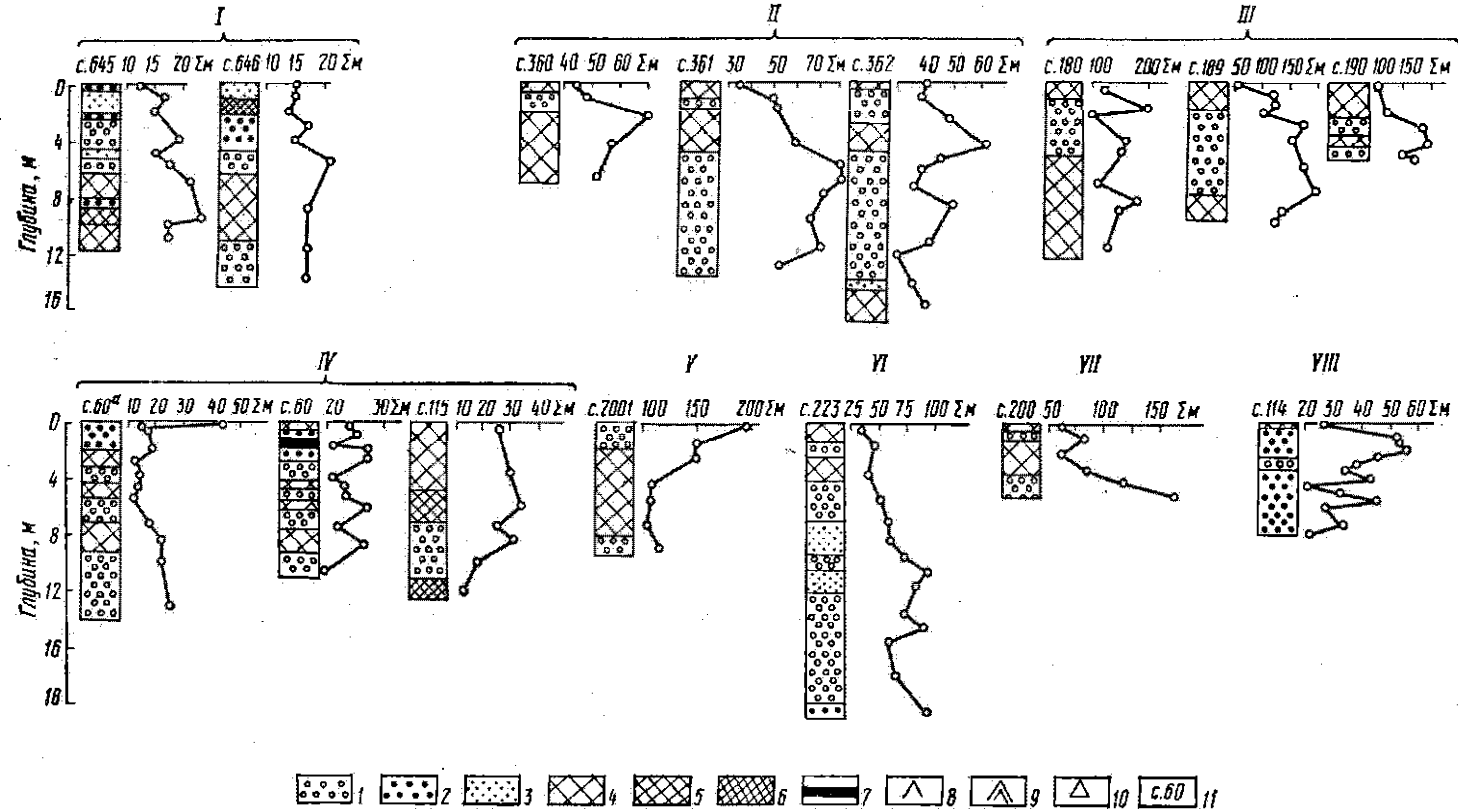


Рис. 38. Изменение минерализации поровых вод (Σ , %) и гидрогеохимическая классификация поровых вод донных отложений Причерноморских лиманов:

I — Березанский; II — Хаджибейский; III — Алибей; IV — Тилигульский; V — Тузлы; VI — Будаковский; VII — Бунарас; VIII — Сасын. Сульфатно-магнелиевые воды: 1 — слабая степень прямой метаморфизации; 2 — слабая степень обратной метаморфизации; 3 — неметаморфизованные Черного моря. Хлоридные воды: 4 — слабая степень прямой метаморфизации; 5 — средняя степень прямой метаморфизации; 6 — высокая степень прямой метаморфизации; 7 — максимальная степень прямой метаморфизации вод морского и материкового происхождения. Сульфатно-натриевые воды: 8 — слабая степень обратной метаморфизации; 9 — средняя степень обратной метаморфизации; 10 — высокая степень обратной метаморфизации вод морского и материкового происхождения; 11 — номера скважин

обогащенного ионами SO_4^{2-} , а также, возможно, разгрузки четвертичных водоносных горизонтов, химический состав вод которых в основном noticeably отличается от состава речных вод. При взаимодействии лиманных и речных вод образуются сульфаты натрия, в связи с чем эти воды следует отнести к сульфатно-натриевому типу I класса. К формированию в Сасыке вод сульфатно-натриевого типа, наряду с описанным, мог привести процесс обратной метаморфизации: растворение гипса, выпавшего в осадок при достижении критической минерализации вод, примерно равной 130 г/л [124].

Воды лиманов, захваченные в процессе накопления осадков, превращаются в поровые воды. При этом процессы метаморфизации не прекращаются, а достигают наибольшей интенсивности в самом верхнем слое осадка, представляющем собой суспензию.

Таким образом, те из выделенных гидрогеохимических фаций, которые отвечают прогрессирующему увеличению содержания сульфатов (табл. 6) в химическом составе поровых вод, характеризуют возрастание роли речных и разгружающихся в долине лиманов подземных вод. В случае длительного отчленения лимана от моря и усиленного питания речными водами могут образоваться гидрогеохимические фации, характерные для бассейнов материкового типа.

Процесс прямой метаморфизации, заключающийся в удалении из состава поровых вод лиманов MgSO_4 и образовании CaCl_2 , зафиксирован во всех изученных лиманах. Гидрогеохимические фации отражают различные стадии преобразования лиманных бассейнов в озера материкового хлоридного типа. Этот процесс обусловлен концентрированием раны и выпадением в осадок гипса, а также ионообменными реакциями и сульфатредукцией.

Осаждение гипсов из жидкой фазы возможно, как было указано выше, только при концентрации раны выше 130 г/л. Такой концентрацией солей обладали в прошлом воды лиманов Сасык, Шаганы, Алибей, Бурнас, Будаковского, Куяльницкого и Тузовского. В осадках указанных лиманов были найдены кристаллы гипса. Как известно [23], этот процесс продолжается до резкого понижения активности ионов Ca^{2+} и SO_4^{2-} , следовательно, к значительному

снижению содержания сульфатов или привести не может. Действительно, для лиманов с высоким значением минерализации поровых вод характерны фациальные условия с невысокой степенью метаморфизации и ограниченный набор гидрогеохимических фаций (табл. 6). На классификационной диаграмме (см. рис. 34) видно, что поля фигуративных точек, характеризующих изменения химического состава указанных лиманов, значительно меньше, чем для других лиманов.

Метаморфизация вод за счет ионообменных реакций приводит к увеличению относительного содержания кальция или уменьшению содержания магния. Пределом метаморфизации в этом случае является соотношение кальция и магния, равное отношению этих катионов в пресных водах [23]. Интенсивность ионообменных реакций с обменным комплексом глинистого вещества, поступающего в лиманы, тем выше, чем более минерализованы воды лимана. Следовательно, описываемый процесс играет особую роль в метаморфизации вод в лиманах с высокой соленостью вод (Будаковский, Куяльницкий, Шаганы, Алибей, Тузлы). Однако ионообменные процессы ограничены емкостью обмена и количеством поступающего в лиманы глинистого вещества, представленного в данном случае главным образом гидрослюдами, емкость обмена которых изменяется от 10 до 30 мг экв/100 г. Следовательно, к высокой степени метаморфизации вод процессы ионного обмена привести не могут.

Редукция сульфатов при благоприятных условиях может существенно изменить состав поровых вод. В ряде лиманов установлено наличие геохимического восстановительного барьера в верхнем (5—10 см) слое донных отложений [8]. Поровые воды этого слоя донных отложений лиманов более кислые (pH 6,5—7,4) по сравнению с поверхностными (pH 7,8—9,1); однако с глубиной pH поровых вод увеличивается до 6,9—9,1.

Биохимические процессы приводят к обогащению поровых вод сероводородом, кремнием, фосфором и другими компонентами, за счет них возрастает щелочная окисляемость. По данным А. Е. Бабинца и А. А. Сухореброго [8], высокая концентрация органических веществ и щелочная окисляемость присутствующих поровым водам Днепровского, Березанского и Днестровского лиманов,

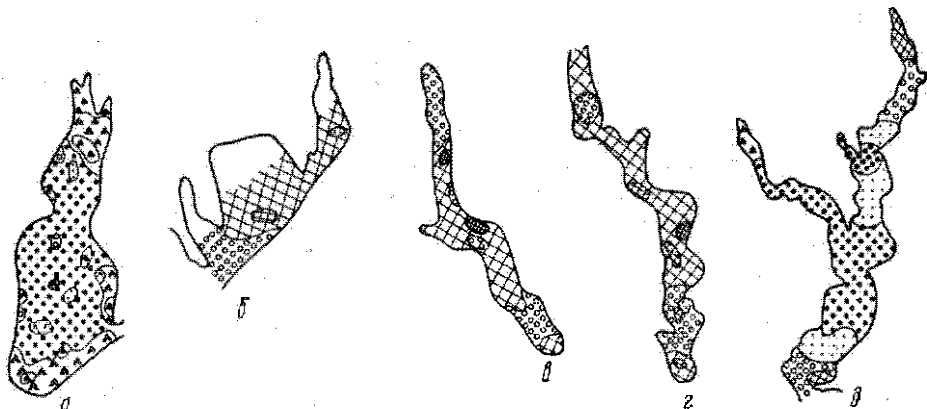


Рис. 39. Распределение гидрогеохимических фаций донных отложений лиманов в слое 0—0,25 м от поверхности дна:

а — Сасык; б — Тузовская группа; в — Хаджибейский; г — Тилигульский; д — Березанский. Условные обозначения см. на рис. 38

а наиболее низкие зафиксированы в Сасыке и Будацком; в Тилигульском и Хаджибейском лиманах — промежуточные значения. Это является еще одним доказательством положения о том, что для лиманов с высоко минерализованными водами характерна низкая степень их метаморфизации. В то же время в лиманах, не утративших связи с морем либо отделившихся от него сравнительно недавно, процесс метаморфизации поровых вод достигает наивысшей степени.

Однако даже в пределах одного лимана отмечается неоднородность гидрогеохимических условий осадкоаккумуляции (рис. 39). Особенно четко эта неоднородность проявляется в распределении гидрогеохимических фаций на площади дна лиманов.

В распределении гидрогеохимических фаций донных отложений всех исследуемых лиманов проявляется четкая ритмичность (рис. 39). Эту ритмичность следует связывать с голоценовой историей Черного моря. В периоды регрессий, установленных А. Б. Островским [99], в лиманах, в которые впадают крупные реки, формировались гидрогеохимические фации, отражающие усиление роли речного стока при формировании химического состава лиманных вод, зафиксированное в составе поровых вод.

Лиманы, питающиеся временными водотоками, при снижении уровня моря превращались в замкнутые озера. При этом основными факторами метаморфизации лиманных вод являлись концентрирование, сульфатредукция и ио-

нообменные реакции. По-видимому, в Куяльницком лимане, а также в лиманах Шаганы, Алибей, Бурнас и Тузлы в периоды регрессий Черного моря резко интенсифицировались процессы испарения.

Для Тилигульского и Хаджибейского лиманов характерно четкое отличие гидрогеохимических условий осадкоаккумуляции верхней части от нижней, граница между которыми почти соответствует резкому перегибу в форме лиманов и значительному перепаду глубин, обусловленному неотектоническими процессами. Различие гидрогеохимических условий фиксируется по колебаниям солености и химического состава поровых вод. Диапазон изменения минерализации поровых вод в верхней части этих лиманов составляет 5—55 и 25—110 г/л (соответственно для Тилигульского и Хаджибейского лиманов), а в нижней (приустьевой) части — 10—30 и 15—17 г/л (см. рис. 36).

В составе поровых вод также отмечается дифференциация между верхними и нижними частями лиманов, особенно четко выраженная в Тилигульском лимане. Она заключается в том, что в нижних частях лиманов поровые воды не столь резко метаморфизованы; другими словами, выделенные здесь гидрогеохимические фации отражают слабую степень метаморфизации «маточного раствора» — морской воды. Следовательно, в глубоководных частях лиманов скорость процесса метаморфизации, как правило, ниже, поскольку при больших массах воды формируется застойный режим и процесс метаморфизации становится более продолжительным. Однако в зонах, прилегающих к пересыпам, метаморфизация становится интенсивней, что связано, по-видимому, с близостью моря.

В верхних частях Хаджибейского и Тилигульского лиманов выявлены экстремальные (максимальные и минимальные) значения солености поровых вод, которые часто совпадают с границами между гидрогеохимическими фациями. Эта особенность, хотя и менее ярко, проявляется во всех изученных лиманах (рис. 39).

Приведенные данные позволяют сформулировать следующие выводы. Минерализация и химический состав поровых вод донных отложений лиманов отличаются высокой неоднородностью как в различных лиманах, так и в пределах одного лимана.

Закономерное распределение гидрогеохимических фаций на площади лиманов и по глубине толщ осадков отражает особенности голоценовой трансгрессии Черного моря, в ходе которой имели место многократные повторения трансгрессивно-регрессивных циклов.

Лиманы, в которые впадают непересыхающие реки (Днестровский, Березанский), а также Сасык, характеризуются как прямым, так и обратным процессами метаморфизации поверхностных и поровых вод; при этом образуется наиболее полный набор гидрогеохимических фаций. В лиманах, где преобладающим является питание временными водотоками (Шаганы, Алибей, Бурнас, Будаковский, Куяльницкий, Тузлы), испарение превышает приток вод. По этой причине метаморфизация поверхностных и поровых вод протекает в них, главным образом, по прямому пути — за счет концентрирования рапы и выпадения в осадок некоторых солей, а также происходящих в осадке ионообменных реакций. Поэтому в таких лиманах наблюдается ограниченное количество гидрогеохимических фаций поровых вод.

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОБЕРЕЖЬЯ

Территория развития лиманов Причерноморья расположена в пределах северного крыла Причерноморского артезианского бассейна, для которого характерно наличие мощного чехла осадочных пород, моноклипальное залегание слоев слагающих его образований с генеральным уклоном к югу (в сторону осевой части впадины), увеличение глубины

залегания водовмещающих пород соответствующих стратиграфических комплексов в том же направлении при одновременном возрастании мощности водопористых слоев и удалении от основных областей питания ряда водоносных горизонтов [6, 47]. Все это на фоне незначительной горизонтальной и вертикальной расчлененности побережья обусловило здесь формирование значительной по мощности зоны затрудненного водообмена. К ней, по мнению большинства исследователей, в прибрежной части суши относятся подземные воды третичной зоны фундамента, коры его выветривания, отложений меловой и палеогеновой систем. В связи со значительной глубиной залегания, в целом низкой водообильностью и повышенной минерализацией (5—35 г/л и более) они пока не находят широкого применения в народном хозяйстве. В то же время, будучи надежно изолированными от поверхностных вод рядом мощных водопорывов, подземные воды не испытывают воздействия искусственных факторов, возникающих в процессе хозяйственной деятельности.

Подземные воды зоны активного водообмена, заключенные в отложениях неогеновой и четвертичной систем, повсеместно используются для питьевого и технического водоснабжения, что приводит к нарушению их естественного режима. Наряду с водоотбором в этой зоне происходит и обратный процесс — пополнение запасов подземных вод за счет их интенсивного инфильтрационного питания на орошаемых землях, в пределах территорий, занятых городами и т. п. Несомненно, что расширение масштабов освоения прибрежной полосы в ближайшем будущем повлечет за собой усиление влияния искусственных факторов на подземные воды, перестройку гидрогеологических условий, которая протекает, как показывает опыт, не всегда в желательном направлении.

В связи с изложенным представляется целесообразным ограничить рассмотрение гидрогеологических условий района зоной активного водообмена. В прибрежной полосе наиболее широко распространены подземные воды в лессовидных породах плейстоцена, в аллювиальных отложениях плиоцена и плейстоцена, а также в породах палеогенового, мезотического и сарматского ярусов.

Подземные воды в лессовидных породах плейстоцена спорадически распространены в прибрежной полосе и только на территории Татарбунарской, Нижнеднестровской, Шкодовогорской и Ингулецкой оросительных систем образуют выдержанные водоносные горизонты на значительных по площади участках. Водовмещающие породы — легкие, средние и тяжелые лессовидные суглинки и супеси. Водоупором этого горизонта, который повсеместно имеет свободную поверхность, служат красные глины верхнего плиоцена либо плотные разности разновозрастных суглинков. На участках развития верхнеплиоценовых террас, где упомянутые глины отсутствуют, воды рассматриваемого горизонта совместно с водами в подстилающих аллювиальных отложениях образуют единый водоносный комплекс.

Мощность обводненной толщи на участках спорадического распространения воды составляет в большинстве случаев не более 2 м, лишь в отдельных случаях повышаясь до 5—6 м; на орошаемых землях мощность, как правило, достигает 10 м и более. Глубина залегания грунтовых вод варьирует в широких пределах: на оросительных системах от 1 до 10 м, реже — более; на периферии этих систем — 10—15 м и более; на участках спорадического распространения — до 20—30 м. Направление грунтового потока согласуется с общим уклоном рельефа, положением естественных (балок, долин рек, лиманов) и искусственных дрен. Дебит колодцев, как правило, не превышает 0,1 л/с, коэффициент фильтрации изменяется от нескольких сантиметров до 1,2—1,5 м/сут.

По минерализованности грунтовые воды весьма пестрые — содержание солей колеблется от 0,4 до 30 г/л и более. Нередко наблюдается увеличение минерализации к основанию водоносного горизонта. Не менее пестр и химический состав этих вод: гидрокарбонатные, сульфатные и хлоридные, а также смешанные как по анионному, так и по катионному составу. Область питания водоносного горизонта совпадает с площадью его распространения. Приходные статьи баланса формируются за счет инфильтрации атмосферных осадков, а на орошаемых землях, кроме того,

и оросительных вод. Основными расходными статьями баланса являются транспирация, переток через раздельный слой в нижележащие горизонты, разгрузка в естественную и искусственную дренажную сеть. Грунтовые воды используются для водоснабжения мелких потребителей.

Подземные воды аллювиальных отложений плиоцена и плейстоцена распространены вдоль побережья на нескольких разобщенных участках. Наибольший из них расположен между с. Санжейка и устьем р. Дунай, а также вдоль побережья Днестровского лимана до г. Овидиополь и несколько севернее г. Белгород-Днестровский соответственно по левому и правому берегам. Подземные воды заключены здесь в песчаных и песчано-гравийных отложениях первой, второй, пятой и шестой четвертичных и седьмой — десятой плиоценовых террас рек Днестр и Дунай. Аллювиальные образования залегают на размытой поверхности пород понтического и мезотического ярусов, а в долине р. Днестр — на породах верхнесарматского подъяруса. Перекрывающие породы представлены лессовидными образованиями плейстоцена или нижнечетвертичными глинами. Подземные воды рассматриваемого горизонта заключены в разнозернистых песках с прослоями глин, гравия и галечника. Их мощность колеблется от 2 до 30—40 м. В 10—25 км от побережья моря, у северной границы распространения водоносный горизонт ненанорный, в южной части близ береговой линии воды обладают напором до 40—50 м. Глубина залегания водоносного горизонта устанавливается на отметках, близких отметкам уровня моря. Дебит скважин изменяется от 0,5 до 5,0 л/с. При этом наиболее низкие его значения отмечаются в юго-западной части площади распространения, в связи с увеличением глинистости водовмещающих пород и уменьшением их мощности. Коэффициент фильтрации изменяется от 2—4 до 40 м/сут. Между лиманами Сухим и Бурнас, где рассматриваемый горизонт образует с водами понтического яруса единый водоносный комплекс, подземные воды обладают минерализацией 1,5—2,0 г/л и гидрокарбонатно-натриевым составом. Однако наряду с пресными здесь встречаются и рассолы, содержание солей в которых нередко превышает 100 г/л.

Восточнее г. Одесса подземные воды

приурочены к пескам кюльницкого яруса и встречаются на двух участках — вдоль берега Кюльницкого лимана и между Тилигульским и Березанским. На первом из них водовмещающие породы (пески, супеси с прослоями глин) залегают на глинах мэотического и известняках поитического ярусов. Перекрываются эти породы красно-бурыми глинами и лессовидными суглинками. На обоих участках водообильность горизонта низкая, он безнапорен, содержит сульфатно-хлоридные воды с минерализацией до 5,0 г/л и для практического использования не пригоден.

На Днепровско-Бугском междуречье распространение горизонта совпадает с площадью развития плиоценовых террас вдоль р. Юж. Буг, Бугского лимана, левобережья р. Ингул, а также с древней дельтой. Последняя представлена серией погребенных долин, выполненных аллювием (см. рис. 3). Водовмещающие отложения представлены песками различной зернистости с гравием и прослоями песчанистых глин. Дебит скважин (по данным опробования в единичных точках) составляет 1,6 л/с при понижении уровня на 1,6 м. Водовысокий горизонт безнапорный или слабонапорный. Минерализация подземных вод составляет от 0,2—0,8 до 2,0 г/л. По химическому составу они преимущественно гидрокарбонатно-хлоридные и кальциево-натриевые. Используются для водоснабжения мелких потребителей.

Подземные воды отложений поитического яруса. Отложения поитического яруса, несмотря на их широкое распространение, обводнены спорадически. Это обусловлено тем, что на значительной части прибрежной полосы они залегают выше местных базисов эрозии; и только на крайнем юго-западе близ долины р. Дунай, а также на небольших участках в центральной и восточной частях района находятся на более низких отметках, что создает благоприятные условия для формирования подземных вод в породах этого возраста. Водовмещающие породы представлены преимущественно трещиноватыми кавернозными известняками, слой которых на большей части территории обводнен лишь частично (0,3—0,5, реже до 5,0 м). На отдельных участках побережья водовмещающими являются также пески. Кровлей водоносного горизонта служат красно-бурые глины, а в пределах рас-

пространения плиоценовых террас — глины и песчано-гравийные породы этого возраста. Водоупором являются глины мэотического яруса.

В пределах подавляющей части площади распространения водоносный горизонт межпластовый со свободной поверхностью. Близ долины р. Дунай он обладает напором до 70 м, а в среднеплиоценовом аллювии р. Юж. Буг — до 10—15 м. Глубина залегания подземных вод не превышает 40—50 м. Дебит скважин варьирует от 1,0 до 30 л/с при понижении уровня на 2—5 м. Близ долины р. Юж. Буг, где водоносный горизонт эксплуатируется совместно с мэотическим, дебиты колодцев составляют 0,1—1,0 л/с. Коэффициент фильтрации известняков зависит от степени их трещиноватости и колеблется от первых до нескольких сотен метров в сутки. Минерализация вод в отложениях поитического яруса изменяется от 0,4—0,5 до 10—12 г/л, на Днепровско-Бугском междуречье — преимущественно от 1 до 3 г/л. В химическом составе вод преобладают сульфаты и хлориды, а среди катионов — натрий и кальций.

Питание водоносного горизонта осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, перетока грунтовых и напорных вод из других водоносных горизонтов. Разгрузка подземных вод происходит в ближайшие эрозионные впадины. При этом нередко вдоль склонов лиманов и берега моря наблюдаются выходы родников. Близ долины рек Дунай и Юж. Буг воды рассматриваемого горизонта используются для целей водоснабжения.

Подземные воды отложений мэотического яруса к западу от г. Одесса приурочены к отдельным линзам и прослоям песков среди мощной толщи глин, поэтому распространены спорадически. Глубина залегания водоносного горизонта увеличивается от 10—50 м в районе г. Одесса до 90 м близ долины р. Дунай. Статический уровень устанавливается на отметках от +10 до -17 м. Воды солоноватые и соленые с минерализацией от 2 до 15 г/л, состав хлоридный или сульфатно-натриевый; практического значения в пределах участка не имеют.

К востоку от г. Одесса водовмещающими породами являются не только линзы и прослойки песка, но и маломощные прослойки известняка, которые заключены в толще глин. Воды слабонапорные.

Статический уровень устанавливается на глубинах от нескольких до 40 м и близок к уровню воды в лиманах. Минерализация вод варьирует от 0,6 до 7,3 г/л, по составу они относятся к хлоридным и сульфатно-хлоридным, кальциево-натриевым или магниевым. Используются для мелкого водоснабжения на ограниченных площадях близ Березанского лимана.

В Днепровско-Бугском районе водовмещающие породы представлены преимущественно светло-серыми органогенно-обломочными и оолитовыми известняками, реже песками и мергелями. На правом берегу Бугского лимана они не имеют сплошного распространения, часто замещаются водоупорными породами, следствием чего является наличие здесь нескольких водоносных прослоев, разобщенных между собой. Статический уровень устанавливается на глубине до 50 м от поверхности Земли. На междуречье Днепр — Ингулец водоносный горизонт сдвинуто реками. Южнее широты г. Николаев водовмещающие отложения мзотиса залегают на породах сармата, образуя единый водоносный горизонт. Мощность водовмещающих прослоев составляет здесь 1—4 м. Воды слабонапорные — напор не превышает 10 м, увеличиваясь только в районе г. Очаков до 30—35 м. Дебит скважин, вскрывших рассматриваемый горизонт, изменяется от 0,2 до 5,3 л/с при понижении соответственно 0,8—22 м. Дебит колодцев не превышает, как правило, 1 л/с. Минерализация вод от 0,2 до 4,9 г/л. Химический состав смешанный. Водоносный горизонт представляет практический интерес в южной части Николаевской области, где используется для питьевого и хозяйственного водоснабжения.

Подземные воды верхнесарматских отложений. Водоносный горизонт на побережье распространен повсеместно к западу от г. Одесса. Подземные воды приурочены к многочисленным (до 10—12) прослоям известняков, песков и ракушки мощностью преимущественно от 0,2 до 2,0 м в толще глин на глубинах от 10 до 150 м. Статические уровни подземных вод, заключенные в различных прослоях, устанавливаются обычно на одинаковых глубинах в пределах 10—60 м. Кровлей водоносного горизонта служат плотные зеленые глины того же возраста либо мзотического яруса, а в глубоких врезках, кроме того, и образова-

ния плейстоцена. Воды напорные; напор увеличивается к юго-западу от 20 (с. Шабо) до 120 м (с. Нерушай). Дебиты скважин, вскрывших известняки, изменяются от 0,4 до 3,2 л/с при понижении 20—85 м; вскрывших прослой песка и ракушки — 5—8 л/с при понижении 20—40 м. Коэффициент фильтрации известняков и ракушки от 1 до 28 м/сут, водопроницаемость — 3—50 м²/сут. Примерно такие же значения коэффициента фильтрации и водопроницаемости и для песков.

К юго-западу от г. Одесса в прибрежной полосе встречаются как гидрокарбонатные пресные воды с минерализацией менее 1 г/л (обычно 0,6—0,8), так и гидрокарбонатно-хлоридные и хлоридно-натриевые с минерализацией 15—50 г/л. Питание водоносного горизонта происходит преимущественно за пределами прибрежной полосы, разгрузка — в Черное море, а также в долины рек и чаши лиманов, о чем свидетельствует снижение их пьезометрической поверхности в этих направлениях.

На участке между Куяльницким и Березанским лиманами водовмещающие породы представлены ракушечными, детрито-ракушечными, оолитовыми известняками, песками и скоплением ракушки, которые заключены в виде тонких (мощностью до 2 м) прослоев в зеленых плотных глинах того же возраста. При этом подземные воды отдельных прослоев гидравлически связаны между собой и образуют единую систему. В кровле водовмещающих пород залегают плотные разновозрастные глины, перекрытые мощной толщей глин мзотического яруса. Последние отсутствуют лишь в чашах лиманов, где верхнесарматские отложения перекрываются четвертичными. Прослой водовмещающих пород находится на глубине до 50—80 м ниже уровня моря. Пьезометрический уровень водоносного горизонта устанавливается на глубинах, близких к положению уровня моря, либо несколько ниже.

Коэффициенты фильтрации водовмещающих пород варьируют в пределах 0,3—6,3 м/сут, преобладающие значения этого показателя 1,0—1,5 м/сут. Дебит скважин составляет преимущественно 1—2 л/с при понижении 15—20 м. Воды по химическому составу хлоридно-гидрокарбонатно-натриевые, хлоридно-натриевые и смешанные. Их минерализация варьирует от 0,6 до 4,4 г/л.

В Днепровско-Бугском междуречье водоносный горизонт приурочен к известнякам, мергелям и пескам. Водовмещающие породы залегают обычно в виде прослоев среди глин. Прослои не выдержаны по мощности и простирацию, их мощность варьирует от долей до 10 м. Глубина залегания водоносного горизонта составляет на подавляющей части площади 30—70 м. Пьезометрический уровень устанавливается на глубинах, превышающих положение уровня моря. В депрессиях рельефа на Кинбурнском полуострове скважины, вскрывшие рассматриваемый водоносный горизонт, самоизливаются. В пределах междуречья Ингул — Ингулец он гидравлически связан с водами среднего сармата. Верхний водоупор представлен зеленовато-серыми плотными глинами верхнего плиоцена и мзотиса, нижний — преимущественно глинами и мергелями среднего сармата. Воды напорные: напор составляет 20—30, в долинах рек — 5—10 м, на Кинбурнском полуострове — до 120 м. Дебит скважин, эксплуатирующих водоносный горизонт, колеблется в широких пределах от 1—3 до 40—60 л/с, удельный дебит — от 0,01 до 12,7 л/с. При этом более водообильны водовмещающие породы в речных долинах и вблизи них. Область питания расположена к северу от прибрежной полосы на участках неглубокого залегания водопроницаемых пород за счет инфильтрации атмосферных осадков и перелива вод из других водоносных горизонтов. Воды в основном пресные, преимущественные значения минерализации 0,2—0,8 г/л, реже более. Химический состав вод гидрокарбонатный кальциево-магниевый; часто воды содержат повышенное количество сульфатов и хлоридов, что особенно характерно для высокоминерализованных вод.

Подземные воды среднесарматских отложений распространены в прибрежной полосе повсеместно, исключая район к югу от с. Десантное, между селами Норушай и Вилково, где эти отложения отсутствуют. Водовмещающими породами являются пески и трещиноватые закарстованные известняки. Перекрывается водоносный горизонт пластом плотных зеленых глин, мощность которого 15—30 м. Нижним водоупором служат плотные доломитизированные разности известняков, мергели и глины нижнего сармата. Глубина залегания горизонта

расположена на 180—230 м ниже уровня моря. Воды напорные, напор от 150 до 239 м. Глубина установившегося уровня в зависимости от рельефа колеблется от 7 м выше поверхности Земли до 20—30 м. Водообильность горизонта определяется степенью трещиноватости и закарстованности известняков. Дебит скважин варьирует от 0,3 до 6—7 л/с при понижениях от 0,5 до 20—30 м, коэффициент фильтрации — от 0,2 до 7 м/сут; водопроницаемость не более 100 м²/сут. Минерализация подземных вод 3—51 г/л, состав хлоридно-натриевый. Воды, как правило, содержат сероводород до 60—80 мг/л.

Область питания водоносного горизонта расположена к северу от прибрежной полосы. Разгрузка подземных вод осуществляется в Черное море и выше лежащие горизонты. Уровенный режим характеризуется незначительной амплитудой (порядка первых десятков сантиметров) колебания как в годовом, так и в многолетнем разрезе.

К востоку от г. Одессы водовмещающие породы представлены оолитово-ракушечными плотными известняками, залегающими в виде отдельных прослоев мощностью от 1—5 до 18 м среди плотных серо-зеленых глин. При этом мощность прослоев увеличивается к востоку. Кровля водовмещающих пород вскрывается бурением на глубинах от 80 до 130 м под плотными зелеными глинами, мощность которых составляет 25—30 м. В подошве залегают либо аналогичные глины, либо слаботрещиноватые доломитизированные известняки нижнего сармата. Пьезометрический уровень устанавливается на глубинах до 50 м, на крайнем юге скважины самоизливаются. Коэффициент фильтрации известняков равен 0,6—6 м/сут. Дебит скважин колеблется от 1,1 до 1,25 л/с при понижении соответственно 26 и 2,4 м. Химический состав вод хлоридно-натриевый и хлоридно-натриево-магниевый, минерализация 5,9—10 г/л. Воды слабощелочные (рН 7,4—7,8) с незначительным запахом сероводорода, содержат иод, бром, бор соответственно до 2,2; 13 и 1,5 мг/л.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ПОДЗЕМНЫХ ВОД И ВОД ЛИМАНОВ

Лиманы, как элементы рельефа, являются одной из основных областей разгрузки подземных вод. Условия раз-

грузки варьируют как от лимана к лиману, так и в пределах каждого из них и определяются особенностями геологического строения, глубиной вреза долины в коренные отложения, их протяженностью и другими факторами. Так, лиманы Шаганы, Алибей и Бурнас являются областями разгрузки подземных вод, содержащихся в лессовидных породах плейстоцена и аллювиальных отложениях верхнего плиоцена. Лиман Сасык в своих верховьях, кроме того, дренирует понтийский водоносный горизонт. Днестровский лиман и все другие, расположенные к востоку, имеют значительную глубину вреза и поэтому являются областями разгрузки не только упомянутых выше горизонтов, но и мезотического, верхнесарматского, а верховья Бугского — и среднесарматского. В связи с несовпадением угла наклона водоупорных слоев и коренного ложа лиманов отдельные стратиграфические комплексы занимают по мере продвижения от верховьев лиманов к пересыпям различное в гипсометрическом отношении положение — выше уреза, на уровне уреза и ниже последнего. Соответственно меняются и условия разгрузки подземных вод — от исходящих родников в верховьях лимана до субаквальной в толще донных образований. В первом случае контакт водоупорных пород с водами и осадками лиманов отсутствует, во втором — эти породы контактируют с засоленными донными отложениями, содержащими иногда высококонцентрированные рассолы. Наличие такого контакта создает при определенных условиях предпосылки для влияния вод лиманов и донных отложений на подземные воды. О существовании такого влияния свидетельствует нарушение широтной гидрохимической зональности подземных вод.

В прибрежной полосе суши вдоль лиманов, а также на узких межлиманных пространствах подземные воды характеризуются повышенной минерализацией преимущественно хлоридно-натриевого типа. Так, в 1,5—2 км от берега лимана Сасык на глубине 24—29 м ниже уровня моря в известняках понтийского яруса вскрыты буровой скважиной рассолы хлоридно-натриевого состава с минерализацией 117 г/л. У сел Борисовка и Перушай на этом же берегу воды упомянутого горизонта содержат не более 3—5 г/л солей. Такие явления были изучены [113] в подземных водах

аллювиальных отложений переселенного комплекса верхнеплиоценовых террас левобережья лимана Бурнас.

Воды напорные, гидроизопьезы снижаются от водораздела как в сторону лимана, так и в сторону моря от 4 м до нуля. Опробование водоносного горизонта с помощью ряда скважин показало, что минерализация подземных вод колеблется от 1,1 до 152 г/л. Наибольшие ее значения отмечены вблизи пересыпи лимана; по направлению к верховьям лимана и в сторону балки Балабанка минерализация уменьшается соответственно до 1,1 и 54 г/л. Площадь с аномально высокой минерализацией подземных вод расширяется от верховьев лимана к его пересыпи в виде клина и контролируется положением гидроизопьезы +3 м. Имеются веские доказательства в пользу того, что минерализация подземных вод не остается постоянной и в вертикальном направлении. В пансионате «Дружба» (с. Любедька), использовавшем в течение 2 лет для водоснабжения воды верхнесарматского горизонта, минерализация последних в 1982 г. увеличилась от 3,2—4 до 313 г/л. Нижележащий водоносный горизонт в отложениях среднего сармата на глубине 215—217 м содержит подземные воды с минерализацией 6,4 г/л. Таким образом, единственным источником, за счет которого произошло повышение минерализации в упомянутой скважине, является верхнеплиоценовый горизонт. Причиной изменения минерализации явилась, по-видимому, недостаточная изоляция водоносных горизонтов.

Подземные воды верхнеплиоценового водоносного горизонта близ с. Шабо на западном берегу Днестровского лимана также отличаются повышенной минерализацией, значения которой увеличиваются по мере приближения к лиману.

Высокая минерализация вод верхнесарматского горизонта отмечается [109] в междуречье Мал. и Бол. Куяльник. К западу и к востоку от этого участка она значительно ниже, что позволяет использовать эти воды для целей водоснабжения. Факт наличия минерализованных подземных вод в окрестностях лиманов известен сравнительно давно [53], однако условия их формирования изучены крайне слабо. Вместе с тем актуальность решения этой задачи становится все более очевидной. Она обусловлена,

с одной стороны, необходимо было расширение поисково-разведочных работ на пресные подземные воды в южных районах с напряженным водным балансом и, с другой — планами (которые находятся в стадии реализации) использования чаш лиманов в качестве хранилищ пресной воды по трассе переброски части стока р. Дунай в р. Днепр.

По-видимому, в ряде случаев прогноз расселения водоемов ^{на} подготовке их чаш к приему пресной воды не может быть выполнен с достаточной надежностью, если не учитывать особенности взаимосвязи подземных и поверхностных вод, возможное влияние на солевой баланс водоема наличия высокоминерализованных подземных вод в окружающих лиманы осадочных образованиях. В связи с этим рассмотрим вопрос образования этих вод несколько подробнее.

Изучая крымские соляные озера, Н. С. Курнаков [78] высказал предположение, что последние образовались в результате разгрузки седиментационных вод глубоких горизонтов по тектоническим нарушениям. Н. В. Тагеева [129] в связи с этим предложила рассматривать лиманы как трещинные озера разгрузки седиментационных вод. Мысль о глубинном источнике засоления донных отложений, вод лиманов и водоносных горизонтов не лишена основания, так как многие из них совпадают в плане тектонических нарушений [43, 160]. Если согласиться с этой точкой зрения, то следовало бы ожидать, что залегающие глубже водоносные горизонты также будут обладать высокой концентрацией солей. Однако, как показано на примере с. Лебедевка, общая минерализация верхнесарматских вод на два порядка ниже, чем плиоценовых. Рассматриваемые водоносные горизонты напорные, что исключает возможность увеличения концентрации солей за счет испарения воды в зону аэрации. К тому же со стороны области питания водоносных горизонтов поступают воды с минерализацией менее 1—3 г/л. Все это свидетельствует о том, что воды лиманов, пропикая в водопроницаемые борта их чаш, оказывают решающее влияние на образование высокоминерализованных подземных вод.

Для проникновения вод лиманов в сторону суши необходимо, по-видимому, значительное снижение пьезометрического или свободного уровня подземных

вод и превращения лиманов из области разгрузки в область питания водоносных горизонтов. В настоящее время только на локальных участках снижен напор верхнесарматского водоносного горизонта в связи с использованием подземных вод для водоснабжения. Что же касается подземных вод в отложениях плиоцена в прибрежной полосе между селами Лебедевка и Курортное, то они здесь не используются, и пьезоизогипсы находятся на положительных отметках. Таким образом, в настоящее время отсутствуют условия для сколько-нибудь значительного влияния вод лиманов на подземные воды.

Обратимся к палеогидрогеологическому объяснению проблемы генезиса высокоминерализованных подземных вод в окрестностях лиманов. А. В. Шнитников [144] установил, что общая увлажненность материков Северного полушария колеблется в значительных пределах — в течение голоцена наблюдалось чередование засушливых и влажных периодов, сменяющихся через 1800—1900 лет. При этом в фазу теплого и сухого климата уменьшалась общая влажность материков, понижался уровень озер на фоне трансгрессии Мирового океана. Наличие такой цикличности подтверждается новейшими исследованиями [98—100] по изучению развития голоценовой трансгрессии Черного моря. Представляется вероятным, что в одну из последних фаз теплого и сухого климата могли создаться условия не только для образования рапы в лиманах, но и ее пресниковения в водовмещающие породы, слагающие борта лиманов в связи со значительным снижением инфильтрационного питания подземных вод и их уровня. При этом высококонцентрированные рассолы продвигались на различные расстояния от лимана, что определялось коэффициентами фильтрации, гидростатическим напором и др. О скорости развития фильтрации в борта лиманов можно судить по данным, полученным в результате наблюдений за режимом подземных вод на левобережье р. Днепр после создания Каховского водохранилища и превращения в результате этого долины реки из области разгрузки в область питания подземных вод [9]. Здесь скорость продвижения потока по суглинкам и пескам за первые 10 лет составила соответственно 30 и 100 м/год, во втором десятиле-

тии — 15 и 80 м/год, по закарстованным известнякам — соответственно 2100 и 400 м/год. В последующую прохладно-влажную фазу лиманы восстановились в качестве областей разгрузки; проникание в сторону суши фильтрационные потоки были на одних участках оттеснены в лиманы, на других частично распреснены. При неблагоприятных условиях оттока реликты лиманных рассолов сохранились до настоящего времени.

Рассмотренный путь образования минерализованных вод в окрестностях лиманов не исключает возможности продолжения процесса их засоления в настоящее время, в период редких по высоте паводков воды, за счет молекулярно-диффузионного массопереноса, перераспределения напоров поверхностных и подземных вод вблизи водозаборных скважин и др.

Изложенное позволяет сделать вывод о значительной сложности системы подземные воды — лиманные воды — донные отложения лиманов как в гидрохимическом, так и в гидродинамическом отношении. Использование лиманов в качестве хранилищ пресной воды в условиях орошения окружающих территорий повлечет за собой эволюцию этой системы. Ее тщательное изучение применительно к каждому конкретному лиману, обобщение опыта эксплуатации водохранилища Сасык — необходимое условие разработки эффективных проектных решений.

Не менее важной представляется проблема охраны основных водоносных горизонтов на участках, где они залегают вторыми или третьими от поверхности, в условиях инверсии вертикальной гидрохимической зональности. Угроза засоления этих горизонтов вполне реальна при некачественной изоляции верхнего горизонта или ее нарушении вследствие коррозии обсадных труб. Сниженные эксплуатационные напоры основных горизонтов будут способствовать нисходящему перетoku соленых вод и рассолов.

РЕЖИМ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Режим подземных вод в южных областях СССР в послевоенные годы изучался Южно-Украинской опорной государственной гидрогеологической станцией, позже — Одесской и Херсонской гидрогеологическими партиями Министер-

ства геологии СССР. В конце 60-х годов Минводхоз СССР создал специальную службу, которая до настоящего времени занимается изучением режима подземных вод на орошаемых землях. В результате этих исследований установлено, что режим подземных вод испытывает существенные изменения под влиянием антропогенных факторов (орошение, откачка вод для целей водоснабжения, строительство крупных водохранилищ, каналов). Наиболее значительное влияние на режим подземных вод оказывает орошение земельных угодий, а также отбор подземных вод для целей водоснабжения. К настоящему времени изменения в режиме подземных вод получили региональное развитие и носят в ряде случаев четко выраженную негативную направленность.

Уровенный режим подземных вод на орошаемых землях. На рассматриваемой территории функционирует ряд оросительных систем (Татарбунарская, Дунай-Днестровская, Нижнеднестровская, Шкодовогорская, Ингулецкая), обеспечивающих полив свыше 100 тыс. га. Источники орошения — гидрокарбонатные воды рек Дунай, Днестр, Ингулец и Днепр с минерализацией менее 1 г/л. Водоподача на орошение сельскохозяйственных культур на полевых севооборотах составляет 1000—8000 м³/га, на рисовых — 15—50 тыс. м³/га за сезон. Наряду со старыми системами, выполненными на сравнительно низком техническом уровне, здесь в течение истекшего десятилетия построены и эксплуатируются технически совершенные инженерные системы с закрытой сетью водоводов. На подавляющей площади систем поливы производятся с помощью дождевальных установок ДДА-100, «Фрегат», «Волжанка». Нормы и сроки поливов в большинстве хозяйств определяются в последние годы по методике, разработанной Одесской гидрогеолого-мелиоративной экспедицией.

Гидрогеологические условия до начала орошения характеризовались отсутствием или спорадическим распространением грунтовых вод, залегающих на глубинах до 25 м, разной степени естественной дренированности территорий, преобладанием лессовидных пород в качестве образований, слагающих зону аэрации. В пределах междуречий водоупором горизонта грунтовых вод являлись преимущественно красно-бурые глины верхнего плиоцена.

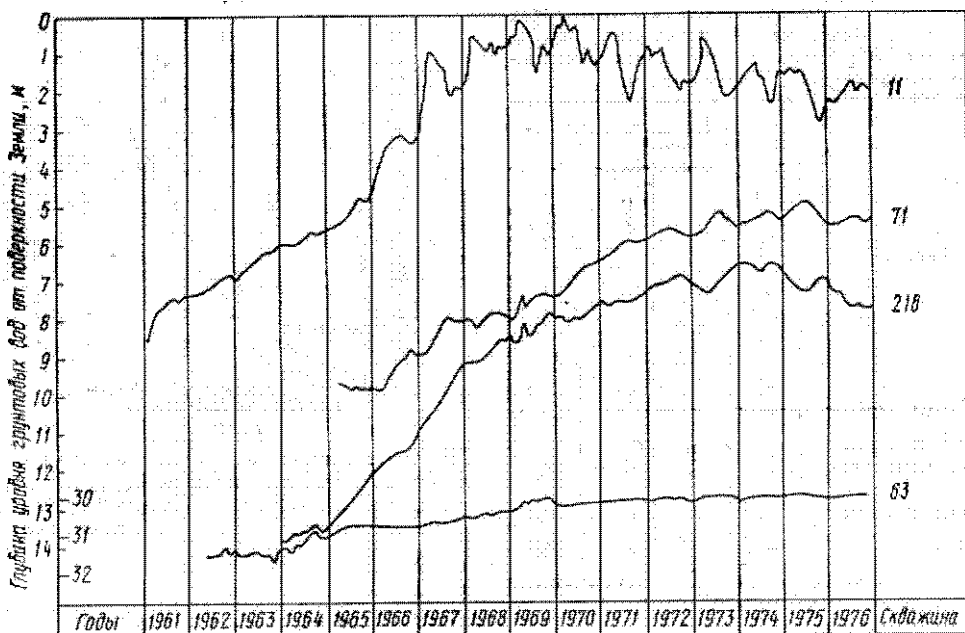


Рис. 40. Графики изменения уровня грунтовых вод и отложениях плейстоцена (скв. 11, 71, 216) и плейстоценового яруса неогена (скв. 63) на орошаемых землях

С началом орошения повсеместно, исключая небольшие площади на левобережье в низовьях р. Днестр и некоторые другие участки, началось пополнение запасов грунтовых вод за счет фильтрации из водохранилищ, магистральных каналов, межхозяйственной и внутрихозяйственной оросительной сети, инфильтрации поливной воды, поданной на поля, усиления инфильтрации атмосферных осадков.

Объемы пополнения грунтовых вод за счет каждого из перечисленных источников широко варьируют как во времени, так и по площади систем. Установлено, что на системах, где каналы межхозяйственной и внутрихозяйственной сети не облицованы или облицованы частично, за счет потерь на фильтрацию формируется от 18 до 68 % общего объема приходных частей баланса грунтовых вод [9]. На наиболее совершенных в техническом отношении системах, где подача воды производится по абсцентным и стальным трубопроводам, КПД сети составляет 0,90—0,95. В процессе поливов непродуктивные потери составляют 400—800 м³/га за один поливной период. При использовании даже наиболее современной дождевальной техники и при условии соблюдения оптимальных сроков и норм поливов эти потери достигают 270 м³/га, что доста-

точно для повышения уровня только за счет этого источника на 0,4—0,5 м/год.

Из опыта эксплуатации оросительных систем следует, что использование технически совершенных способов подачи воды на поля, применение современной поливной техники, оптимальных режимов орошения только сокращает, замедляет, но не устраняет полностью процесс пополнения запасов грунтовых вод. Это следует рассматривать как неизбежное следствие оросительных мероприятий на подавляющей площади прибрежной территории с присущей ей слабой естественной дренированностью.

В пределах рассматриваемой полосы побережья Р. А. Байер, И. В. Зеленин и Б. В. Лютаев [9] отмечают наличие установившегося и не установившегося типов режима и несколько их разновидностей. При этом наиболее широко распространены положительно декомпенсированный и компенсированный испарением и транспирацией режимы грунтовых вод. Первый из них развивается вследствие неополнения запасов на участках со слабой естественной дренированностью и выражается в подъеме уровня грунтовых вод. Интенсивность последнего определяется степенью изменения структуры приходных и расходных частей баланса. Типовые графики изменения уровня при положительно декомпенсированном режиме приведены на рис. 40 (скв. 71, 216 и 11 пробурены до 1966 г.).

Таблица 7. Распространение основных типов уровня режима грунтовых вод на некоторых оросительных системах северо-западного побережья Черного моря

Система	Площадь системы, тыс. га	Площадь распространения режима		
		вторично компенсированного, тыс. га	положительно декомпенсированного, тыс. га	Доля площади систем, %
Шкодовогорская	1,6	0,9	0,4	81,2
Нижне-Днестровская	21,8	2,1	15,0	78,4
Татарбунарская	31,3	3,8	18,1	70,0
<i>Итого</i>	54,7	6,8	33,5	73,6

Положительно декомпенсированный подтип режима при неблагоприятных условиях естественного дренирования со временем, как правило, переходит в установившийся, при котором наступает вторичная компенсация уровня за счет увеличения расхода грунтовых вод на испарение и транспирацию. Этот режим характерен для территорий с глубиной уровня грунтовых вод менее 3 м от поверхности Земли (рис. 40, скв. 11 в 1967—1976 гг.). На площадях с вторично компенсированным типом уровня режима развиваются такие негативные процессы, как периодическое переувлажнение почв, заболачивание, вторичное засоление, а вне орошаемых земель, кроме того, подтопление населенных пунктов. В результате этих процессов ухудшается мелиоративное состояние земель, со снижением плодородия и необходимостью дальнейшей мелиорации земель с целью нормализации обстановки.

К настоящему времени 70—80 % площади оросительных систем, эксплуатирующихся 15—20 лет и более, характеризуются либо подъемом уровня грунтовых вод, либо его высоким положением (табл. 7). При определении площади развития вторично компенсированного режима исключены участки, на которых функционирует дренаж (порядка 5,5 тыс. га). Кроме дренажных участков на рассмотренных системах стабильный уровень на достаточно большой глубине отмечается только в их окраинных частях вблизи глубоких эрозийных врезов.

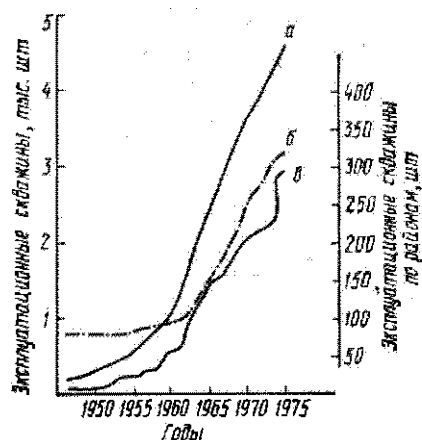


Рис. 41. Диаграмма роста количества водозаборных скважин на сарматские водоносные горизонты по Одесской области (а), Белгород-Днестровскому (б) и Коминтерновскому (в) районам

Практикой орошаемого земледелия на юге СССР доказано, что наиболее радикальным мероприятием для улучшения почвенно-гидрогеологических условий в пределах площадей развития рассматриваемого типа уровня режима является строительство горизонтально-систематического закрытого дренажа. Он гарантированно снижает высокие уровни грунтовых вод; при этом на долю дренажного стока в зависимости от конкретных условий приходится от 4 до 25 % расходной части баланса грунтовых вод.

Уменьшение мощности и выклинивание на отдельных участках местных подоупоров приводят к изменению уровня режима континентского водоносного горизонта (рис. 40, скв. 63). Эти изменения выражаются в медленном подъеме уровня, увеличении расходов родников в эрозионную сеть.

Перспективы дальнейшего развития орошаемого земледелия в прибрежной полосе всецело связаны с использованием земель на плоских междуречных пространствах, как правило, со слабой естественной дренированностью их центральных частей, с возможной активизацией почвенной эрозии, оползневых процессов вдоль склонов. В связи с этим в период эксплуатации оросительных систем следует предусмотреть проектирование обширного комплекса инженерно-технических и почвенно-гидрогеологических мероприятий.

Режим подземных вод в связи с эксплуатацией водоносных горизонтов. В пределах приморской полосы побережья

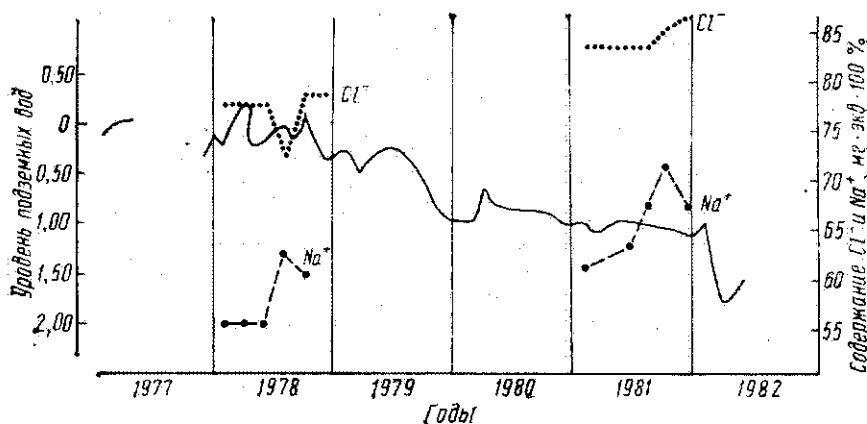
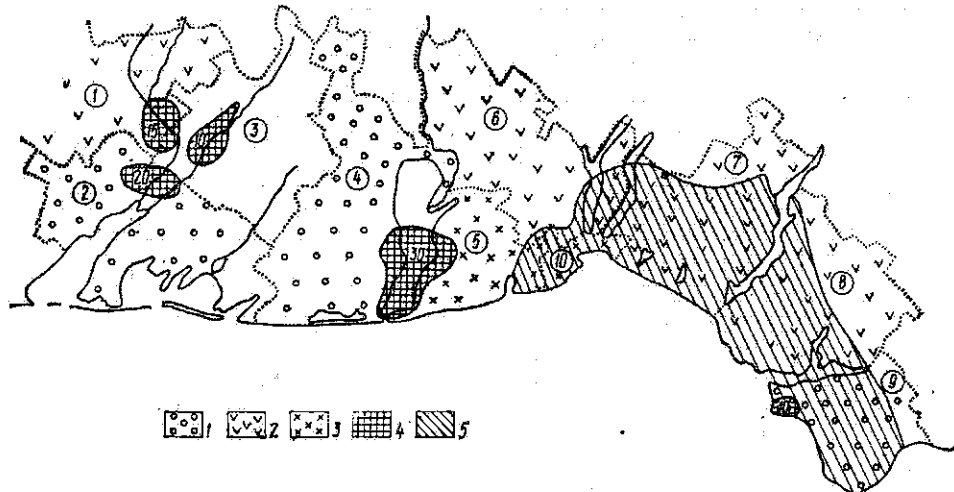


Рис. 42. Плотность эксплуатационных на воду скважин и расположение основных участков снижения пьезометрических уровней водоносных горизонтов в отложениях сармата. Районы (цифры в кружках): 1 — Арцизский; 2 — Татарбунарский; 3 — Саратовский; 4 — Белгород-Днестровский; 5 — Овидиопольский; 6 — Бельевский; 7 — Коминтерновский; 8 — Березанский; 9 — Очаковский; 10 — г. Одесса. Плотность скважин, шт./100 км²: 1 — <10; 2 — 10—20; 3 — >20; 4 — депрессионные воронки, их глубина, м; 5 — область, в которой пьезометрический уровень находится ниже уровня моря и лиманов

Рис. 43. Изменение пьезометрического уровня подземных вод в отложениях верхнего сармата; Тилигульский лиман, с. Кордон

протяженностью более 200 км проходят устьевые части только трех крупных водных артерий — Дунай, Днестр и Днепр. При этом две последние, а также целый ряд мелких рек открываются в лиманы, минерализация и химический состав воды в которых подвержены значительным колебаниям и не укладываются в допуски существующих стандартов на питьевую воду. В связи с этим поверхностные воды используются в качестве источника водоснабжения для

сравнительно небольшого количества населенных пунктов. Рядом предприятий они используются как источник основного или резервного водоснабжения. Подавляющее же большинство населенных пунктов, а также многочисленные промышленные предприятия и сельскохозяйственные фермы для удовлетворения потребности в питьевой и технической воде используют подземные воды.

Условия водоснабжения за счет подземных вод в прибрежной полосе в целом неблагоприятны, что определяется малой мощностью зоны пресных вод, частой перемежаемостью водовмещающих и водоупорных пород, низкой водообильностью отложений. Все это позволяет создавать централизованные водозаборы суммарной производительностью до 10 000 м³/сут (редко более) только на отдельных участках. На преобладающей части территории подземные воды добываются с помощью одиночных скважин.

Интенсивное использование подземных вод началось в 1955—1960 гг. Только по Одесской области с этого времени ежегодно вводилось в эксплуатацию порядка 200 водозаборных скважин, в том числе в каждом из прибрежных районов — от 10 до 20 (рис. 41). В результате к 1975—1980 гг. средняя плотность скважин на сарматские водоносные горизонты варьировала по отдельным районам от 8,6 до 44 на 100 км². Наибольшая плотность отмечается в Овидиопольском, Коминтерновском районах, г. Одесса и его окрестностей (рис. 42). Следствием добычи подземных вод явилось образование обширных воронок депрессии со снижением на 10—30 м в районах централизованных водозаборов. Поскольку в их пределах водоносные горизонты достаточно хорошо защищены от поверхностных вод и вод других водоносных горизонтов, качество добываемой воды ожидается стабильным во времени. Вместе с тем высокая плотность одиночных водозаборных скважин в районе между Сухим и Днепровско-Бугским лиманами, а также в целом низкие значения водопроводимости обусловили развитие на этой территории регионального понижения пьезометрических уровней верхнесарматского водоносного горизонта на 5—10 м. В результате нулевая изопьеза на межлиманных пространствах отодвинулась к северу от береговой линии моря на значительное расстояние. Ее современное положение показано на рис. 42. При этом воронка депрессии продолжает углубляться (рис. 43), и, следовательно, увеличивается ее площадь.

Как упоминалось выше, эрозионные врезы Днепровского, Хаджибейского, Тилигульского и других лиманов вскрывают ряд подгоризонтов водоносного горизонта в отложениях верхнесарматского подъяруса. Но не все из приведенных подгоризонтов являются объектами эксплуатации для целей водоснабжения. Последние залегают в основном глубже врезов лиманов. Однако наличие более или менее тесной гидрав-

лической связи между ними на отдельных участках создает предпосылки для интенсификации перетоков в процессе эксплуатации, а снижение пьезометрических уровней способствует превращению лиманов из области разгрузки в область питания ряда подгоризонтов. Возникающая в связи с этим угроза засоления подземных вод за счет подпитывания их водами лиманов представляется вполне реальной для побережья Тилигульского лимана.

Отсутствие специальной режимной гидрогеологической сети на участках повышенной плотности эксплуатационных скважин вдоль побережья лиманов не позволяет в настоящее время ответить на вопрос о том, изменяется ли химический состав подземных вод. А если и изменяется, то насколько интенсивно в связи со снижением пьезометрических уровней. Анализ материалов по режимной скважине близ с. Кордон на берегу Тилигульского лимана показывает, что по мере снижения пьезометрического уровня одного из подгоризонтов верхнего сармата наблюдается тенденция к повышению содержания в воде хлоридов натрия (рис. 43). Этот факт позволяет высказать предположение, что на других участках побережья, где снижение уровня началось раньше, процесс засоления подземных вод водами лиманов и поровыми растворами иловой толщи выражен более четко.

Как показали А. Е. Бабинец и другие [7], в связи с предполагаемым использованием чаш лиманов в качестве водохранилищ при переброске части стока р. Дунай в р. Днепр гидрогеологическая обстановка вдоль побережья лиманов осложнится. В связи с этим представляется крайне важным создание специализированной режимной гидрогеологической сети, материалы наблюдений по которой позволили бы уже сейчас решать проблему рационального использования подземных вод, а в дальнейшем, с учетом комплекса Дунай — Днепр, — и восполнения ресурсов подземных вод.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ЛИМАНОВ И ПРИЛЕГАЮЩЕЙ ТЕРРИТОРИИ

Среди специальных исследований и обобщений по комплексному изучению Причерноморья существенное место занимают вопросы инженерно-геологического направления. Это объясняется потребностью практического внедрения полученных материалов при реализации планов пароднохозяйственного освоения лиманов и прилегающих к ним территорий. Совершенно очевидно, что при рассмотрении лиманов переходной зоны между континентальным и морским осадконакоплением необходима характеристика прилегающих территорий, без чего невозможно правильное понимание инженерно-геологических особенностей изучаемых объектов и протекающих в них процессов. Именно поэтому в настоящем разделе все вопросы инженерно-геологического направления рассматриваются сопряженно в естественном ряду суша — лиман — прибрежная часть шельфа.

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

ФОРМИРОВАНИЕ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА

Формирование состава донных отложений происходит под влиянием обширного комплекса факторов, которые определяют общую структуру толщи, объем терригенного и биогенного материала, поступавшего в лиманы и участвовавшего в осадконакоплении, его дифференциацию в водоемах. На протяжении всего периода формирования отло-

жений степень влияния отдельных факторов или их групп менялась в пространстве и во времени, и это нашло отражение в особенностях гранулометрического состава.

Общая мощность донных отложений, как ранее отмечалось (см. гл. 4), в устьевых частях лиманов достигает 40 м и более. Возрастной диапазон, к которому относятся эти отложения, охватывает верхний плейстоцен и голоцен.

В большинстве лиманов строение толщи донных отложений двучленное, что отражает два крупных этапа в их формировании — аллювиальный и лиманный. Нижняя часть толщи представлена аллювием антского горизонта (песчано-гравийно-галечные, гравийно-галечные и песчаные отложения), верхняя — лиманными и лиманно-морскими (главным образом илистыми) осадками.

Песчано-гравийно-галечные разности аллювия распространены, за небольшим исключением, во всех лиманах. Время их образования совпадает с периодом предновозвксинской регрессии, во время которой были практически очищены врезы речных долин и крупных балок от ранее аккумулярованных образований, а глинистый материал вынесен в морской бассейн. Только в единичных случаях (Тилигульский и Днепровско-Бугский лиманы) в бортах лиманов сохранились песчано-гравийные отложения, относящиеся к карангату и, возможно, к древнему эвксину [48]. Глины, суглинки и супеси распространены локально, как прослой и линзы в толще песков.

Гравийно-галечниковые отложения в виде прослоев мощностью до 3—5 м

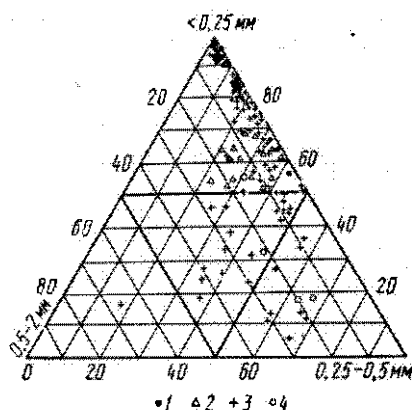


Рис. 44. Диаграмма granulометрического состава песков аптского возраста.

Лиманы: 1 — Днестровский; 2 — Березанский; 3 — Шнепровско-Бугский; 4 — Тилигульский

выявлены в Днестровском, Березанском и других лиманах. При этом нередко более 70 % породы представлено грубым материалом, на долю частиц песчаной размерности приходится около 10 %. Состав гравийно-галечниковых отложений преимущественно карбонатный и кремниевый.

Пески кварцевые, светлоокрашенные, содержат незначительное количество (3—5 %, редко более) крупно- и грубозернистых частиц, рассеянных обычно в нижней части слоя. Содержание среднезернистых частиц достигает 20 %, пылеватых и глинистых — до 10 % породы. Как следует из диаграммы (рис. 44), пески относятся к мелко- и тонкозернистым. На ограниченных по площади участках, примыкающих в основном к пересыпам лиманов, в низах аллювиальной толщи, распространены также среднезернистые, реже крупнозернистые пески. Коэффициент неоднородности песков варьирует в широких пределах — от 1,8 до 16,7. Этот показатель весьма изменчив как по разрезу толщи, так и в плане.

Верхняя часть толщи донных отложений образовалась в лиманных и лиманно-морских условиях при достаточно низких скоростях течения водотоков или в непероточных, или слабопроточных водоемах, о чем свидетельствует в целом существенно глинистый состав осадков. Основными источниками материала для формирования глинистой толщи послужили твердый сток постоянных и временных водотоков, а также продукты абразии прибрежных отелей и береговых обрывов.

Водосборные по отношению к лиманам площади, в пределах которых формируются твердый сток, варьируют в широких пределах. Лиманы в низовьях таких рек, как Юж. Буг, Днестр, Днепр, аккумулируют твердый сток с обширных территорий, в пределах которых эродируются породы весьма разнообразного возраста и состава. Твердый сток, попадающий в остальные лиманы, формируется за счет эрозии лессовидных пород и почвенного покрова преимущественно в пределах Причерноморской низменности. При этом одна группа лиманов (Сухой, Алибей, Бурнас, Будаковский, Бол. и Мал. Аджалыкские) получает твердый сток с незначительных по размеру площадей узкой прибрежной полосы. Водосборные площади второй группы лиманов (Сасык, Хаджибейский, Куяльницкий, Тилигульский, Березанский) протяженностью до 100 км и более.

В связи с различными размерами водосборных площадей последних двух групп лиманов представляется целесообразным оценить, насколько однороден механический состав эродируемых пород и почвенного покрова региона. Почвенный покров представляет преимущественно черноземами обыкновенными, а также каштановыми почвами. На фоне общего тяжелосуглинистого состава отмечаются и иные почвы: на участках Будаковский лиман — оз. Бурнас распространены суглинистые, а в верховьях Березанского, Куяльницкого, Хаджибейского, в средней части Тилигульского — глинистые почвы. При этом степень эродированности почв в бассейнах рек между лиманами Сасык и Сухой, в низовьях между Березанским и Тилигульским лиманами составляет 11—30, местами до 50 %; в приморской части территории между Сухим и Тилигульским лиманами степень эродированности равна 31—50 %; а в верховьях Куяльницкого, Хаджибейского и Тилигульского — 51—70, местами более 70 %. Следовательно, по степени эродированности почв и их составу область мобилизации терригенного материала подразделяется на два района: между лиманами Сасык и Сухой относительно более грубый состав продуктов твердого стока; к востоку от Сухого — более глинистый состав этих продуктов.

Другой источник формирования твердого стока — лессовидные породы плейстоцена, повсеместно развитые в пределах водосборных площадей лиманов, также неоднородны по составу. Ис-

следованиями последних лет [14] выявлены существенные различия в значениях пластичности лессовидных пород верхнего плейстоцена в пределах рассматриваемой территории. В восточной ее части, совпадающей с водосборными площадями лиманов от Хаджибейского до Березанского включительно, развиты высокопластичные, а следовательно, более глинистые разновидности лессовидных пород. В то же время к западу от Днестровского лимана преобладают разновидности менее пластичные и, как следствие, менее глинистые.

Существенным по значению источником формирования глинистых донных отложений лиманов являются продукты абразии. Несмотря на то что абрадируемые породы во всех лиманах представлены преимущественно глинистыми образованиями, различия в их механическом составе все же достаточно ощутимы. В Западном Причерноморье в течение плейстоцена абразии были подвержены песчано-глинистые отложения верхнеплиоценовых террас, а также лессовидные породы. В настоящее время в зоне абразии выше и ниже уреза находятся только лессовидные образования, в составе которых содержание глинистых частиц не превышает, как правило, 25—30 %. К востоку от Днестровского лимана существенная роль в поставке материала для формирования толщ донных отложений принадлежала ранее и принадлежит сейчас породам неогена, среди которых господствуют глины мзотиса и верхнего сармата (с содержанием глинистых частиц более 30 %). В лиманах Приазовья и Перекопской группы формирование терригенной составляющей происходит (ввиду ничтожности объемов поверхностного стока) за счет абразии лессовых пород и подстилающих их верхнеплиоценовых песчано-глинистых образований. Более грубый материал абрадируется лиманами Равнинного Крыма. Таким образом, содержание глинистого материала в коренных породах не одинаковое в разных районах Причерноморья, что находит выражение в различиях физических и механических свойств донных отложений лиманов.

Поступающий в лиманы материал извне или образующийся на месте под воздействием энергии волнения и течений дифференцируется по гидравлической крупности и, следовательно, по механическому составу. На участках

повышенной гидродинамической активности, к которым относятся прибрежная полоса мелководья, подводные склоны кос, а также верховья лиманов, где нередко в период паводков устанавливается русловой режим, аккумуляруются относительно грубые по механическому составу осадки. Тонкий глинистый материал выносится отсюда и осаждается на подводном склоне вне зон активного взаимодействия волн и течений с донными образованиями. При этом тонкодисперсные частицы выпадают в осадок в наиболее глубоких частях лиманов.

В результате гидродинамической дифференциации на подводном склоне формируется ряд зон с несколько различным гранулометричным составом глинистых отложений, которые последовательно сменяют одна другую от уреза к глубоководной части. Анализ современного распределения осадков в лиманах с глубиной позволяет определить эти зоны следующим образом: до глубины 2,5—3,5 м распространены нески (постоянно находящиеся в зоне волнового воздействия); от 3,5 до 4,5—5 м — супесчаные илы; от 4,5—5 до 6 м (реже 7 м) — суглинистые и глубже 7 м — глинистые илы. При этом заметим, что установленные границы зон изменяются в зависимости от площади лимана, распределения в нем глубин, защищенности от сильных ветров и т. д. В некоторых небольших лиманах, защищенных от ветров высокими берегами, илстые осадки начинаются с глубины 3 м, а в верховьях — и того меньше. На глубинах около 2 м распространены илы и в верховьях крупных лиманов, при условии поступления с речным стоком большого объема взвешенного материала.

Содержание основных фракций в илах различных зон крайне непостоянно. В глинистых илах пелитовая фракция резко преобладает над остальными (от 75 до 98 %). При этом отмечается и очень высокое содержание тонкодисперсной подфракции (до 30—35 %). В суглинистых илах содержание пелитовой фракции также велико (всегда больше 50 %), но значительно уменьшается содержание тонкодисперсной (до 10 %) и увеличивается алевритовой (до 30—40 %). Супесчаные илы отличаются от рассмотренных выше преобладанием алевритовой фракции, постоянным присутствием и высоким содержанием песчаной, в

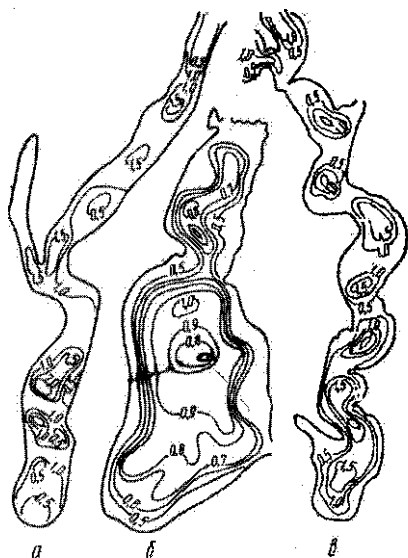


Рис. 45. Изменение естественной влажности верхнего (0—100 см) слоя донных отложений лиманов:

а — Хаджибейский; б — Сасык; в — Тилигульский

(в основном в виде раковинного детрита).

Рассмотренная зональность в распределении гранулометрического состава материала является общей для всех лиманов. Распределение материала по глубине, будучи производной от волновой дифференциации, отражает и закономерное изменение ряда показателей (рис. 45, 46) физических свойств (числа пластичности, объемной массы), что параллельно с изменением состава может служить одним из критериев при палеогидрологическом анализе донных отложений. Максимальные значения объемной массы и числа пластичности повторяют центральные, наиболее глубокие части лиманов, тем самым подчеркивают их коррелятность с составом отложений. Изменение глубины лимана повлечет за собой изменение состава и свойств осадков: при увеличении глубины — формирование глинистых осадков, при уменьшении — песчаных.

Содержание песчаной, алевритовой и пелитовой фракций варьирует не только по площади, но и по разрезу, отражая изменения динамических условий во время осадконакопления. Как видно из рис. 47, содержание тонкопелитовой подфракции в донных отложениях лиманов крайне резко колеблется, изменяясь от 5—10 до 40, а в ряде случаев и до 60 %. На наиболее полно опробованных разрезах выделяется 3—4 пика максимального содержания подфрак-

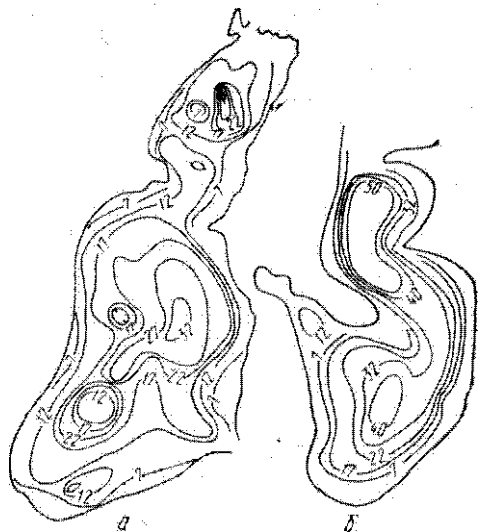


Рис. 46. Распределение числа пластичности в верхнем (0—100 см) слое донных отложений лиманов Сасык (а) и Тилигульского (б)

ции (рис. 47). Их положение относительно поверхности дна различно, как и амплитуда между максимальным содержанием глинистых частиц и расстоянием между экстремумами.

Наличие 3—4 максимумов свидетельствует о многократном повышении уровня воды в них за период формирования глинистой толщи. Причинами, предопределяющими наличие сходных этапов в разобщенных между собой лиманах, являются неоднократные изменения уровня моря в течение последних 8,2 тыс. лет (именно таков возраст растительных остатков, отобранных нами из основания глинистой толщи на пересыпи Бол. Аджалыкского лимана). Убедительным доказательством существования регрессивных фаз на фоне общей трансгрессии моря представляется не только относительное поглубение глинистых отложений в отдельные отрезки времени, но и образование в некоторых интервалах толщи прослоев песка, перекрытых в ходе последующей трансгрессивной фазы новым слоем глинистых образований.

В качестве постоянной составляющей рассматриваемой толщи донных отложений во всех лиманах присутствует раковинно-детритовый материал. В зоне прибрежного мелководья, а также в составе пляжевых отложений его содержание бывает весьма значительным. По оценке В. М. Воскобойникова [33], ряд кос Тилигульского лимана в среднем на 50 % состоит из раковинно-

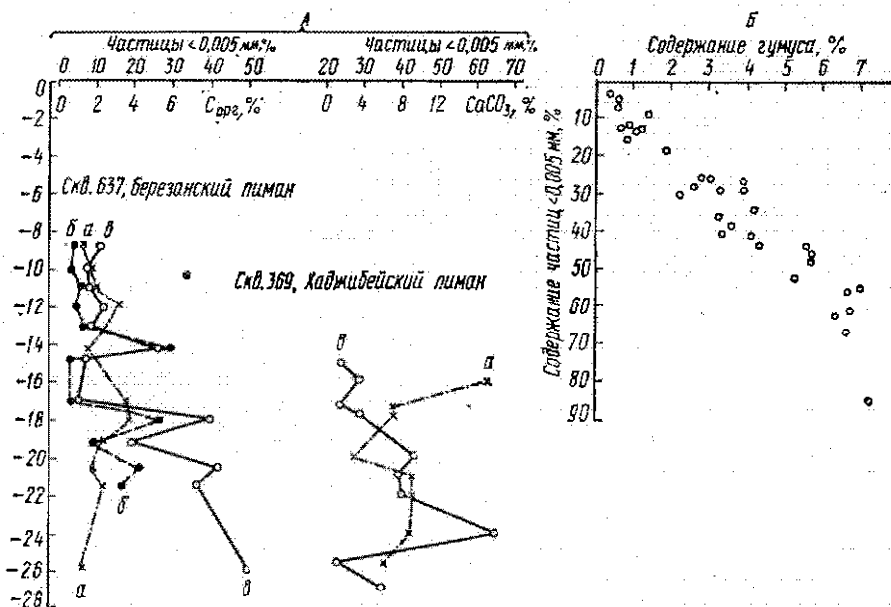
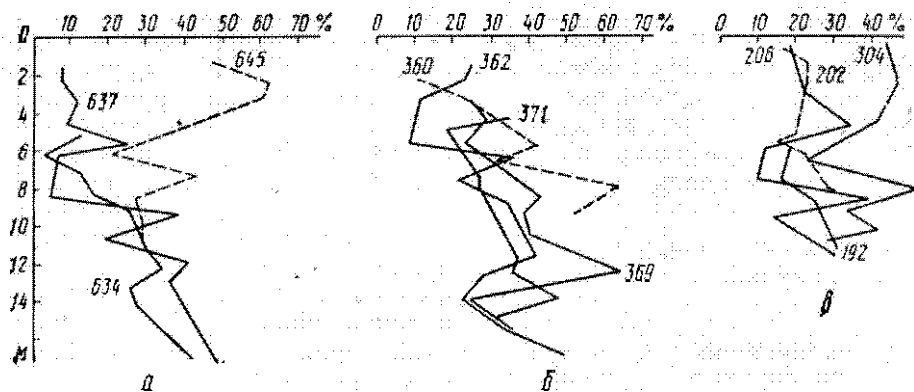


Рис. 47. Содержание частиц размером $< 0,005$ мм в донных отложениях лиманов (%): а — Березанский; б — Хаджибейский; в — Алибейский, Курудиол, Днепровско-Бугский (скв. 304). Цифры на графиках — номера сваякин

Рис. 48. Распределение CaCO_3 (а), $\text{C}_{\text{орг}}$ (б), частиц размером $< 0,005$ мм (в) в толще глинистых отложений некоторых лиманов (А); зависимость между содержанием глинистых частиц и содержанием гумуса (Б)

детритового материала. В отдельных интервалах его количество достигает 70%. В глинистых образованиях содержание CaCO_3 по разрезу распределено крайне неравномерно (рис. 48, а), что, вероятно, обусловлено чередованием благоприятных и неблагоприятных (в первую очередь, гидрохимических) условий жизнеобитания моллюсков.

Специфический механический состав глинистой толщи, в частности тонко-

дисперсность ее глинистой фракции, является причиной содержания в ней значительного количества (до 6—8 % и более) гумуса. Последний распределен по разрезу неравномерно, как и раковинно-детритовый материал (рис. 48, б). В большинстве лиманов отмечается достаточно тесная связь между содержанием глинистых частиц гумуса: с увеличением содержания первых примерно на 10 % количество гумуса возрастает на 1 %.

Итак, региональный тренд содержания глинистых частиц в осадкообразующих продуктах эрозии и абразии, последующая дифференциация этих продуктов в водоемах по гидравлической крупности на фоне колебаний уровня воды в лиманах и морском бассейне в течение верхнего плейстоцена и голоцена,

различия в биологической продуктивности лиманов — все это обусловило значительную пространственную изменчивость гранулометрического состава донных отложений, что предопределило соответствующую изменчивость их физико-механических свойств.

МИКРОСТРОЕНИЕ ИЛИСТЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛИМАНОВ

Собственно лиманные отложения представлены преимущественно илами, от супесчаных до глинистых. Пески, распространенные у берегов, занимают несравнимо меньшие площади, чем илы, значительно уступая им также в мощности. Илы являются, таким образом, основным литологическим типом среди отложений лиманов. Между тем микростроение, пористость, структура илов, определяющие их физические свойства, изучены недостаточно. Выполненные исследования по илам лиманов Алибей, Тилигульского и Хаджибейского могут быть интерполированы на другие лиманы.

Микростроение изучалось на растровом электронном микроскопе «Квикскап» в электронно-микроскопической лаборатории геологического факультета Московского университета. Образцы подготавливались к съемке по методике и под руководством В. И. Осипова и В. Н. Соколова [96]. Затем микроснимки лиманных отложений обрабатывались на анализаторе структур фирмы «Leitz» (ФРГ). Принцип работы анализатора структур заключается в сравнении каждой точки структуры с серией стандартных эталонов. Микроснимок вводится в анализатор с помощью телевизионной камеры. Дискретизированный сигнал в двоичной форме пропускают через группу логических модулей, в которой по схеме совпадения производится операция сравнения. Число совпадений (импульсов) выводится на ЭВМ, где по специальным программам производится расчет серии структурных показателей: распределения пор и агрегатов частиц по размерам, характеристик анизотропии, относительной пористости, числа связности и некоторых других.

Донные отложения лиманов, микростроение которых изучалось по описанной методике, представляют собой голоценовые илы с содержанием глинистой фракции от 25 до 50 %. В минеральном

составе глинистой фракции * всех изученных образцов резко преобладают гидрослюды (35—75 %) и смешанослойные минералы монтмориллонит-гидрослюдистого состава; каолинит и хлорит составляют 5—10 %, а монтмориллонит — менее 5 % или практически отсутствует. Минеральный состав глинистой фракции всех изученных лиманов можно считать практически однородным. Анализируемые образцы обладали в естественном состоянии следующими свойствами. В лимане Алибей влажность илов варьирует в сравнительно небольших пределах (95—50 %); в Хаджибейском и Тилигульском лиманах — в более широком диапазоне (195—90 и 195—80 % соответственно). Число пластичности илов Тилигульского и Хаджибейского лиманов достигает 0,40—0,50, в то время как в лимане Алибей оно не превышает 0,25—0,30. Сложение илов последнего сравнительно более плотное и однородное: $\gamma_0 = 1,40—1,70$ г/см³, пористость $n = 74—58$ %; тогда как в Хаджибейском и Тилигульском лиманах γ_0 изменяется от 1,25 до 1,55 г/см³, пористость от 80 до 65 %.

Глины, подстилающие илы в Тилигульском и Хаджибейском лиманах (глубины 8,2 и 15,0 м соответственно), имеют плотное сложение ($\gamma_0 = 1,70$ г/см³, $n = 50$ %), малую влажность ($W_c = 25—30$ %), полутвердую и твердую консистенцию. Существенно, что объяснить различия в физических свойствах только изменениями в минеральном и гранулометрическом составе не удастся.

Причины столь резких различий свойств глинистых отложений заключаются в гипергенных процессах, которые воздействовали на них в одну из регрессивных фаз развития Черноморского бассейна. Отличия влажности, пластичности и плотности сложения илов лимана Алибей от двух других изученных лиманов наиболее тесно коррелируют с минерализацией их поровых вод [34].

Качественная оценка микростроения голоценовых лиманных отложений показала, что для них характерен главным образом ячеистый тип микрострук-

* Минералогический анализ глинистой фракции выполнен в лаборатории геологического факультета МГУ под руководством кандидата геол.-минерал. наук В. Г. Шлыкова.

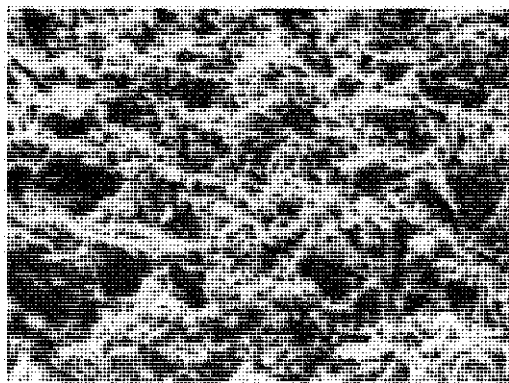
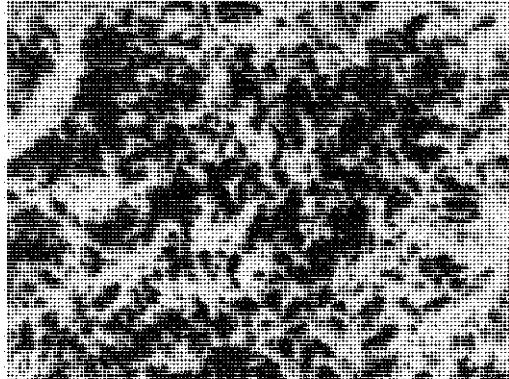
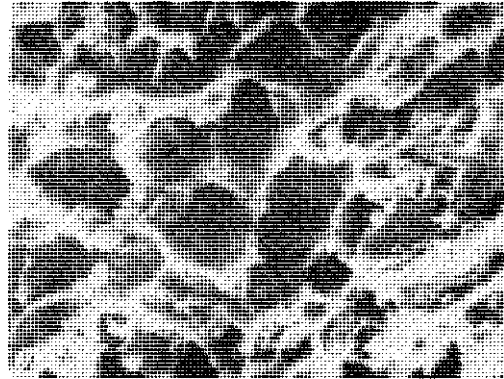


Рис. 49. Типы микроструктур донных отложений:

а — ячеистая (св. 489, гл. 1,0 м, ув. $\times 2500$); б — ячеистая (св. 369, гл. 8,6 м, ув. $\times 1000$); в — матричная (св. 369, гл. 15,0 м, ув. $\times 5000$); г — матричная (св. 60а, гл. 8,2 м, ув. $\times 300$); а, б, в — сечение перпендикулярное; г — сечение параллельное

туры (рис. 49), которая отличается образованием изометрических открытых ячеек размером от 2 до 12 мкм. Стенки ячеек сложены микроагрегатами, взаимодействующими по типу базис — базис — базис-скол с образованием дальних и ближних коагуляционных контактов [120].

Лиманные отложения, претерпевшие существенную перестройку в одну из голоценовых регрессивных фаз Черного моря, обладают матричной микроструктурой (рис. 49, в, г). Матричная микроструктура представляет собой [120] сплошную неориентированную глинистую массу, в которой содержатся беспорядочно расположенные включения пылеватых и песчаных зерен. В слабоуплотненном глинистом веществе размер пор изменяется от 1—2 до 5—8 мкм. Поры уплотненных глин более однородны по размеру и не превышают 2—3 мкм.

Микропористость изучалась количественно на ориентированных образцах в плоскостях, параллельной (\parallel) и перпендикулярной (\perp) напластованию, при

трех увеличениях ($\times 300$, $\times 500$ и $\times 1000$). Для указанных увеличений и сечений построены дифференциальные и интегральные кривые распределения размеров микропор, а также рассчитана микропористость как отношение площади изученной части снимка. Важной структурной характеристикой порового пространства является так называемое число связности [83]. Оно характеризует степень открытости микропор и численно равно количеству пор минус количество содержащихся в них включений, минеральных мостиков. Интегральные кривые распределения размеров пор и агрегатов показаны на рис. 50; числа связности, а также значения микропористости, коэффициента и показателя анизотричности лиманных отложений — в табл. 8.

В результате совместного анализа этих материалов и физических свойств донных отложений удалось установить закономерную связь между микропористостью и общей пористостью, определенной стандартными методами. Микропористость в различных сечениях и при разных увеличениях по колонкам изученных отложений, как правило, заметно уменьшается с глубиной. Сравнение микропористости (n_m) и общей пористости (n) показывает, что значение n в

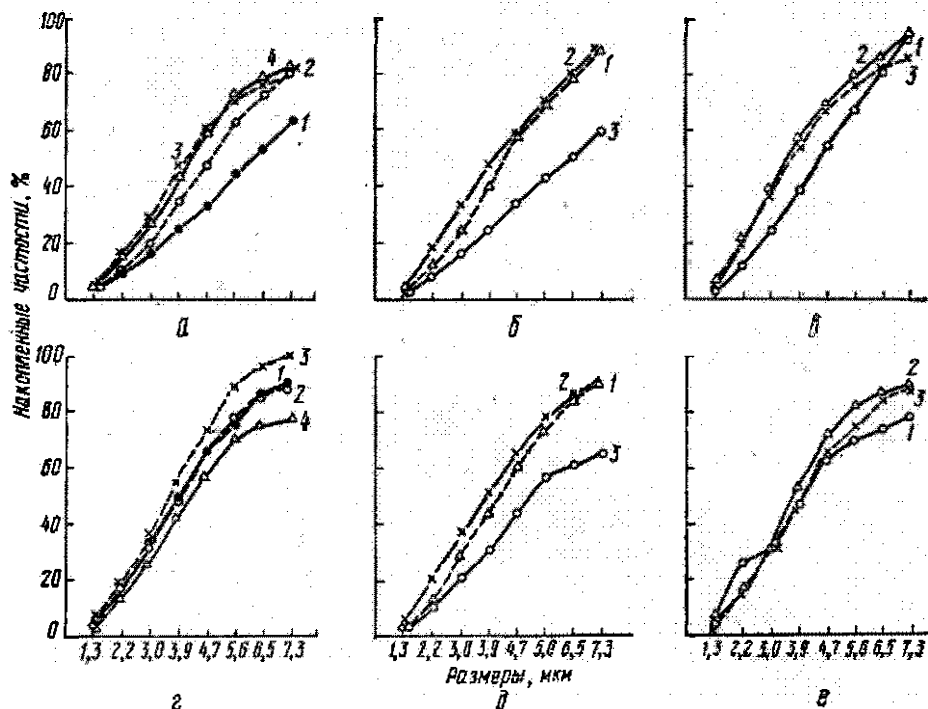


Рис. 50. Интегральные кривые распределения микропор (а, б, д) и микроагрегатов (з, з, е) по размерам.

а, а — Алибей, скв. 189, глубина, м: 1 — 1; 2 — 1,5; 3 — 4; 4 — 8; б, б — Хаджибейский лиман, скв. 369, глубина, м: 1 — 6,3; 2 — 10,4; 3 — 15; а, е — Тилигульский лиман, скв. 60а, глубина, м: 1 — 2,0; 2 — 4,5; 3 — 8,2

верхних частях колонок всегда больше n_m в среднем на 8—30 %, и с глубиной эта разность в илах почти не меняется. Так, разность между значениями n и n_m для отложений Хаджибейского и Тилигульского лиманов (исключая образцы с матричной микроструктурой) со-

ставляет 15—30 %, а в илах лимана Алибей колеблется от 8 до 15 %. Отмеченное различие между n и n_m обусловлено тем, что на микроснимках по разным причинам не находят отражение макро-, мезо- и ультрамикропоры [120]. С другой стороны, это свидетельствует о резком преобладании микропористости (10—0,1 мкм) в лиманных илах. Для голоценовых глинистых отложений, подстилающих илы в Хаджибейском и Тилигульском лиманах, общая пористость близка к пористости, измеренной на микроснимках, что свидетельствует о

Таблица 8. Свойства и микроструктурные показатели лиманных илов

Связ- жанна	Глубина отбора проб, м	W_e	W_T	M_v		K_a		K_p		n_m	
				Сечение							
				I	II	I	II	I	II	I	II
60a	2,0	1,27	0,9	2,76	3,63	0,08	0,09	0,55	0,66	0,57	0,58
	4,5	1,25	1,2	2,68	2,60	0,01	0,03	0,08	0,18	0,50	0,56
	8,2	0,30	0,4	2,52	2,60	0,40	0,06	0,29	0,41	0,46	0,49
369	6,3	1,32	0,8	2,11	4,38	0,05	0,06	0,44	0,42	0,50	0,57
	10,4	0,86	0,9	3,09	4,38	0,07	0,04	0,56	0,28	0,48	0,53
	15,0	0,29	0,7	2,52	2,02	0,03	0,08	0,26	0,62	0,52	0,45
189	1,0	0,90	0,5	3,18	2,76	0,05	0,07	0,46	0,49	0,57	0,52
	1,5	0,62	0,4	3,36	—	0,09	—	0,61	—	0,54	—
	4,0	0,58	0,5	2,44	2,52	0,07	0,06	0,46	0,44	0,51	0,51
	6,0	0,70	0,5	2,34	—	0,03	—	0,18	—	0,50	—

Примечание. Свойства: W_e — естественная влажность; W_T — влажность на пределе текучести; M_v — мода распределения числа связности; K_a — коэффициент анизотричности; K_p — показатель анизотричности; n_m — микропористость.

практическим отсутствием в них макро- и мезопористости.

Особенностью дифференциального и интегрального (рис. 50) распределений микропор в лиманных илах является уменьшение размеров пор по глубине: мода распределения смещается влево на 1,5—2 мкм, что особенно заметно в \perp сечениях. Распределение наиболее мелких микропор (0,6—2,7 мкм) оказывается, как правило, более сглаженным, иногда приближаясь к равномерному.

Число связности с глубиной претерпевает следующие изменения. В илах Тилигульского лимана и Алибей распределение числа связности (Mv) смещается с увеличением глубины отбора проб (от 1 до 4,5—6 м) в сторону все более мелких пор (табл. 8). Это можно интерпретировать как «открытие» мелких пор, связанное с переориентацией глинистых частиц и, возможно, формированием вертикальных дренажных каналов. В толще илов Хаджибейского лимана на глубине 6,3 м распределение числа связности также указывает на наибольшую «открытость» микропор малого размера (табл. 8); на глубине 10,4 м происходит относительное «закрытие» мелких микропор. Для других сечений и увеличений отмеченные тенденции прослеживаются не столь явно. Распределение числа связности наиболее мелких микропор (0,6—3,7 мкм) близкое к равномерному, для них заметно некоторое общее «закрытие» во всем указанном диапазоне размеров (лиманы Алибей и Хаджибейский, $\times 1000$, сечение \perp). Приведенные материалы свидетельствуют о том, что наибольшей перестройке (по числу связности) при уплотнении илов подвержены микропоры размером от 1 до 4 мкм.

Степень ориентации структурных элементов лиманных илов (пор и агрегатов) изучалась на микроснимках по шести направлениям. Количественными показателями ориентации служат коэффициент анизотричности (K_a) и показатель анизотричности (K_e) [71]. Для лиманных илов были установлены следующие особенности в ориентации структурных элементов.

В сечении, перпендикулярном напластованию, изотропность с глубиной по колонке увеличивается, что отражено в уменьшении коэффициента анизотричности и показателя анизотричности (табл. 8). Исключение составляют отложения Хаджибейского лимана, где

K_a и K_e на глубинах 6,3 и 10,4 м соответственно равны 0,05 и 0,44; 0,07 и 0,56.

В сечении, направленном параллельно напластованию, в целом тенденции изменения изометричности с глубиной не меняются, однако значения K_a и K_e несколько выше, нежели в перпендикулярном сечении. Для образцов донных отложений с матричной микроструктурой Тилигульского (гд. 8, 2 м) и Хаджибейского (гд. 15 м) лиманов характерно значительное увеличение K_a и K_e в параллельном сечении по сравнению со значениями этих показателей в перпендикулярном сечении.

Анализируя приведенные выше данные по распределению микропор, микроагрегатов, числа связности и степени ориентированности, можно сделать вывод о существенном влиянии процессов агрегации на изменчивость этих показателей. Процессы агрегации лиманных отложений происходят по двум схемам. Первая характерна для илов с ячеистой структурой и заключается в уменьшении средних размеров пор и увеличении средних размеров агрегатов, степень изменчивости которых несколько ниже, чем для микропор. Этот процесс тесно связан с изменением солености поровых вод. Вторая схема характерна для отложений с матричной микроструктурой и заключается в гипергенных изменениях отложений.

Отмеченные выше особенности уменьшения микропористости (n_m), размеров микропор и микроагрегатов, числа связности и увеличение ориентации с глубиной отражают естественный процесс гравитационного уплотнения донных отложений. Отклонения от этой тенденции связаны с влиянием солености поровых вод на строение и свойства илов, а для глинистых осадков, претерпевших субаэральный гипергенез, характерна перестройка их структуры из ячеистого типа в матричный. Формирование матричных микроструктур в лиманных отложениях можно рассматривать как результат влияния регрессивных циклов в голоценовой истории Азово-Черноморского бассейна [34, 71].

ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОТЛОЖЕНИЙ

Инженерно-геологические условия в значительной мере определяются физико-механическими свойствами пород в зоне воздействия различного рода

Таблица 9. Обобщенные значения показателей физических свойств глин неогена

Лиман	W	W _T	W _P	I	I _L	γ ₀	γ _c	γ _y	e	G
Днестровский	0,260 *	0,492	0,251	0,241	0,07	1,98	1,57	2,74	0,754	0,96
	21	21	21	21	21	19	19	19	19	19
Сухой	0,269	0,464	0,243	0,221	0,10	2,0	—	2,74	0,72	0,98
	750	740	740	740	740	630	—	597	630	597
Одесский залив	0,260	0,450	0,250	0,200	0,05	1,99	—	2,73	0,731	0,97
	255	251	261	260	252	231	—	182	210	210
Хаджибейский	0,246	0,500	0,250	0,250	—0,30	1,99	1,63	2,73	0,695	0,80
	27	27	27	27	27	27	27	27	27	27
Мал. Аджалыкский	0,258	0,475	0,245	0,230	0,07	2,0	1,59	2,78	0,726	0,96
	106	106	107	107	107	98	98	9	98	98
Тилигульский	0,246	0,500	0,250	0,250	0,13	1,99	1,63	2,73	0,699	0,80
	42	81	81	81	60	67	65	26	37	64
Березанский	0,226	0,480	0,230	0,250	0,02	2,01	1,64	2,74	0,670	0,93
	59	59	59	59	59	59	59	59	59	59

* Здесь и далее в числителе даны средние значения, в знаменателе — количество определений.

Примечание. Свойства: W — естественная влажность грунта; W_T — влажность на пределе текучести; W_P — влажность на пределе раскатывания; I — число пластичности; I_L — показатель консистенции; масса: γ_y — удельная, γ₀ — объемная, γ_c — скелета; e — коэффициент пористости; G — коэффициент водонасыщения (степень влажности).

сооружений. Как следует из анализа приведенных выше материалов, отложения лиманов и их берегов характеризуются разнообразием состава, принадлежностью к широкому временному диапазону (от верхнесарматского подъяруса миоцена до голоцена включительно), различиями в генезисе отдельных составляющих рассматриваемой толщи. При этом в зоне воздействия сооружений нередко находятся грунты, в процессе формирования свойств которых континентальные этапы развития неоднократно сменялись морскими и наоборот. В связи с этим значения показателей их свойств варьируют в широких пределах.

Комплекс собственно донных отложений лиманов, которые сформировались главным образом в верхнем плейстоцене — голоцене, покоится на более древних образованиях различного возраста. Залегая на незначительных глубинах и отличаясь относительно высокими прочностными показателями, они нередко оказывают решающее влияние на оценку инженерно-геологических условий и служат основаниями различного рода сооружений. Ниже приводится характеристика физико-механических свойств наиболее распространенных типов грунтов. В восточной части рассматриваемого района наиболее распространены глины неогена, в западной — лесовидные породы плейстоцена.

Глины неогена подстилают донные отложения на участке от Днестровского до Днепровско-Бугского лиманов и представлены в возрастном отношении образованиями верхнесарматского подъяруса и эоцического яруса неогена, а на отдельных участках побережья, кроме того, и понтического яруса плиоцена. Их совместное рассмотрение под общим названием «глины неогена» обусловлено сходными значениями показателей физико-механических свойств.

Анализ значений показателей свойств (табл. 9) свидетельствует о том, что как в пределах отдельных лиманов, так и в целом по площади распространения глины характеризуются достаточно высокой степенью однородности: коэффициенты вариации по большинству показателей не превышают 0,20—0,25, а в ряде случаев — 0,10. В то же время средние значения показателей по отдельным участкам незначительно отличаются от соответствующих «фоновых» значений; изменчивость средних значений в плане носит незакономерный характер.

Данные о физических свойствах глин неогена позволяют сделать вывод об относительно однообразных условиях, в которых происходило их формирование, о генетической их однородности в пределах рассмотренной площади. Вывод этот противоречит утверждениям ряда исследователей о генетической не-

Таблица 10. Физические свойства суглинков и сунесей неогена

Лиман	Грунт	W	W _T	W _p	I	I _L	γ ₀	γ _c	γ _y	ε	G	Количество определений
Днестровский	Суглинок	0,30	0,32	0,22	0,10	0,83	1,90	1,45	2,71	0,888	0,90	16 (18) *
		0,21	0,24	0,18	0,06	0,47	2,00	1,64	2,66	0,644	0,83	7 (10)
Мал. Аджалыкский	Суглинок	0,23	0,33	0,21	0,12	0,20	2,02	1,64	—	0,661	0,95	61 (74)
		0,25	0,26	0,21	0,05	0,50	2,00	1,61	—	0,667	0,95	8
Тиглигульский	Сунесь	—	0,28	0,21	0,07	0,30	1,98	1,67	2,67	0,600	0,80	15 (89)

* В скобках приведено количество определений по отдельным свойствам.

Таблица 11. Сравнительная характеристика физических свойств лессовидных отложений

Участок	Грунт	Статистическая характеристика	γ ₀	γ _c	ε	G	W	W _T	I
Побережье близ лимана Сасык	Суглинок	\bar{x}	1,62	1,42	0,89	0,44	0,14	0,29	0,14
		n	93	93	753	93	266	93	203
	Глина	\bar{x}	1,85	1,55	0,75	0,64	0,18	0,38	0,19
		n	34	34	34	34	34	34	34
Жебриянская бухта	Суглинок	\bar{x}	2,04	1,72	0,61	0,96	0,22	0,32	0,14
		n	27	27	27	27	30	31	31
	Глина	\bar{x}	1,98	1,57	0,74	0,95	0,25	0,46	0,22
		n	14	14	14	14	19	18	18
Лиман Сасык	Суглинок средний	\bar{x}	1,84	1,48	0,818	—	0,24	0,35	0,12
		n	—	—	—	—	—	—	—
	Суглинок тяжелый	\bar{x}	1,90	1,51	0,788	—	0,25	0,41	0,16
		n	—	—	—	—	—	—	—
	Глина	\bar{x}	1,95	1,56	0,762	—	0,25	0,41	0,20
		n	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. \bar{x} — Среднее арифметическое значение показателя; n — число вариант.

однородности глин эотического яруса в прибрежной полосе. Если эти утверждения справедливы, то отмеченная однородность показателей физических свойств должна рассматриваться как результат выравнивающего воздействия на глины постседиментационных процессов.

Физические свойства неогеновых глин на побережье вне лиманов, в частности на плато и оползневом склоне, в пределах г. Одесса [83], близки к рассмотренным в табл. 8.

Наряду с относительно высокой пластовой однородностью свойств имеют место некоторые их различия в разрезе толщ. А. В. Шпиков и Ю. П. Лернер [151] отмечают на основании исследований в районе Сухого лимана, что часть слоя эотических глин, залегающая выше уровня моря, характеризуется меньшей объемной массой (1,91 г/см³), большим коэффициентом пористости (0,87), большей влажностью (0,306) и влажностью на пределе текучести (0,564) и т. д. При этом изменение свойств в интервалах, близких к положению современ-

ного уровня моря, происходит плавно. Одной из возможных причин отмеченных различий является более продолжительное пребывание верхней части толщи под воздействием факторов выветривания.

Механические свойства глин неогена: сцепление — 0,025—0,065, чаще 0,030—0,040 МПа; угол внутреннего трения — 14—21°, чаще 17—19°; сопротивление сдвигу при вертикальной нагрузке — 0,1—0,3 МПа, в пределах 0,6—1,5 МПа. Модуль деформации при нагрузках в интервале 0,1—0,4 МПа варьирует в пределах от 7,5 до 28,9 МПа. Породы слабосжимаемы — коэффициент сжимаемости составляет 0,002—0,012. Модуль осадки в диапазоне нагрузок 0,3—0,9 МПа составляет 1,5—14 мм/м. Обращает на себя внимание, что механические свойства эотических глин в районе Сухого лимана зависят, как и физические, от положения той или иной части разреза относительно уровня моря.

Среди глинистых пород неогена встречаются разновидности, которые отгли-

чаются от глины большим содержанием песчаной фракции и меньшим числом пластичности, что позволяет классифицировать их как суглинки и супеси. Ниже приведена характеристика их свойств на примере трех лиманов (табл. 10).

Неогеновые глины часто являются основанием различного рода сооружений. На них возведены портовые сооружения Ильичевска, Одессы, Южного. Исключение в этом отношении составляют только оползневые склоны и прибрежные бенчи. На оползневых склонах глины неогена (особенно верхняя их часть) в связи с деформациями неустойчивы в массиве. На участках бенчей при мелком заложении фундамента из-за абразии дна не исключается угроза подмына оснований и деформации сооружений.

В связи с достаточно высокими значениями прочностных характеристик эти породы трудно разрабатываются при ведении дноуглубительных работ на лиманах и в море.

Лессовидные породы плейстоцена изучены в пределах чаши лимана Сасык, в Жебрийанской бухте, а также менее детально — в пределах Тузловской группы лиманов (Шаганы, Алибей, Бурнас). На территории вне лиманов изученность физико-механических свойств достаточно высокая, сведения об этих свойствах содержатся в многочисленных публикациях.

Лессовидные породы подразделяются на суглинки легкие, средние и тяжелые, а также глины, реже супеси. В связи с ритмичным строением толщи в ее разрезе отмечается чередование упомянутых разновидностей лессовых пород. При этом более легкие из них чаще встречаются в верхней части разреза, более тяжелые — в нижней. Опуская характеристику физико-механических свойств этих пород на территории вне лиманов, рассмотрим основные показатели их свойств в субаквальных условиях.

Физические свойства лессовидных отложений, формирование которых происходило в субаэральных условиях, при изменении обстановки на субаквальную претерпевают существенные изменения (табл. 11). Это вызвано водонасыщением породы и проявляется в уменьшении коэффициента пористости, увеличении влажности, объемной массы скелета, а также влажности на пределе текучести. При этом масштабы изменений отдель-

ных показателей для малоглинистых разновидностей лессовидных пород значительно больше по сравнению с более глинистыми.

Лессовидные породы при естественной влажности в зоне аэрации относятся к слабо- или среднесжимаемым (коэффициент сжимаемости варьирует от 0,009 до 0,014 в интервале нагрузок 0,1—0,3 МПа соответственно для тяжелых и легких суглинков). Они активны к дополнительным осадкам (просадкам) при замачивании под нагрузкой. Относительная просадочность при этом составляет для отдельных горизонтов 0,06—0,1 и более. В субаквальной обстановке они характеризуются более высокой сжимаемостью — коэффициент сжимаемости увеличивается в 1,5—2,5 раза; при этом способность к просадке теряется.

Модуль деформации лессовидных пород определяется не только внешней нагрузкой, но и степенью их влажности, а также пластическими свойствами. В зоне аэрации при нагрузках 0,1—0,3 МПа значения модулей деформации варьируют в пределах 5,0—20,0 МПа. Водонасыщенные лессовидные разновидности имеют существенно иные значения этого показателя. Для легких суглинков он ниже в 2—4,5 раза, для средних — в 1,5—2,5, для тяжелых — в 1,5—2 раза.

Не менее существенны и изменения удельного сцепления. Для анализа динамики этих изменений выбраны результаты определения этого показателя по ряду образцов в диапазоне степени влажности от 0,25 до 1, а числа пластичности от 0,10 до 0,21. Разделив всю выборку по числу пластичности на 3 группы (соответственно со значениями числа пластичности 0,10—0,14; 0,15—0,17 и 0,18—0,21), мы включили в каждую из них данные по образцам, отобраным как из зоны аэрации, так и из субаквальной толщи лессовидных пород. Как следует из графика (рис. 51), при увеличении степени влажности грунтов значения удельного сцепления по всем трем группам уменьшаются. При этом для пород с числом пластичности 18—21 эта зависимость в интервале $G = 0,5—0,95$ имеет липейный характер. В менее глинистых разновидностях отмечается скачкообразное уменьшение удельного сцепления при увеличении степени влажности. Для легких суглинков резкое снижение сцепления пасту-

пает при $G = 0,55-0,60$; для тяжелых — при $G = 0,65-0,70$. При дальнейшем возрастании степени влажности вплоть до полного водонасыщения сцепление остается постоянным — $0,007$ и $0,0012$ МПа соответственно для легких и тяжелых разновидностей. Таким образом, при переходе из субаэральных в субаквальные условия удельное сцепление лессовидных пород уменьшается в среднем в 2—4 раза. Сопротивление сдвигу (при вертикальных нагрузках $0,1-0,3$ МПа) водонасыщенных разновидностей в 1,3—1,7 раза меньше по сравнению с находящимися в зоне аэрации.

Приведенные сведения о физико-механических свойствах лессовидных пород субаэрального типа получены по образцам, взятым преимущественно в верхней части толщ. Некоторые данные (в частности, по Жебрийанской бухте) свидетельствуют о том, что лессовидные породы нижнего плейстоцена, относительно более глинистые и, как правило, более водонасыщенные, могут отличаться от рассмотренных выше более благоприятными характеристиками физико-механических свойств.

Пески верхнего плейстоцена и голоцена. По гранулометрическому составу различают несколько разновидностей рыхлых песков: пылеватый, мелкий, средний и крупный, преобладают мелкие. Они слагают современные пересыпи лиманов, пляжи, широко развиты в прибрежной части лиманов ниже уреза. Мелкие пески преобладают также в нижней (аллювиальной) части разреза, выстилающая ложка лиманов. Наряду с мелкими здесь встречаются также средние и реже крупные пески. Возраст этих песков позднелейстоценовый (антский), и лишь в Днепровско-Бугском лимане есть более древние [48].

Физические свойства пылеватых песков следующие: удельная масса — $2,65$ г/см³, объемная масса — $1,8-1,9$, а объемная масса скелета — $1,45-1,50$ г/см³. При этом плотность при максимально рыхлом и максимально плотном сложении составляет соответственно $1,2$ и $1,6$ г/см³, содержание глинистых частиц в песках не превышает нескольких процентов. Угол естественного откоса в воздушно-сухом состоянии составляет 35° , под водой — 33° ; модуль деформации пылеватых песков порядка 11 МПа. Коэффициент фильтрации, как правило, не более 1 м/сут.

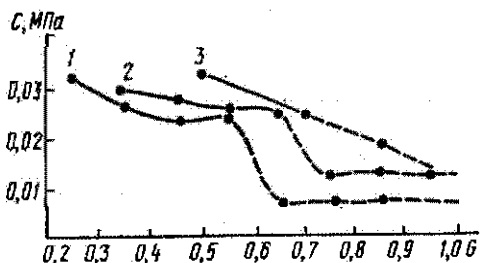


Рис. 51. Зависимость между удельным сцеплением (C) и степенью влажности (G) лессовидных пород.

Показатель консистенции: 1 — 10—14; 2 — 15—17; 3 — 19,2

Физические свойства мелких песков имеют следующие показатели: удельная масса — $2,65$ г/см³, объемная масса — $1,8-1,9$ г/см³, объемная масса скелета при средней плотности сложения — $1,50-1,55$ г/см³, плотность в максимально рыхлом и максимально плотном состоянии соответственно $1,35$ и $1,70$ г/см³. Угол естественного откоса в воздушно-сухом состоянии 36° , под водой — 34° ; модуль деформации $11-18$ МПа. Коэффициент фильтрации обычно составляет $2-5$ м/сут.

Песок средний, как и упомянутые выше разновидности, обладает удельной массой $2,65$ г/см³, объемной массой $1,85-1,95$ г/см³, объемной массой скелета в среднем $1,52-1,56$ г/см³. Плотность в максимально рыхлом и максимально плотном состоянии равна соответственно $1,3$ и $1,7$ г/см³. Угол естественного откоса в воздушно-сухом состоянии — 37° , под водой — 32° . Модуль деформации составляет $20-28$ МПа; коэффициент фильтрации — в среднем $6-10$ м/сут. Угол естественного откоса крупного песка в воздушно-сухом состоянии — 36° , под водой — 33° . Его объемная масса при максимально плотном сложении — $1,8$ г/см³; модуль деформации равен 25 МПа, а коэффициент фильтрации — $20-30$ м/сут.

Глинистые породы верхнего плейстоцена — голоцена. Среди лиманно-морских отложений голоцена в лиманах, как упоминалось выше, наиболее распространены глинистые образования. Среди них выделяются супеси, суглинки, глины, а также илы супесчаные, суглинистые и глинистые. Соотношение этих разновидностей пород в толще донных отложений показано на диаграммах распределения по трем лиманам (рис. 52). Диаграмма по Мал. Аджалыкскому лиману построена на основании

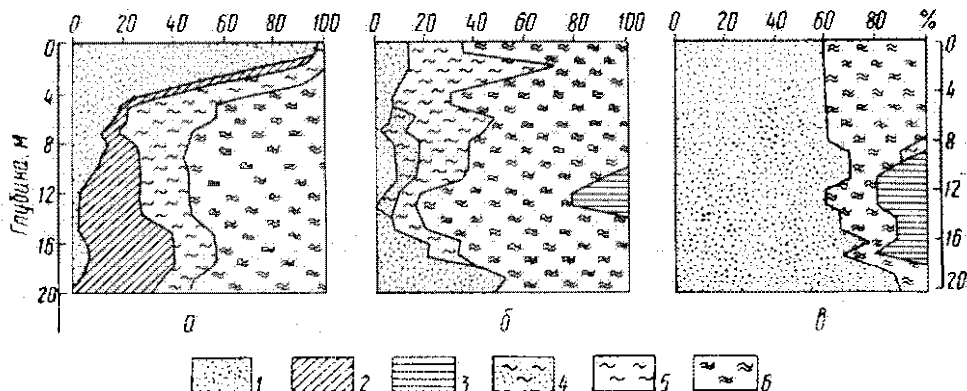


Рис. 52. Диаграммы распределения грунтов в донных отложениях.

Лиманы: а — Мал. Аджалытский; б — Днестровский (Овидиопольский створ); в — Днепро-Бугский (Станиславский створ). Грунты: 1 — песок; 2 — суглинок и супесь; 3 — глина; 4 — супесчаные илы; 5 — суглинистые илы; 6 — глинистые илы

многочисленных скважин, пробуренных преимущественно вблизи пересыпи и вдоль западного берега на мелководье. В связи с этим на глубинах до 2 м в толще донных отложений здесь господствуют пески. Глубже 4 м преобладают глинистые образования (от 50 до 99 % отложений). При этом в большинстве случаев бурением до глубины 20 м вскрываются только илы. На долю супесчаных и суглинистых илов приходится от нескольких до 20 %, на долю глинистых — 50 % и более.

В Овидиопольско-Белгород-Днестровском створе Днестровского лимана частота появления песков в разрезе до глубины 15 м не превышает 10 %, ниже — существенно возрастает. Чапа лимана выполнена в основном глинистыми образованиями (в том числе около 60 % приходится на глинистые илы).

На Очаковском створе Днепро-Бугского лимана глинистые отложения, распространенные в центральной и западной частях чаши, составляют примерно 40 % объема толщи донных отложений в интервале от 0 до 20 м. Здесь, в отличие от рассмотренных выше лиманов, супесчаные и суглинистые илы распространены ограниченно.

Таким образом, глинистые отложения составляют подавляющую часть разреза донных образований лиманов, уступаая пескам только на участках широкого развития террас (Днепро-Бугский лиман). Они широко распространены в интервале от поверхности дна до глубины 20 м и более.

Глинистая толща в целом представляет собой сложное чередование слоев

супесчаных, суглинистых и глинистых илов. Практически во всех лиманах в толще глин встречаются суглинки, реже — супеси. Они менее гидратированы, более плотные, менее текучи. Эти особенности в ряде случаев являются, по-видимому, следствием пребывания этих типично лиманных образований в субазальных условиях в период регрессии моря и снижения уровня воды в лиманах. Возможно, более благоприятные для строительства прочностные и деформационные их характеристики по сравнению с илами связаны с условиями залегания — ниже или в толще песков.

Илы супесчаные, как следует из табл. 12, характеризуются следующими значениями обобщенных показателей физических свойств: числом пластичности 0,05—0,06, естественной влажностью 0,30—0,34, влажностью на пределе текучести 0,26—0,27. Удельная масса варьирует от лимана к лиману в пределах 2,66—2,71 г/см³, объемная масса — от 1,82 до 1,89 г/см³, объемная масса скелета — от 1,37 до 1,44 г/см³. Во всех лиманах они характеризуются текучей консистенцией (показатель консистенции $I_L = 1,8—2,5$). Модуль деформации супесчаных илов при нагрузке 0,1—0,2 МПа составляет 2,3—4,7 МПа, угол внутреннего трения 7—9°, реже более, удельное сцепление 0,002—0,005 МПа.

Для суглинистых илов свойственно: число пластичности — 0,12—0,14; естественная влажность — 0,39—0,48; влажность на пределе текучести — 0,36—0,39; объемная масса и объемная масса скелета варьируют соответственно в пределах 1,68—1,77 и 1,12—1,27 г/см³. Обобщенные значения коэффициента пористости изменяются от 1,1 до 1,4. По показателю консистенции ($I_L = 1,5—1,9$) осадки относятся к текучим. Модуль

деформации суглинистых илов составляет 1,0—1,6 МПа. Удельное сцепление — 0,004—0,009 МПа, а угол внутреннего трения — 4—7°, чаще — 4—5°. Модуль осадки по единичным определениям достигает 205 мм/м.

Илы глинистые, текучие с показателем консистенции 1,2—1,86; естественной влажностью 0,55—1,06; влажностью на пределе текучести 0,52—0,80 и числом пластичности 0,22—0,39. При плотности 2,63—2,79 г/см³ их объемная масса равна 1,41—1,70, а объемная масса скелета — 0,71—1,11 г/см³. Коэффициент пористости варьирует от 1,3 до 3,0. Механические свойства глинистых илов определяются модулем деформации, как правило, менее 1,0 МПа, удельным сцеплением не более 0,009—0,013 МПа при угле внутреннего трения от 2 до 8°. Модуль осадки относительно плотных разностей глинистых илов достигает 200—260 мм/м, менее плотных — 480 мм/м.

Глины голоцена и верхнего плейстоцена отличаются от глинистых илов более плотным сложением, показателем консистенции менее 1,0, а также, как отмечалось выше, иной микроструктурой. Их естественная влажность равна 0,29—0,58; влажность на пределе пластичности — 0,39—0,66 и число пластичности — 0,18—0,32. Объемная масса составляет по отдельным лиманам 1,62—1,95 г/см³, объемная масса скелета — 1,03—1,56 г/см³. Коэффициент пористости глины в Березанском и Днестровском лиманах менее 1,0, в остальных — от 1,1 до 1,6. В Березанском, Сухом и Тузовском лиманах глины тугопластичные, в остальных лиманах — мягкопластичные. Механические свойства глины Тилигульского лимана следующие: модуль деформации — 2,5—18,0 МПа; модуль осадки — 120 мм/м; угол внутреннего трения порядка — 10—11°; удельное сцепление — 0,010 МПа.

Суглинки голоцена и верхнего плейстоцена — это туго- и мягкопластичные породы; их механические свойства: влажность — 0,21—0,29; влажностью на пределе текучести — 0,27—0,35; число пластичности — 0,10—0,16. Объемная масса суглинков составляет 1,80—1,99 г/см³, а объемная масса скелета — 1,45—1,65 г/см³. Коэффициент пористости 0,60—0,85.

Модуль деформации суглинков варьирует от 4,7 до 12,0 МПа, угол внутреннего трения не превышает 10°, а удель-

ное сцепление 0,001—0,001 МПа. Супеси голоцена и верхнего плейстоцена имеют влажность 0,22—0,26; влажность на пределе текучести — 0,25—0,27; число пластичности — 0,05. Объемная масса породы — 1,97—2,03; скелета — 1,57—1,65 г/см³; коэффициент пористости — 0,6—0,7. По показателю консистенции, они мягкопластичны. Модуль осадки при нагрузке 0,1—0,2 МПа соответственно равен 49 и 68 мм/м. Модуль деформации суглинков Днестровского лимана составляет 4,5 МПа, угол внутреннего трения — 15°, удельное сцепление — 0,007 МПа.

Различие в размерах выборок, по которым определялись обобщенные значения показателей физико-механических свойств, не позволяет выполнить корректное сопоставление большинства рассмотренных пород. Что же касается илов, то размеры выборок по ним, хотя и отличаются между собой для отдельных лиманов, все же превышают, как правило, 50 частных значений. Поэтому представляется возможным рассмотреть и оценить сопоставимость обобщенных показателей в пределах отдельных участков района исследований.

Как и следовало ожидать, наибольшей устойчивостью обобщенных значений показателей характеризуются супесчаные илы, свойства которых весьма незначительно изменяются от лимана к лиману. То же можно сказать и об илах суглинистых — на фоне достаточно близких значений обобщенных показателей несколько выделяется лишь Мал. Аджалыкский лиман. Там значения коэффициента пористости и естественной влажности илов ниже. Не исключено, что причиной этого является несколько отличная от других лиманов схема инженерно-геологического опробования: в общем объеме опробования преобладали образцы из припересынной части лимана и его правого борта. В связи с этим в выборке недостаточно представлены более влажные и пористые суглинистые илы центральной части чаши лимана.

Наименее однородны глинистые илы (рис. 53). Для них характерно увеличение влажности, влажности на пределе текучести, числа пластичности, коэффициента пористости в направлении от р. Дунай к р. Днестр. На общем фоне тренда глинистые илы лиманов Сасык, Тузовской группы и Тилигульско-го обладают меньшей влажностью,

Таблица 12. Физико-механические свойства лиманно-морских глинистых отложений верхнего

Лиман	Грунт	w	w_L	w_p	I_p	I_L
Сасык	Ил супесчаный	0,34	0,27	0,23	0,04	2,7
	Ил суглинистый	0,48	0,39	0,27	0,12	1,8
	Ил глинистый	0,62	0,52	0,3	0,22	1,4
Тузовская группа	Ил супесчаный	0,32	0,27	0,22	0,05	2,0
	Ил глинистый	0,55	0,52	0,30	0,22	1,1
	Суглинок легкий	0,24	0,28	0,18	0,10	0,6
	Суглинок средний	0,25	0,32	0,19	0,13	0,4
	Суглинок тяжелый	0,26	0,36	0,20	0,16	0,4
	Глина	0,25	0,40	0,20	0,20	0,25
Днестровский	Ил супесчаный	0,34	0,28	0,23	0,05	2,2
	Ил суглинистый	0,47	0,37	0,23	0,14	1,7
	Ил глинистый	0,70	0,58	0,31	0,27	1,5
Днепроvский	Супесь	0,26	0,27	0,21	0,08	0,8
	Суглинок легкий	0,27	0,28	0,20	0,08	0,8
	Суглинок средний	0,28	0,30	0,18	0,12	0,8
	Суглинок тяжелый	0,28	0,34	0,19	0,15	0,6
	Глина заторфованная	0,44	0,46	0,25	0,21	0,8
Сухой	Ил глинистый	0,84	0,63	0,33	0,30	1,7
	Супесь	0,22	0,25	0,20	0,05	0,4
	Суглинок	0,29	0,35	0,21	0,14	0,5
	Глина	0,44	0,64	0,32	0,32	0,4
Хаджибейский	Ил супесчаный	0,34	0,27	0,21	0,06	2,1
	Ил суглинистый	0,47	0,34	0,20	0,14	1,9
	Ил глинистый	0,82	0,66	0,33	0,33	1,5
	Глина	0,40	0,52	0,27	0,25	0,52
Мал. Аджалыкский	Ил супесчаный	0,30	0,26	0,21	0,05	1,8
	Ил суглинистый	0,41	0,35	0,22	0,13	1,5
	Ил глинистый	0,74	0,61	0,32	0,28	1,5
	Супесь	0,26	0,27	0,22	0,05	0,8
	Суглинок	0,29	0,33	0,21	0,12	0,6
	Глина	0,58	0,66	0,35	0,31	0,7
Тилигульский	Ил супесчаный	0,34	0,27	0,22	0,05	2,4
	Ил суглинистый	0,48	0,36	0,22	0,14	1,9
	Ил глинистый	0,67	0,63	0,33	0,30	1,1
Березанский	Ил супесчаный	0,34	—	—	—	—
	Ил суглинистый	0,39	0,36	0,22	0,14	1,9
	Ил глинистый	0,92	0,71	0,32	0,39	1,4
	Суглинок	0,21	0,27	0,17	0,10	0,4
	Глина	0,29	0,39	0,21	0,18	0,4
Днепроvско-Бугский	Ил глинистый	1,01	0,80	0,41	0,39	1,9
	Глина	0,50	0,56	0,36	0,26	0,8

Примечание. Свойства: E_0 — модуль осадки, (мм/м) при $P = 0,05-0,1$ МПа; E_K — модуль деформации

γ_y	γ_c	γ_c	ϵ	G	Содержание частиц <0,005 мм, %	E_0 при $P =$ $= 0,05 -$ 0,1 МПа, мм/мм	E при $P =$ $= 0,1 - 0,2,$ МПа	φ	C
2,70	1,84	1,37	0,965	—	10	—	23	18° 30'	0,003
2,65	1,71	1,16	0,276	—	16	—	1,0	7° 30'	0,004
2,22	1,59	0,99	1,72	—	43	—	0,5	6° 30'	0,003
2,66	1,84	1,38	0,960	—	14	—	4,2	—	—
2,71	1,7	1,11	1,440	—	33	—	1,3	—	—
2,68	1,80	1,45	0,848	0,88	14	—	8,0	—	—
2,69	1,94	1,55	0,740	0,91	20	—	12,0	—	—
2,70	1,90	1,51	0,788	0,76	26	—	12,0	—	—
2,75	1,95	1,56	0,762	—	—	—	18,0	—	—
2,67	1,85	1,38	0,934	0,96	44	46	2,3	7° 35'	0,005
2,67	1,70	1,14	1,480	0,96	21	<u>64</u> 62	1,6	4° 15'	0,007
2,65	1,55	0,90	1,946	0,95	41	<u>86</u> 77	0,5	4° 50'	0,007
2,68	1,98	1,57	0,707	0,98	11	<u>135</u> 49/68	4,5	15°	0,007
2,69	1,94	1,52	0,769	0,94	15	<u>49</u> 77	2,8	15° 45'	0,006
2,69	1,93	1,50	0,793	0,94	19	<u>59</u> 77	2,5	11°	0,011
2,70	1,94	1,51	0,776	0,97	30	<u>38</u> 54	2,5	9° 30'	0,015
2,71	1,78	1,26	1,150	0,96	37	<u>41</u> 65	2,5	4° 30'	0,011
2,68	1,51	0,82	2,369	—	—	—	—	—	—
—	2,03	1,65	0,818	0,96	—	—	—	—	—
—	1,93	1,48	0,804	0,97	—	—	—	—	—
—	1,72	1,21	1,238	0,97	—	—	—	—	—
2,66	1,89	1,44	0,921	0,95	14	<u>60</u> 66	3,4	8° 55'	0,005
2,70	1,75	1,18	1,297	0,97	21	<u>87</u> 111	1,6	5° 30'	0,066
2,71	1,55	0,88	2,263	0,97	31	<u>95</u> 164	1,0	4° 20'	0,009
2,70	1,78	1,28	1,092	0,95	40	<u>17</u> 34	1,8	10° 40'	0,01
—	1,88	1,44	0,883	0,95	—	—	—	—	—
—	1,77	1,27	1,168	0,96	—	—	—	—	—
—	1,55	0,88	2,475	0,98	—	—	—	—	—
—	1,97	1,57	0,715	0,95	—	—	—	—	—
—	1,93	1,48	0,815	0,96	—	—	—	—	—
—	1,62	1,03	1,633	0,94	—	—	—	—	—
2,66	1,89	1,44	0,921	0,95	13	—	—	6°	0,003
2,70	1,74	1,18	1,296	0,97	22	—	—	4°	0,004
2,68	1,59	0,91	1,878	0,97	34	<u>61</u> 105	0,3	3° 40'	0,010
2,66	1,82	1,37	0,960	0,94	8	<u>49</u> 69	4,0	14°	0,012
2,67	1,76	1,27	1,106	0,97	—	—	2,5	5° 30'	0,006
2,65	1,48	0,82	2,550	0,96	38	<u>127</u> 187	0,2— 0,8	3° 40'	0,008
2,65	1,99	1,65	0,586	0,94	—	—	4,7	9°	0,008
2,67	1,91	1,41	0,808	0,94	—	—	2,5	10° 30'	0,036
2,63	1,41	0,71	3,030	—	—	<u>342</u> 431	1,0	4° 10'	0,05
2,63	1,69	1,14	1,360	—	—	—	—	—	—

 при $P = 0,1 - 0,2$ МПа; φ — угол внутреннего трения; C — удельное сцепление.

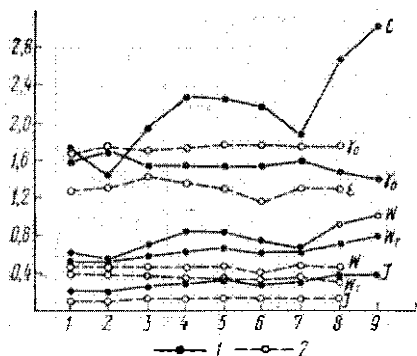


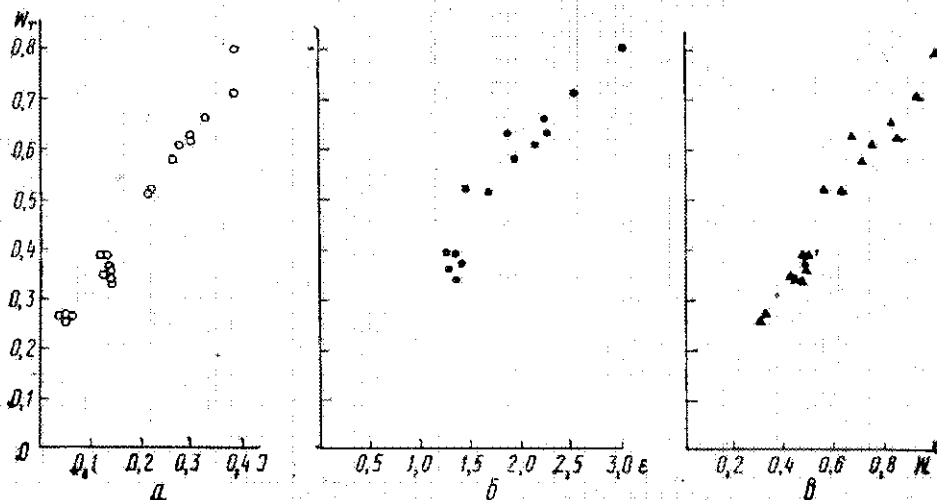
Рис. 53. Распределение обобщенных значений показателей некоторых физических свойств суглинистых и глинистых илов лиманов междуречья Дунай — Днепр.

Лиманы: 1 — Сасык, 2 — Шаганы, Алибей, Бурнас; 3 — Днестровский; 4 — Сухой; 5 — Хаджибейский; 6 — Тилигульский; 7 — Березанский; 8 — Днепровско-Бугский. Илы: 1 — глинистые; 2 — суглинистые

пластичностью и пористостью. Тенденция к изменению обобщенных показателей физических свойств от р. Дунай к р. Днепр в принципе соответствует отмеченному выше увеличению глинистости продуктов твердого стока и абразии, из которых формировались донные осадки в том же направлении. Несомненно, что на распределение значений показателей оказали влияние различия в минерализации и химическом составе поровых вод, степень проточности лиманов, а также факторы, предопределившие как условия седиментации, так и последующие диагенетические преобразования осадков.

Рис. 54. Зависимость между обобщенными значениями некоторых показателей физических свойств илов:

а — влажность на пределе текучести к числу пластичности; б — влажность на пределе текучести к коэффициенту пористости; в — влажность на пределе текучести к естественной влажности грунта



Приведенные выше обобщенные показатели физико-механических свойств получены путем осреднения частных значений по каждому из рассмотренных типов пород в пределах отдельных лиманов. При этом для илов отмечались значительные отклонения частных значений от средних, что предопределено существенной изменчивостью свойств по вертикали. Изменчивость, в свою очередь, является следствием не только неоднородности состава в каждой инженерно-геологической разновидности, но и уплотнения, дегидратации и других процессов, протекающих в толще по мере увеличения мощности слоев вышележащих осадков. В связи с этим рассмотрены изменчивость физических свойств по мощности толщины.

Значения показателей физических свойств илов связаны между собой достаточно тесными зависимостями. Один из таких показателей — влажность на пределе текучести — является, как показал А. Б. Шпиков [151], обобщенным показателем состава морских илов. Анализ рис. 54 позволяет утверждать, что влажность на пределе текучести предопределяет значения числа пластичности, пористости, весовую влажность и, следовательно, все остальные физические свойства не только морских, но и лиманных и лиманно-морских илов. В связи с этим, рассматривая вопрос об изменчивости физических свойств илов в разрезе, представляется достаточно выявить основные закономерности в изменчивости только влажности на пределе текучести. С этой целью построены графики изменчивости упомянутого показателя по илам Тилигульского лимана. Выбор этого лимана обусловлен

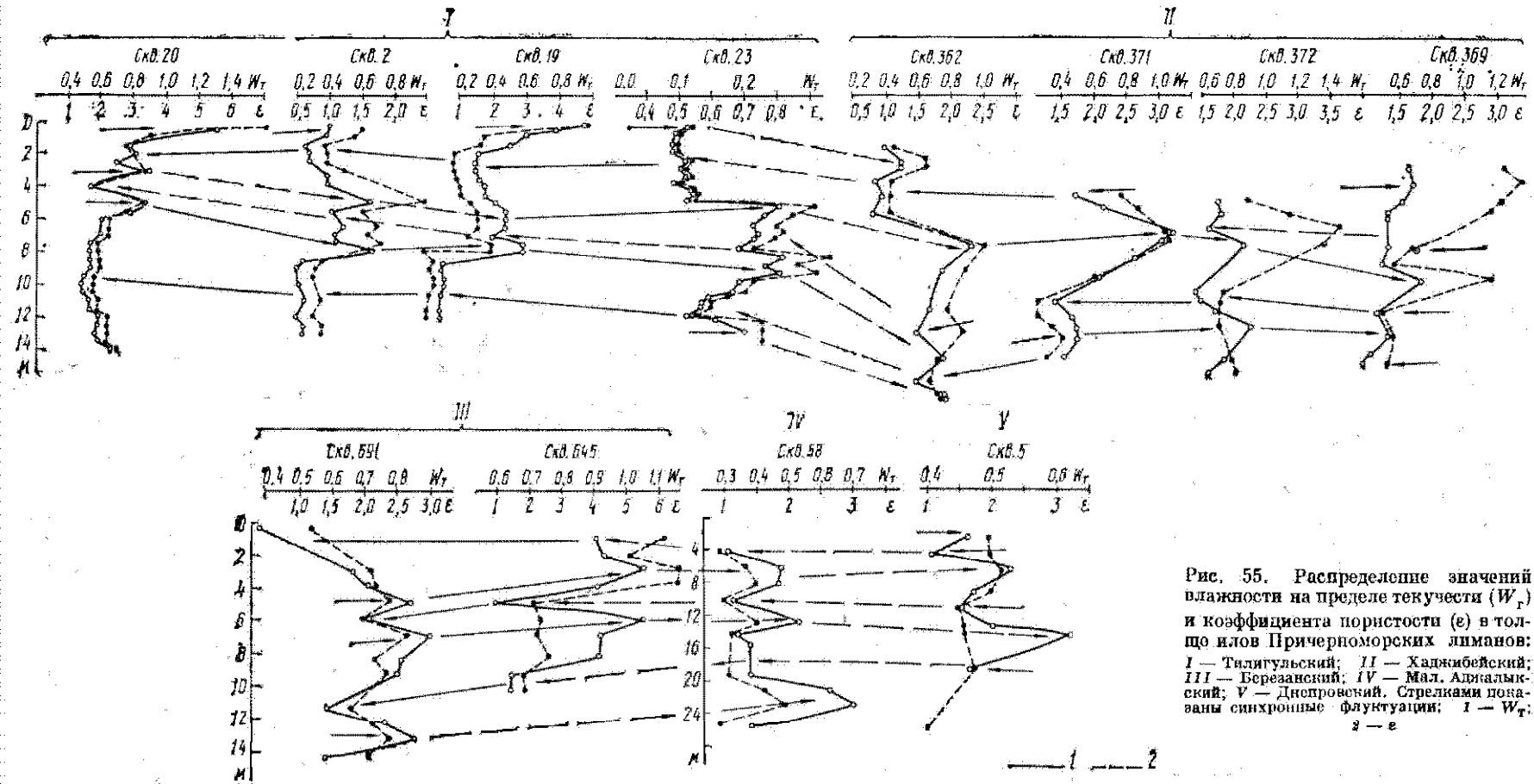


Рис. 55. Распределение значений влажности на пределе текучести (W_r) и коэффициента пористости (e) в толще илов Причерноморских лиманов: I — Тидигульский; II — Хаджибейский; III — Березанский; IV — Мал. Аджарынский; V — Днепровский. Стрелками показаны синхронные флуктуации: 1 — W_r ; 2 — e .

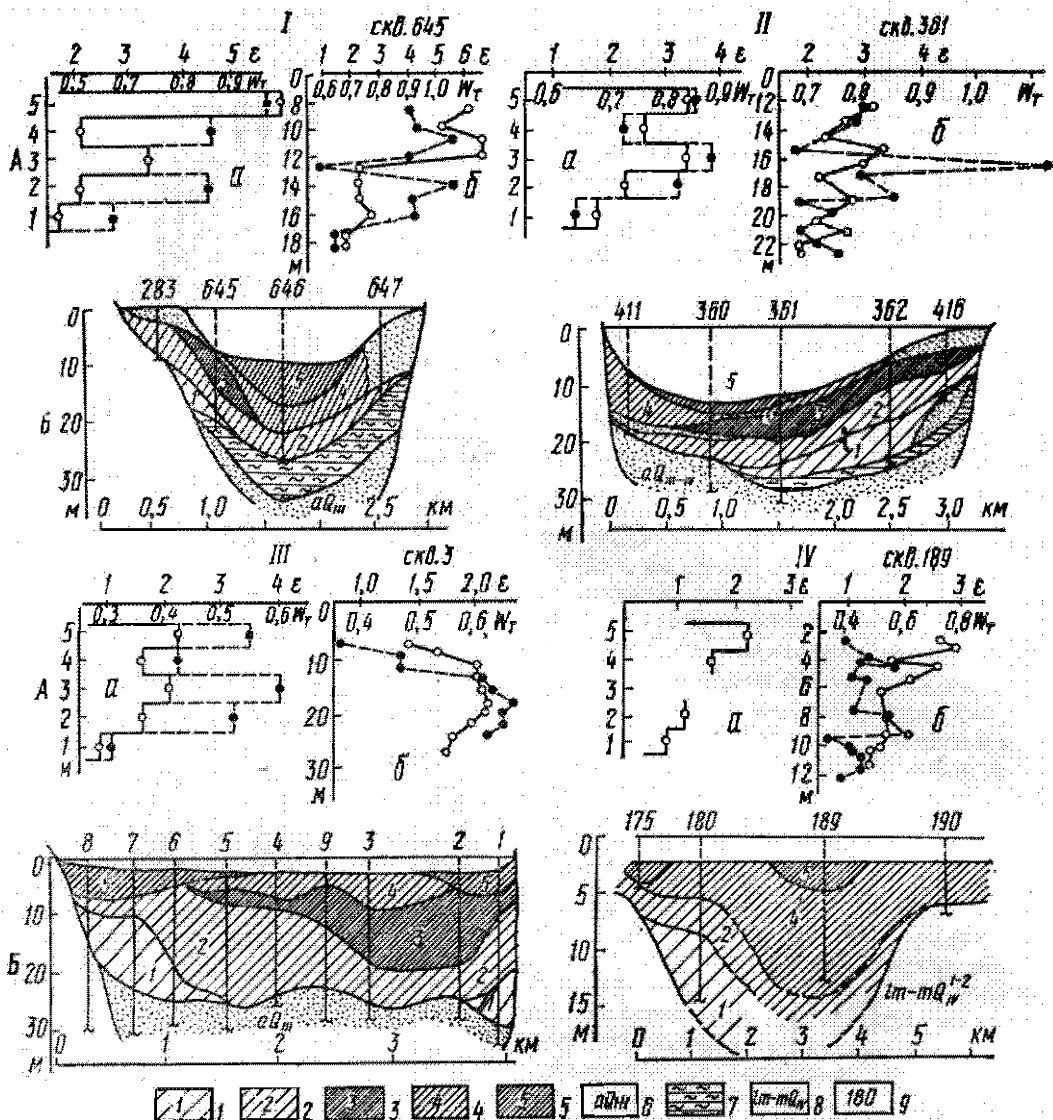


Рис. 56. Состав и свойства илов Причерноморских лиманов.

А — показатели состава и физических свойств илов; а — обобщенные для инженерно-геологических тел (слоев) 1—5; б — частные для отдельных скважин по глубине от уровня моря. Б — схематические инженерно-геологические разрезы долин лиманов; 1—5 — инженерно-геологические тела в толще голоценовых отложений; 6 — аллювиальные верхнеплейстоценовые отложения; 7—8 — древнечерноморские лимано-морские глины; 9 — номера скважин

высокой детальностью опробования: выработки располагались на разных отметках дна и вскрыли толщу илов мощностью до 17 м.

Как следует из анализа графика (рис. 55), влажность на пределе текучести W_T в поверхностном слое изменяется от 0,11 до 1,3, что характеризует весь диапазон илов от супесчаных до тяжелых глинистых [151]. Ниже по разрезу толщ W_T изменяется, испыты-

вая флуктуации различного порядка. Небольшие из них, отражая, по-видимому, локальные особенности условий седиментации, прослеживаются не по всем скважинам. Нескольким более крупным флуктуациям отмечено не только по всем приведенным скважинам Тилигульского, но и скважинам Днестровского, Хаджибейского и ряда других лиманов, несмотря на менее детальное опробование по разрезу толщ. В целом на наиболее глубоких разрезах выделяется до 7 крупных флуктуаций в значениях влажности на пределе текучести: 4 — в сторону увеличения показателя и 3 разделяющие их — в сторону уменьшения. Амплитуда колебаний при этом исчисляется от 0,10—0,14 для супесчаных илов до 0,20—0,80 для суглинистых и

глинистых разовидностей. В экстремумах или супесчаные часто замещаются суглинистыми, а последние — глинистыми и наоборот. Соответственно изменяются и другие показатели физических свойств (в частности коэффициент пористости, как показано на рис. 54). Отмеченные по отдельным интервалам ряда скважин неадекватные изменения коэффициента пористости обусловлены либо уплотнением породы под весом значительной по мощности вышележащей толщи, либо заниженными значениями влажности на пределе текучести при наличии в илах высокоминерализованных поровых растворов.

Таким образом, наличие сильно влажных, высокопористых с низкой объемной массой текучих илов является особенностью не только верхней, но и средней, а в ряде случаев и нижней части толщи глинистых образований. Эти слои разобраны менее влажными, менее текучими и менее пористыми, что создает ритмичность в распределении физических свойств по вертикали.

При анализе графиков обращают на себя внимание существенные различия в межэкстремальных интервалах — по одним разрезам они составляют 4—6 м, по другим — сокращаются до 1—2 м. Кроме того, по некоторым скважинам несколько экстремумов не прослеживается, что свидетельствует о специфике условий осадконакопления на участках их расположения и, с другой стороны, нарушает ритмичность изменения свойств по разрезу. Это подтверждается инженерно-геологическими разрезами (рис. 56) по ряду наиболее полно опробованных скважин на основании анализа полей физических свойств: в толще илов выделяется до 5 инженерно-геологических тел, каждое из которых обладает индивидуальными свойствами слагающих его пород. Наличие тонких прослоев песка на контакте между отдельными телами, отсутствие некоторых из них в ряде сечений, характер границ и распределение мощностей позволяют сделать вывод о том, что образование этих тел связано с определенными трансгрессивно-регрессивными циклами колебаний уровня моря.

В целом глинистые породы плейстоцена — голоцена в чаше лиманов, в связи с низкими значениями деформационных и прочностных характеристик, не могут быть использованы в качестве оснований сооружений.

Побережье моря и лиманов, а также прибрежная часть шельфа являются ареной действия обширного комплекса современных геологических процессов, обусловленных воздействием на побережье и дно водоемов волн и течений, низкой устойчивостью пород против абразии, а также силами гранитации. Среди причин, способствующих высокой активности процессов на подводном и надводном склонах, следует назвать также отсутствие устойчивых к абразии профилей подводного склона, формирование которых происходит на фоне переменного уровня водоемов, погружения земной коры на современном этапе, а также дефицита наносов.

В связи с различиями в масштабах проявления этих процессов на шельфе, вдоль побережья моря и в лиманах, их значения для прогноза изменений инженерно-геологических свойств отложений в ходе хозяйственного освоения Причерноморья, представляется целесообразным рассмотреть раздельно шельф и побережья лиманов. Необходимость освещения геологических процессов на шельфе продиктована следующими соображениями. Современные лиманы являются лишь верховьями некогда огромных лиманов, располагавшихся на шельфе и впоследствии затопленных морем (см. гл. 4). Существенное различие в строении бортов затопленных лиманов и неизмененного шельфа определяет разную направленность и скорость развития геологических процессов. Учитывая положение лиманов, часть из которых является открытыми, и общий ход направленности развития береговой зоны, ввиду устойчивого повышения уровня моря, приходим к выводу о сопряженности развития всей береговой зоны. Так, подводная абразия, развиваясь на прибрежном шельфе, поставит в береговую зону значительные объемы песчаного материала, что способствует стабилизации нересыпей и отчленению лиманов от моря.

ШЕЛЬФ

В практике инженерно-геологических, геоморфологических исследований принято разделять шельф на мористый и прибрежный. Мористый характеризуется относительно бедным комплексом

процессов, которые представлены неволновой аккумуляцией тонкодисперсного материала, выносимого течениями из прибрежного района, а также биогенной аккумуляцией.

Аккумуляция глинистого материала протекает в целом с низкой скоростью. Представление о скорости накопления можно получить из анализа сведений о мощности илов, максимальные значения которых приурочены к древним лиманам, где условия накопления были наиболее благоприятными в течение последних, примерно, 8 тыс. лет. Если предположить, что формирование толщ протекало с постоянной скоростью, без размывов во всем интервале времени, то средняя скорость аккумуляции глинистого материала как геологического процесса составляла порядка 200 см за 1000 лет. За пределами древних лиманов и погребенных долин мощность слоя илов, как правило, не превышает 3 м. При тех же допущениях скорость процесса аккумуляции составляет примерно 35 см за 1000 лет. Естественно, что при такой интенсивности аккумуляция глинистого материала не может оказать сколько-нибудь заметного влияния на инженерно-геологическую оценку условий хозяйственного освоения мористого шельфа.

В результате биогенной аккумуляции, которая пользуется не менее широким распространением, на шельфе образовались значительные по площади поля ракушечных отложений. Мощность слоя ракушечника, сформированного примерно за этот же период, как правило, не превышает 1 м. Незначительная интенсивность процесса аккумуляции позволяет отнести его также к категории второстепенных.

Следует отметить, что оба рассмотренных процесса на мористом шельфе пространственно локализованы. Биогенная аккумуляция ограничивается по мере продвижения к внешнему краю шельфа глубинами, до которых поднимаются зараженные сероводородом воды — здесь она носит эпизодический характер. Что же касается аккумуляции глинистого материала, то с удалением от берега в связи с возрастанием роли кругового черноморского течения осадкообразование существенно замедляется, а на ряде участков практически отсутствует. Здесь на поверхности дна обнажаются доголоценовые образования. Выносимый со стороны берега гли-

нистый материал проходит транзитом в глубоководную часть.

Между мористым шельфом и береговой линией располагается прибрежный шельф, который существенно отличается от рассмотренного выше. Современные геологические процессы зарождаются и протекают здесь под влиянием энергии волнения. Поэтому теоретически граница между этими двумя шельфами должна проходить в пределах глубин, равных половине длины волны [155]. На этих глубинах волна способна перемещать мельчайшие частицы осадка, т. е. генерировать процессы, которые известны как волновые. Различия в экспозиции отдельных участков побережья, наличие блокирующих форм типа Одесской банки, бухт, различия в уклонах подводного склона — все эти факторы определяют на отдельных участках разное положение границы начала взаимодействия волн с донными отложениями. Поскольку наиболее мелкими частицами среди комплекса отложений дна являются глинистые, представляется возможным выявить положение границы между волновыми и неволновыми геологическими процессами, избрав в качестве индикатора глубину залегания илов. При этом следует учитывать, что на участках с высокими скоростями течений эта глубина будет больше, чем в местах отсутствия течений. Кроме того, в качестве индикатора глубины волнового воздействия может служить только слой илов, а не «наилек», способный временно (в штилевую погоду) осаждаться на самых незначительных глубинах. В отличие от «наилка» слой илов формируется длительное время и является интегральным выражением обширного цикла волновой обстановки, отражающей воздействие штормов различной, в том числе и малой, обеспеченности.

Учитывая эти соображения, мы подвергли анализу и обобщению обширную информацию о составе донных отложений, полученную различными организациями и учреждениями. В результате было выявлено, что на южном склоне Одесской банки, обращенном к морю, верхняя граница распространения илов составляет 17—18 м, на траверзе устья Березанского лимана — 14—15 м, поднимаясь по понижениям в теле банки до 10 м. Между банкой и берегом, благодаря гасящему влиянию банки на волнения с юга, илы залегают на глубинах

3—5 м, а к западу от м. Аджияск — на глубине 6—7 м. Примерно такая же глубина залегания илов в Жебрианской бухте. К северо-востоку от последней господствующими являются глубины 9—11 м, на некоторых участках (близ пересыпи Будаковского лимана) они снижаются до 7,5—8,5 м.

В прибрежном подрайоне шельфа наиболее распространенными являются донная абразия, перемещение и аккумуляция наносов. Донная абразия пользуется широким распространением вдоль значительной части фронта побережья. Между дельтой р. Дунай и с. Приморское, между с. Санжейка и устьем р. Барабой она развивается в лессовидных породах плейстоцена; между с. Санжейка и м. Аджияск — преимущественно в песчано-глинистых и глинистых отложениях мэотического яруса, спорадически перекрытых реликтами древних оползней. Близ устья р. Барабой и устьевой части Тилигульского лимана, а также на незначительных площадях, приуроченных к осевым частям синклиналей, абрадируются известняки понтического яруса. В окрестностях м. Карабуш абразии подвержены песчано-глинистые отложения куяльницкого яруса. Перед фронтом большинства пересыпей и на вершине Одесской банки перемываются волнением современные морские пески. Перемы в пределах банки сопровождается перемещением песка и ракушки. Генеральное направление перемещения в многолетнем разрезе с юга на север, в сторону коренного берега. Доказательством этого, по мнению некоторых исследователей [61], является более значительная крутизна северного склона этой формы и существенное увеличение здесь содержания раковинного материала. Судя по глубине находок створок морских раковин в толще песков, слагающих банку, мощность слоя, перерабатываемого волнением, невелика — за период существования этой формы в подводном положении составила первые метры.

Поскольку прибрежная часть шельфа, в пределах которой развивается донная абразия, широко используется и будет использоваться впредь в хозяйственных целях, вопрос о количественных характеристиках этого процесса имеет не только теоретический, но и значительный практический интерес. Несмотря на очевидную важность изучения скорости донной абразии и глу-

бины ее распространения, этот вопрос выяснен крайне недостаточно применительно не только к шельфам Черного моря, но и к другим акваториям Мирового океана. Немногие факты [62] сводятся к следующим: у берегов Англии на участке, где 400 лет назад находился клиф высотой 9—12 м, в настоящее время проходит изобата 9,1 м. Породы, слагающие дно, представлены карбонатными образованиями мелового возраста. На другом участке, сложенном четвертичными породами, за 48 лет срезан клиф высотой 15 м, глубина моря достигла 6 м. Флишевые отложения в районе г. Сочи абрадируются на глубине 1 м ниже уреза со скоростью около 15 см/год, на глубине 2 м — 6 см/год, на глубине 3 м — не более 1 см/год. Все это свидетельствует о значительной изменчивости скорости донной абразии по глубине в зависимости от литологии пород, а также от гидродинамической активности моря. Глубина развития донной абразии, по мнению В. П. Зенковича [62], на открытых волнистом берегах океана вряд ли превышает 50—60 м, а у берегов Черного моря она активна до глубины 10 м, в очень медленном темпе может протекать в интервале глубин 10—20 м. Основная часть энергии волн расходуется в пределах до глубин 6—7 м.

Как упоминалось выше, прибрежная часть северо-западного шельфа имеет различную ориентировку по отношению к преобладающим по повторяемости и силе волнениям, разнообразный состав пород дна, разные уклоны прибрежной отмели. В связи с этим и энергетическое воздействие волнений на породы дна и их абрадируемость могут варьировать в широких пределах.

В начале истекшего десятилетия Одесской оползневой станцией (ныне Одесская комплексная инженерно-геологическая и гидрогеологическая партия) изучалась скорость и глубина распространения абразии с помощью режимных наблюдений по сети подводных реперов. Абрадируемые породы представлены мэотическими глинами, экспозиция подводного склона востоко-юго-восточная. Обработка фактического материала этих наблюдений, полученных по 6 створам в течение года, позволила оценить скорость донной абразии до глубины 5 м. Анализ графика (рис. 57) показывает, что: 1) донная абразия на этом участке побережья, как и ожидалось, распро-

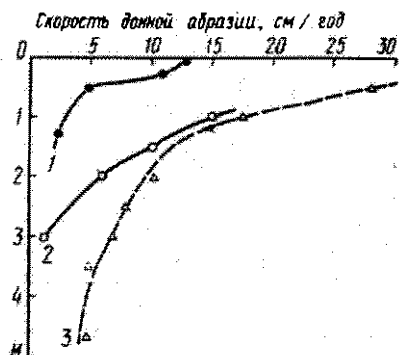


Рис. 57. Зависимость скорости донной абразии от глубины моря.

Отложения: 1 — мергель слабый; 2 — флиш у волноотбойной стенки; 3 — маотические глины

странена до глубин несколько более 5 м; 2) наибольшая деформация дна происходит в пределах глубин от уреза до 1 м и остается значительной до глубин 2—3 м.

В условиях Одесского побережья ширина полосы дна между урезом и изобатой 1 м составляет в среднем 10 м, между изобатами 1 и 5 м — 300 м. Если в соответствии с данными графика (рис. 57) принять среднегодовую скорость донной абразии для полос соответственно равной 20 и 6 см, то получим, что с каждого погонного метра подводного склона между урезом и изобатой 5 м ежегодно абрадируется $20,8 \text{ м}^3$ породы. Как показал И. П. Зелинский [59], средняя многолетняя скорость перемещения бровки плато на побережье составляет 0,66 м/год. При ее высоте 40 м поступление материала на склон в многолетнем разрезе составит $26,4 \text{ м}^3/\text{год}$. Из сопоставления этих цифр следует, что около 80 % пород, слагающих береговой оползневый склон, уносятся донной абразией.

Рассматривая разовую подвижку оползающих пород как отражению пульсационного режима подачи материала на склон и как компенсацию постоянно протекающего уноса материала подводной и надводной абразией, представляется возможным на основании полученного графика оценить продолжительность крупных оползневых циклов. При средней ширине оползневых ступеней 25 м, протяженности 150 м и высоте склона 40 м объем пород, потерявших устойчивость, составляет 150 тыс. м^3 . Ежегодный унос материала в результате абразии склона той же протяженности составляет $26,4 \text{ м}^3/\text{год} \times 150 \text{ м} = 3960 \text{ м}^3/\text{год}$. Исходя из соотношения

приведенных объемов ($150\,000 : 3960$), продолжительность оползневого цикла составит 38 лет. Эта цифра хорошо согласуется с некоторыми литературными данными [55], а также подтверждается полевыми исследованиями. Эти данные, по нашему мнению, свидетельствуют о решающей роли донной абразии в генерировании широко распространенных на северо-западных берегах процессов оползнеобразования. Отсюда вытекает, что успешная борьба с оползнями возможна только в случае неперменной изоляции пород на прибрежной отмели от воздействия донной абразии.

Широко распространены вдольбереговое перемещение наносов и их аккумуляция. Возникновению и развитию этих процессов способствуют различная ориентировка береговой линии по отношению к господствующим волнениям, наличие потенциальных источников снабжения прибрежной полосы обломочным материалом в виде продуктов абразии берегов и дна, а также твердого стока рек. Роль этих источников обломочного материала в формировании его общего объема весьма различна.

Незначительные скорости течения водотоков, особенно в их нижних частях, занятых лиманами, отсутствие или малое количество песчаного материала в твердом стоке, его перехват каскадами водохранилищ — все это предопределяет значительное преобладание в твердом стоке рек материала пелитовой и алевритовой фракций. Большая его часть проходит через прибрежную зону на большие глубины и только при благоприятных условиях осаждается и накапливается на отдельных участках вблизи побережья (например, в Одесском желобе). Прямым подтверждением полного отсутствия в твердом стоке относительно крупного материала является повсеместное распространение на поверхности дна в нижних частях лиманов различных по степени глинистости илов. Таким образом, твердый сток рек района в настоящее время в незначительной мере участвует в формировании того объема обломочного материала, который вовлекается во вдольбереговые потоки наносов Северо-Западного Причерноморья — последние формируются за счет абразии пород побережья и дна.

Нанособразующая способность продуктов донной абразии выяснена недостаточно. Однако существенно глини-

стый состав преобладающей части пород, обнажающихся в зоне воздействия волнения, позволяет сделать вывод о весьма скромной роли донной абразии в формировании наносов волнового поля практически вдоль всего побережья. Исключение составляет, возможно, лишь участок, примыкающий с востока к взморью Днестровского лимана, где в пределах небольших глубин на дне обнажаются и перерабатываются волнением террасы плио- и плейстоцена.

Осуществлена попытка определения объема терригенного питания прибрежной зоны моря за счет абразии берегов. Оказалось, что в прибрежной полосе моря между мысами Бурнас и Аджииск образуется за счет абразии берегов всего порядка 130 тыс. м³ песка в год. Удельное питание (с 1 км побережья) береговой аонии колеблется при этом от 1100 до 2300 м³/год. Средние значения этого показателя близки к полученным ранее [12] и подтверждены эксплуатацией подводного канала порта Ильичевск. Более детальные оценки по участку Одесская бухта — м. Аджииск показывают, что остающаяся ниже уреза часть обломочного материала при условии его равномерного распределения на подводном склоне образует слой песка мощностью всего лишь 0,7 мм. Это меньше скорости опускания земной коры на данном участке в настоящее время, что влечет за собой весьма важные в инженерно-геологическом отношении последствия — некомпенсированное осадконакоплением прогибание земной коры препятствует формированию устойчивых к абразии профилей подводного склона, на которых происходило бы гашение энергии волнений. Именно по этой причине практически на всем побережье четко прослеживается, как будет показано ниже, генеральная тенденция в его развитии — отступление береговой линии в сторону суши.

В результате исследований, базирующихся преимущественно на изучении морфологических особенностей береговой зоны, а также на расчетах энергетических характеристик волнений по гидрометеорологическим данным, получены некоторые сведения о перемещении наносов вдоль побережья района. Эти сведения в той или иной мере противоречивы. Так, В. П. Зенкоич [60] полагает, что в вершине Одесского залива господствуют двухсторонние миграции и однонаправленного потока наносов не су-

ществует. По расчетам Ю. Д. Шуйского [152], между м. Аджииск и Одесской бухтой результирующий поток наносов направлен с востока на запад. Первый из упомянутых исследователей придерживается точки зрения о том, что между г. Одесса и дельтой р. Дунай существует два разнонаправленных потока с дивергенцией на участке близ Будацкого лимана. Д. Я. Бертман, Ю. Д. Шуйский и другие [12, 152] полагают, что итоговое перемещение наносов в этом районе происходит в юго-западном направлении. Наши исследования показывают, что в вершине Одесского залива имеется изолированная система с двумя участками мобилизации и тремя участками аккумуляции наносов. Из числа последних два расположены на флангах системы (Одесская и Рыбаковская бухты), а третий — в центре (взморье Тилигульского лимана). Судя по объему надводной аккумуляции в местах разгрузки потоков, наибольшую массу осадков получает район Тилигульской пересыпи (около 9000 м³/год), несколько меньше (около 2000 м³) накапливается в Одесской бухте и незначительное количество (порядка 1000 м³) на восточном фланге системы. Что же касается вопроса о направлениях перемещения наносов между м. Бол. Фонтан и дельтой р. Дунай, то он нуждается, видимо, в дополнительном изучении.

В целом опыт, накопленный в процессе эксплуатации фарватера в Царьградском гирле, подводного канала к порту Ильичевск, указывает на то, что заносимость каналов и фарватеров незначительна и что наличие маломощных потоков наносов вдоль побережья при использовании современных технических средств ведения дноуглубительных работ не может явиться сколько-нибудь существенным препятствием для нормальной эксплуатации этого рода сооружений.

Исследованиями последних лет [116] в полосе шельфа, прилегающей к побережью, на котором развиты современные оползневые процессы, установлено широкое распространение реликтов древних оползней на расстоянии до 6 км от современной береговой линии и на глубинах до 20 м ниже уровня моря. Наиболее удаленные от берега реликты перекрыты древнечерноморскими отложениями, что позволяет оценивать их возраст не менее чем в 7 тыс. лет. В западной части района на поверхности

дна или под маломощным слоем современных морских осадков распространены лессовидные суглинки плистоцена и глины плистоцена. Условия залегания этих образований, характер контакта с перекрывающими отложениями позволяют утверждать, что основным экзогенным процессом, приведшим к срезающей части континентальных отложений и обеспечившим перемещение береговой линии в ее современное положение, явилась абразия. На прилегающем побережье этот процесс является ведущим в настоящее время.

Таким образом, оползание склонов на одних участках и абразия на других являются сложившейся в процессе трансгрессии формой переработки берегов различного геологического строения. Унаследованность абразионно-оползневых процессов во времени и в пространстве обусловлена принципиальным подобием геологического строения на участках современного и древнего побережья.

ПОБЕРЕЖЬЕ МОРЯ И ЛИМАНОВ

Интенсивная абразия основания береговых склонов, как было отмечено, создаст и непрерывно возобновляет условия для проявления на них гравитационных процессов, которые в зависимости от геологической структуры, геоморфологических и других условий прибрежной части принимают те или иные формы (рис. 58).

Особенность проявления этих процессов будет рассмотрена ниже, по принадлежности к элементам Одесского поднятия [90], к западному крылу которого соответственно относится часть побережья от устья р. Дунай до Сухого лимана, к сводовой части — Сухой лиман — Куяльницкий лиман, а к восточному крылу — от Куяльницкого до Днестровско-Бугского лимана.

Современный геоморфологический облик Северо-Западного Причерноморья во всех принципиальных чертах сформирован на неотектоническом этапе своего развития. Определяющей особенностью этого района является как морфоструктурное, так и литолого-геологическое единство прибрежной суши и шельфа. Все крупные морфоструктуры, выявленные в пределах прибрежной суши, как правило, имеют продолжение и на шельфе.

Западное крыло Одесского поднятия. На участке побережья от дельты р. Дунай до Днестровского и далее до Сухого лимана прибрежная часть суши шириной от 15 до 25 км представляет собой аллювиальную равнину, сложенную днестровским комплексом плистоценовых террас, примыкающих на севере к послепонтическому плато.

Наиболее крупными элементами гидрографической сети являются долины рек: Днестр, Когильник, Сараты, Хаджидер, Алкалия и Барабой, где хорошо развиты комплексы плистоцен-четвертичных террас, а в низовьях образовались лиманы, отличающиеся мелководностью.

Характерным признаком описываемой равнины является наличие покровных лессовых отложений, полный комплекс которых перекрывает плистоценовые террасы и послепонтическое плато, а на более молодых четвертичных террасах залегают только верхние горизонты лессов. Однако на правобережье Днестровского лимана близ г. Белгород-Днестровский и с. Шабо развиты наложенные террасы, возникшие во время перемещения русла р. Днестр в период после карангатской регрессии.

Развитая овражно-балочная сеть с глубиной расчленения от 20—30 м на юге и до 50—70 м на севере придает рельефу типичный облик Южно-Украинской степной равнины, для которой степные блюдца, как морфоскульптуры, являются одной из характерных особенностей послеголоценовой поверхности [88]. Они приурочены в своем большинстве к покровной толще аллювиальных террас и встречаются на водоразделе Днестр — Алкалия — Барабой, а также на межозерьях Кагул — Ялпуг — Катлабух. При глубине 2—3 м большинство из них не превышает 300—500 м в поперечнике.

Генетически берега подразделяются на два типа: аккумулятивный и абразионный. Аккумулятивные представляют собой пересыпи лиманов и протягиваются на многие десятки километров. Ширина пересыпей составляет в среднем 100—150 м при высоте около 1—2 м. Пересыпи сложены песчано-ракушечными отложениями. Поверхность их довольно четко подразделяется на три морфодинамические зоны: морского пляжа, золотой переработки и зоны лиманного пляжа. Абразионный тип берега развит на участках между лиманом Бурнас и

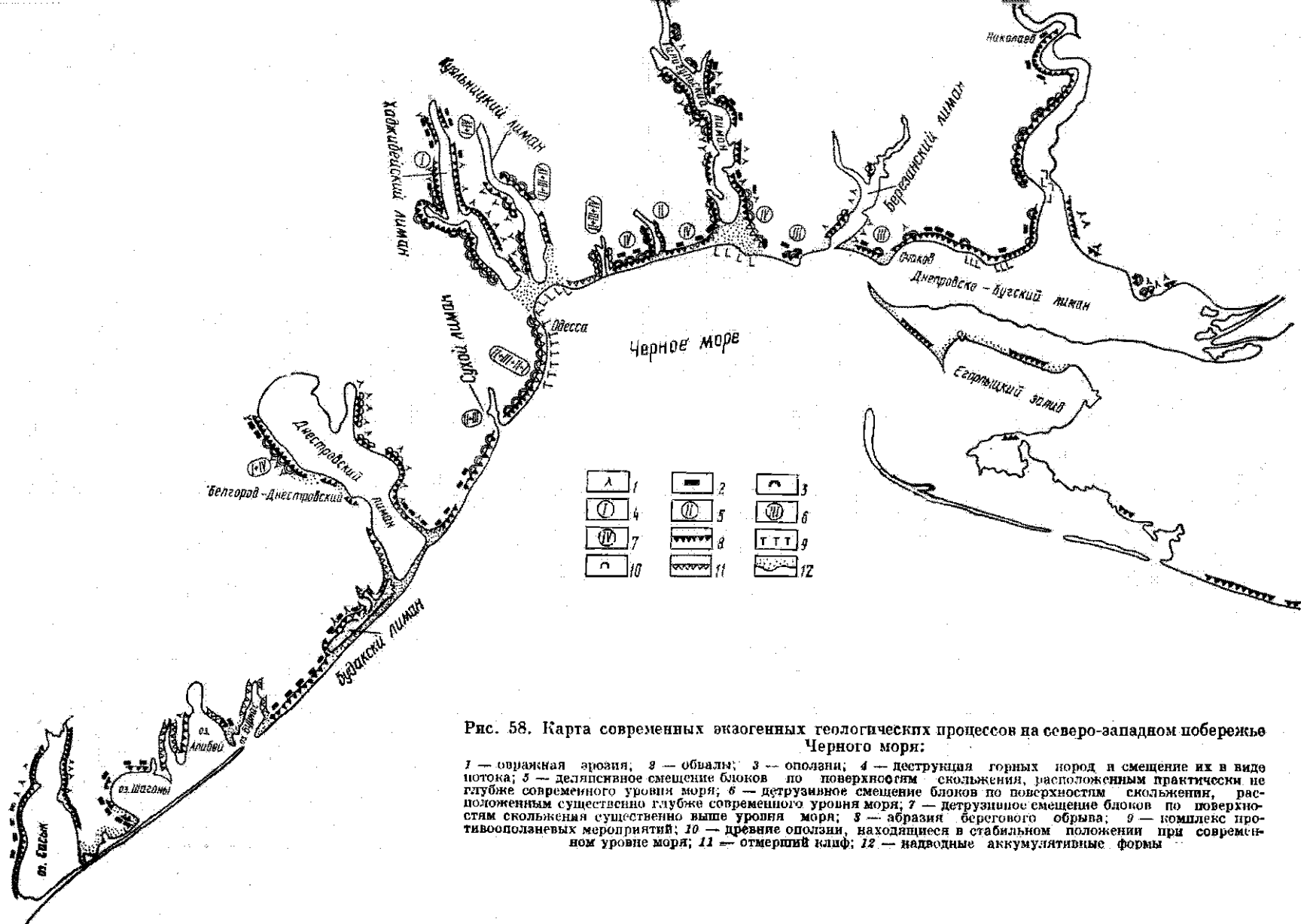


Рис. 58. Карта современных экзогенных геологических процессов на северо-западном побережье Чёрного моря:

1 — образная эрозия; 2 — обвалы; 3 — оползни; 4 — деструкция горных пород и смещение их в виде потока; 5 — дельтавидное смещение блоков по поверхностям скольжения, расположенным практически не глубже современного уровня моря; 6 — детрузивное смещение блоков по поверхностям скольжения, расположенным существенно глубже современного уровня моря; 7 — детрузивное смещение блоков по поверхностям скольжения существенно выше уровня моря; 8 — абразия берегового обрыва; 9 — комплекс противооползневых мероприятий; 10 — древние оползни, находящиеся в стабильном положении при современном уровне моря; 11 — отмерший клиф; 12 — надводные аккумулятивные формы.

Будакским и на северо-восток от Днестровского лимана до с. Сапжейка, где береговые обрывы сложены породами лессового комплекса и подвержены обвалам. Высота абразионного уступа постепенно повышается от м. Бурнас (с. Лебедевка) на северо-восток от 10—15 м до 25—35 м у Санжейской балки. На всем протяжении у основания береговых обрывов прослеживается узкая полоска пляжей из песчано-ракушечных отложений. Ширина пляжей в среднем не превышает 10—15 м, меняясь от 2—3 до 20—25 м, при средней мощности наносов в 1—1,6 м.

Подводная часть склона представляет собой бенч, выработанный в породах лессового чехла и комплекса плиоцен-четвертичных террас и перекрытый на отдельных участках наносами в виде песчано-ракушечных валов, расположенных кулисообразно относительно береговой линии.

На участке между лиманами Бурнас и Будакский, где развит комплекс лессовидных пород, а отметки берегового обрыва колеблются от 3—6 до 26 м, повышаясь с запада на восток, основной гравитационной формой разрушения склонов являются обвалы. На этом участке склоны имеют вид крутых обнаженных обрывов, в верхней почти вертикальной части которых прослеживаются слои лессовидных суглинков, а нижняя — более пологая — сформирована продуктами обвалов.

При средней ширине пляжей 10—15 м делювий в нижней части склона подвержен абразии, создающей в нем ниши и неглубокие пещеры. При достижении склоном критической крутизны вдоль его верхней бровки формируется трещина растяжения, отделяющая блоки в среднем размерами $(1 - 1,5) \times \times (10 - 15)$ м. Подобным же образом идет разрушение склонов на северо-восток от устья Днестровского лимана до Санжейской балки.

Далее на северо-восток от Сапжейской балки до Сухого лимана, где отметки плато превышают 20 м и кровля верхнеплиоценовых отложений поднимается выше уровня моря, разрушение береговых склонов приобретает оползневой характер и происходит путем детрузивного смещения блоков по поверхностям скольжения, расположенным практически на современном уровне моря. Причем оползневые деформации распространяются фронтально и захватывают

четвертичную лессовидную толщу и плиоценовые отложения. Склон обрывается к морю двумя крутыми обнаженными уступами, на которых верхний образован оползневыми деформациями, а нижний является береговым обрывом, возникшим при абразии оползших масс. Собственно оползневой склон имеет ступенчато-гребенчатый вид, характерный для данного типа оползневых деформаций. Ступени, обусловленные блоковым строением склона, запрокинуты в сторону плато и частью раздроблены на более мелкие блоки, гребни же являются поднятыми плечами трещин сжатия.

При ширине пляжа 4—15 м береговой обрыв интенсивно абрадируется, чем постоянно поддерживается активность оползневых процессов. Механизм оползневого процесса выглядит следующим образом: размыв морем берегового обрыва постоянно уменьшает устойчивость собственно оползневой склона и вызывает оползневые смещения. В результате этого из-за движения по нисходящей траектории оползших блоков в верхней части склона увеличивается обрыв плато и возрастает градиент напряжений в его основании. По достижению в этой части оползневой зоны критических значений напряжений от плато отделяется новый блок. Вновь отделившийся блок пригружает оползневой склон и увеличивает сдвигающие силы, вызывая активизацию оползневых смещений (катастрофическую подвижку). Приведенная схема механизма развития оползневого процесса является типичной для детрузивных блоковых оползней в изучаемом районе, усложняясь лишь при оползневых деформациях, захватывающих породы существенно глубже современного уровня моря.

Сравнительно невысокие берега лиманов Сасык (5—19 м), Шаганы (1—8 м), Алибей (2—11 м), Бурнас (5—15 м) и Будакского (до 25—30 м), сложенные лессовидными породами, большей частью подвержены обвалам. Об интенсивности разрушения склонов на этих водоемах свидетельствуют крутые, большей частью обнаженные обрывы с активным клифом в основании.

Правый берег Днестровского лимана, наиболее крупного из рассматриваемых, генетически неоднороден. В нижней и средней частях, где берега сложены породами среднеплейстоценовой террасы, они большей частью заболочены

либо подвержены абразии и обвалам. Ближе к верховью на участке выхода к лиману краевой части Южно-Бессарабской возвышенности, где отметки в прибрежной части повышаются до 30—80 м, склоны сформированы оползевыми процессами доновоэвксинского времени. Склоны ступенчатые (до 3—4 ступеней), сложены лессовидными породами и известняками новороссийского подъяруса, залегающими на мзотической глинистой толще. Рельеф склонов сглажен, проявления свежих оползневых деформаций незначительны. Основание склона абрадируется: вследствие чего береговой обрыв, достигающий высоты 15 м, подвержен оползням, обвалам. Верховья лимана заняты обширной поймой Днестра. Склоны левого берега лимана в средней части (при высоте до 35 м) абразионно-оползневые и сложены толщей лессовидных пород, подстилаемых верхнеплиоценовыми краснобурыми глинами и известняками новороссийского подъяруса. К низовью лимана с погружением неогеновых пород ниже уровня моря склон приобретает абразионно-обвальный характер. На левобережье лимана широко развита овражная эрозия.

Сводная часть Одесского поднятия. Участок побережья от Сухого до Куяльницкого лимана существенно отличается от граничащих с ним участков побережья, как с запада, так и с востока, отсутствием плиоцен-четвертичных аллювиальных образований и представляет собой типичное послеплиоценовое плато. Причем верхненеогеновые отложения на этом участке занимают наиболее высокое положение на побережье, поднимаясь выше уровня моря, так что в устье Хаджибейского лимана верхняя граница мзотического яруса имеет отметки от +20 до +24 м.

Плато возвышается над уровнем моря на 40—50 м, поднимаясь к балкам и оврагам, прорезающим всю четвертичную толщу и часть верхненеогеновых отложений. Следует отметить, что днища самых крутых балок (Черноморская, Бол. Фонтанская) залегают на 10—12 м ниже уровня моря. Плато обрывается к морю крутым, почти вертикальным уступом, в котором обнажаются лессовидные породы, и отделено от береговой черты сравнительно широким склоном (50—200 м) оползневого генезиса. Активное развитие оползневых процессов, носящих детрузивный блоковый харак-

тер, придали рельефу склонов специфический грядово-ступенчатый облик. Со стороны моря оползневый склон ограничен береговым обрывом, в котором хорошо прослеживаются запрокинутые к плато блоки известняка. Береговой обрыв подвержен абразии, формирующей береговую линию в виде чередующихся бухт и мысов. Пляжи, сформированные песчано-ракушечными наносами с большим содержанием гальки и глыб известняка, развиты лишь в бухтах, где достигают всего 3—10 м ширины, и отсутствуют на мысах.

Бенч выработан в оползневых породах, представленных суглинками, глинами и известняками. В настоящее время большая часть побережья защищена берегоукрепительными сооружениями (от Водяной балки до м. Бол. Фонтан), а склоны антропогенно нереформированы.

На северо-восток от Сухого лимана вплоть до балки Ковалевского при залегании слоя известняков новороссийского подъяруса на уровне моря характер оползневых деформаций по сравнению с Санжейским участком не меняется (рис. 58). Лишь от балки Ковалевского, где кровля глинистых отложений мзотического яруса поднимается выше уровня моря, а отметки поверхности плато превышают 40 м, денудация склонов приобретает наиболее сложную форму. Оползневые процессы распространяются существенно глубже уровня моря, а часть оползневого тела вследствие этого не абрадируется. При том же детрузивном и блоковом характере оползневых смещений механизм их осложнен неабрадированной частью оползневого тела, которая расположена в подводной части склона и играет роль буфера для оползневого давления, развивающегося в верхней части оползневого склона [89]. Оползневым деформациям данного типа подвержены склоны морского побережья, в черте г. Одесса и от Куяльницкого до Тилигульского лимана, причем развитие их контролируется положением кровли мзотических пород выше уровня моря, наличием слоя известняков и отметками плато более +40 м.

Наряду с детрузивными блоковыми оползневыми смещениями, являющимися основной формой склоновых процессов, в пределах указанной части побережья также распространены обвалы, детрузивные и деляпсивные блоковые

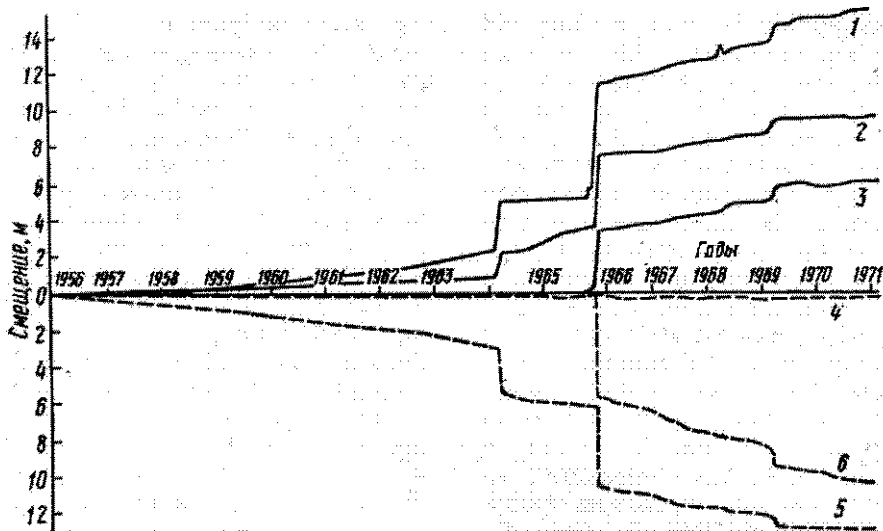


Рис. 59. График смещения реперов на Одесском опорном пункте.

Горизонтальные смещения реперов: 1 — 512; 2 — 516; 3 — 517; вертикальные смещения реперов: 4 — 512; 5 — 516; 6 — 517

оползневые деформации пород в обрывах плато. Продукты этих процессов пригружают верхнюю часть оползневого склона и существенно влияют на его динамику. В зависимости от обводненности оползневой зоны оползшие породы могут подвергаться значительной деструкции, определяющей их дальнейшее смещение в виде потоков.

Основным фактором активизации оползней являются абразия. Оползни характеризуются длительным периодом медленных смещений, которые завершаются катастрофической подвижкой, когда происходит отчленение новой очередной ступени от плато. Во время катастрофических подвижек движение оползневых масс обычно происходит на всем склоне от плато до моря, а в море, как правило, образуются валы сжатия. Период между катастрофическими подвижками колеблется в широких пределах от 25—30 до 100 лет и более.

Особенности развития оползневых процессов рассмотрены на примере Одесского опорного участка [90]. На этом участке в феврале 1964 г. и в декабре 1965 г. наблюдались катастрофические подвижки, вызванные потерей устойчивости прибрежной части плато. Геодезическими наблюдениями с 1957 г. по створу реперов (517, 516, 512) в центральной части амфитеатра зафиксированы оползневые деформации, предшествующие отчленению блоков от пла-

то, а также катастрофические подвижки и деформации в период 1964—1970 гг. До декабря 1964 г. репер 517 был расположен в прибрежной части плато, а затем после отделения блока он сместился в прибрежную головную часть оползневого склона; репер 516 расположен в верхней части склона, а репер 512 — в нижней части, в непосредственной близости от берегового обрыва к морю.

Как видно из графика (рис. 59), смещения реперов имеют вид, характерный для рассматриваемого типа оползней. В верхней части склона вертикальная и горизонтальная составляющие примерно равны (репер 516) либо преобладает вертикальная составляющая (репер 517), в нижней же части оползня смещение происходит практически горизонтально (репер 512). На графике отражена общая тенденция смещений рассматриваемых реперов, связанных с потерей устойчивости прибрежной части плато (1964, 1965 гг.), развитием обвалов и оползней в лессовых породах обрыва плато (1969 г.).

Для выявления стохастической связи между оползневыми смещениями и волновым состоянием моря в заданные интервалы времени (табл. 13), а также оценки ее силы были использованы корреляционные зависимости. За показатель волнового состояния моря была принята сумма высот наблюдавшихся волн, равных и превышающих 1,25 м, так как волны этой высоты достигают клифа и оказывают существенное воздействие на склон.

Расчеты коэффициента корреляции,

Таблица 13. Зависимость оползневых смещений от высоты воли

Дата наблюдений	Сумма высот воли 1,25 м по срокам наблюдения, м	Оползневые смещения реперов, м		
		517	516	512
1.10.1958 г.	15,6	0	0,79	0,47
1.08.1961 г.	39,1	0	0,90	0,83
1.08.1962 г.	16,6	0	0,20	0,17
1.02.1963 г.	29,9	0	0,96	0,81
23.11.1964 г.	12,3	0	3,58 *	2,84 *
29.11.1965 г.	22,0	0,20	1,09	0,77
23.12.1965 г.	2,0	6,65 *	5,82 *	5,73 *
30.12.1966 г.	22,3	0,34	0,14	0,53
30.09.1967 г.	17,2	0,95	0,82	0,89
30.01.1969 г.	19,9	1,05	0,77	0,27
30.12.1969 г.	8,5	1,49 *	1,07 *	1,34
30.05.1970 г.	12,8	0,18	0,10	0,24
30.12.1970 г.	9,4	0,11	0,05	0,24

* Смещения, связанные с отделением от плато новых оползневых блоков, обвалами и оползнями в лессовых породах обрыва плато.

выполненные для оползневых смещений, включая и катастрофические подвижки (табл. 13), дали отрицательные значения. Но при расчетах коэффициента корреляции, когда были исключены смещения, обусловленные пригрузкой головной части оползневого склона (за счет небольших обвалов и оползней лессовых пород на обрыве плато) появилась положительная связь оползневых смещений с волнением (табл. 14), которая для разных частей склона оказалась неодинаковой. Сильнее всего корреляция оползневых смещений с волнением выражена для нижней части склона (репер 512—0,87), в меньшей степени — для верхней части (репер 517 — 0,56; репер 516 — 0,52).

Для объяснения этого явления подробнее рассмотрен характер оползневых деформаций склона. Трещины сжатия, развитые в средней и нижней частях склона, а также данные геодезических измерений (см. табл. 13), согласно которым с 29.09.65 г. по 30.12.70 г. репер 517

сместился на 10,97 м, репер 516 — на 9,86 м, а репер 512 — на 9,41 м, т. е. оползневое смещение сократилось в нижней части склона на 14 %, свидетельствуют о дегрузивном характере оползневых смещений и обстановке сжатия, в которой развиваются оползневые деформации.

Коэффициент корреляции смещений по рассматриваемым реперам с учетом катастрофических подвижек (табл. 14) равен 0,98—0,99. Если исключить смещения, вызванные непосредственно пригрузкой верхней части склона, то возникает иная картина и коэффициент корреляции смещений реперов 517 (отделившийся блок) и 512 (у берегового обрыва) получает значение — 0,08, т. е. практически равное нулю, для реперов 516 (верхняя часть склона) и 512 — 0,58, для реперов 517 и 516 значение коэффициента корреляции достигает 0,98.

Анализ выявленных корреляционных зависимостей раскрывает физическую сторону явления в следующем виде: при значительных пригрузках верхней части склона, когда оползневое давление существенно превосходит силы, препятствующие смещению (силы трения, сопротивление сжатию нижней части оползневого тела), т. е. во время катастрофических подвижек, смещение склона определяется именно возросшим оползненным давлением.

В период достижения относительного равновесия и отсутствия пригрузок верхней части склона нарушение равновесия обуславливается размывом нижней части склона, т. е. уменьшением силы сопротивления пород сжатию. Размыв создает условия для концентрации напряжений в этой части склона и приводит к ее деформации. Поскольку смещения нижней части склона, вызванные волновым размывом, сравнительно небольшие (дециметры в год), непосредственное влияние их распространяется

Таблица 14. Коэффициенты корреляции между смещениями реперов и волнением

Репер	Повторяемость волнений 1,25 м	Репер					
		517 *	516 *	512 *	517	516	512
517 *	—0,52	—	0,99	0,98	—	—	—
516 *	—0,44	0,99	—	0,98	—	—	—
512 *	—0,47	0,98	0,98	—	—	—	—
517	0,56	—	—	—	—	0,98	—0,08
516	0,87	—	—	—	—0,08	—	0,58
512	0,52	—	—	—	—0,08	0,58	—

* Коэффициент корреляции рассчитан с учетом смещений, обусловленных потерей устойчивости приборочной части плато.

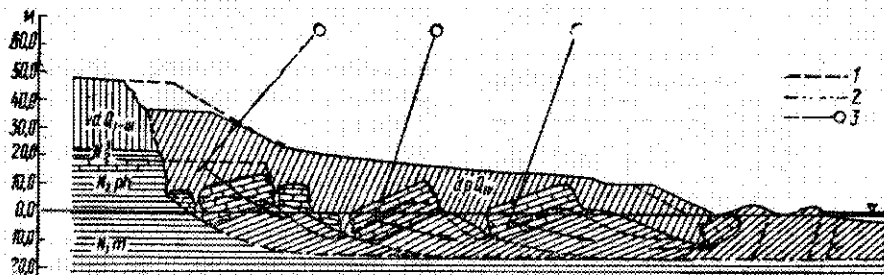


Рис. 60. Схема развития детрузивных блоковых оползней скольжения:

1 — положение контактов в геологическом разрезе до катастрофической подвижки; 2 — поверхность скольжения; 3 — центр вращения блока

лишь на среднюю часть склона, смещение которого определяется оползневым давлением со стороны верхней части склона. Таким образом, в рассматриваемой ситуации, отражающей главные стороны механизма развития оползне-

вых деформаций, выявляются два различных генетических аспекта нарушения устойчивости склонов в оползневой зоне. С одной стороны, непосредственно волновое воздействие моря, приводящее к абразии языковой части оползня и этим уменьшающее силы, препятствующие сжатию, а следовательно, и оползневому смещению, с другой — пригрузка верхней части оползневой склона

Таблица 15. Схема развития детрузивных блоковых оползней скольжения

Геоморфологическая характеристика	до катастрофической подвижки	Плато	Прибрежная часть	Оползневый склон		
				Верхняя часть	Средняя часть	Нижняя часть
				Надводная часть		Подводная часть
	после катастрофической подвижки	Прибрежная часть плато	Оползневый склон			
	Верхняя часть		Средняя часть	Нижняя часть		
	Надводная часть		Подводная часть			
Основные формы нарушения склона				Абразия		
	Оползневые процессы					
Тип деформации и формы оползневых смещений	Оползневая зона					
	Растяжение		Сжатие			
	Относительно неподвижная часть	Сдвиг. Опускание. Движение блока вращательное (близкое к круговому)	Сдвиг. Общее движение близко к горизонтальному. Смещение блоков вращательно-поступательное	Надвиг. Поднятие	Относительно неподвижная часть	
Основные формы проявления оползневых деформаций	Трещины растяжения слабо выраженные	Опущенные трещины растяжения	Поднятые, горизонтальные, опущенные трещины сжатия. Трещины растяжения находятся в подчиненном значении	Опущенные, поднятые трещины сжатия (валы сжатия)		
Баланс оползневых масс		Баланс отрицательный Район убыли оползневых масс	Баланс нулевой Район транзита оползневых масс	Баланс положительный Район накопления оползневых масс		

отделившиеся от плато новыми оползневыми блоками либо продуктами обвалов и оползней в лессовых породах коренного обрыва плато, которая увеличивает сдвигающие силы. При этом отделение новых оползневых блоков, а также обвалы и оползни в лессовидных породах обрыва плато в конечном итоге обусловлены также волнением моря, но уже опосредованным через оползневые смещения склона (рис. 60; табл. 15).

Установленные закономерности показывают, что смещения нижней части склона (за исключением катастрофических подвижек) детрузивных блоковых оползней скольжения находятся в непосредственной зависимости от волнового состояния моря. Зависимость между смещением нижней части склона и волновым состоянием моря (коэффициент корреляции 0,87) может быть аппроксимирована уравнением регрессии ($x = 0,024 y - 0,032$).

Устойчивость прибрежной части плато находится в определенной взаимосвязи с оползневыми смещениями склона (высота обрыва плато), но волновое воздействие моря непосредственного влияния на нее не оказывает. Воздействие моря на прибрежную часть плато передается с запаздыванием по мере размыва нижней (языковой) части оползней.

Таким образом, катастрофические подвижки оползня с отклонением очередной ступени плато должны проявиться тогда, когда убыль оползневых масс на склоне за счет абразии достигнет критического объема, который не может уравновесить напряжение в мезотических глинах под плато.

В связи с вышеизложенным время катастрофических подвижек может не совпадать с временем активизации оползневых процессов на всем побережье, а также активизации основных оползнеобразующих факторов. Проявление катастрофических процессов будет иметь определенную инерционность. Для различных оползневых амфитеатров она неодинакова и определяется особенностями геологического строения, геоморфологических и гидрогеологических условий оползневого склона. Склоны Хаджибейского лимана за исключением верховьев и участков, где развиты аккумулятивные тела, подвержены абразии. В нижней и средней части долины по правому и в средней по левому склону денудация принимает оползневой характер. Большая часть

оползневых деформаций на правом берегу лимана связана с потерей устойчивости нижней и средней частей надводного склона и зачастую носит неглубокий характер. По левому берегу в средней части нарушена устойчивость всего надводного склона, разрушение его происходит путем детрузивного смещения блоков по поверхностям скольжения, расположенным существенно глубже современного уровня лимана. Оползни в этой части лимана по морфодинамическим характеристикам аналогичны оползням на морском побережье. По левому склону и в средней части по правому склону лимана активно развивается овражная эрозия.

Большая часть правого склона и в меньшей мере левый склон Куяльницкого лимана сформированы древними (новоземскими) оползневыми процессами и в настоящее время в нижней и средней частях долины подвержены абразии. Современные оползневые деформации связаны, как правило, с потерей устойчивости лишь части склона и в значительной мере относятся к консистентным оползням-потокам. В верховьях абразии и оползневые деформации склонов отсутствуют. Как правый, так и левый склоны на всем протяжении рассечены действующими оврагами.

Восточное крыло Одесского поднятия. На восток от Куяльницкого лимана до Днепровско-Бугского на протяжении всей прибрежной полосы прослеживаются аллювиальные отложения плечеповых террас. Причем с удалением на восток ширина полосы их увеличивается от 2—5 до 30—40 км. Часто эти отложения лежат на понтических известняках без существенного размыва последних. В случае же заполнения древних речных долин мощность их может достигать 28—30 м. В этих случаях аллювиальные отложения залегают на размывных породах мезотиса или даже верхнего сармата.

К северу от зоны распространения плиоценовых террас обширное пространство типичной степной равнины занимает послепонтийское плато, имеющее выраженный уклон на юго-восток.

Все речные долины и некоторые крупные балки переглублены относительно современного уровня эрозии на 40—50 м, а приустьевые участки долины затоплены морем и представляют собой обширные и глубокие лиманы. За исключением устьевых частей лиманов, где

развиты аккумулятивные формы — пересыпи, все побережья относятся к абразионному типу. На большей части береговой линии плато обрывается к морю крутым уступом и отделено от моря склоном оползневого генезиса, весьма сходным по морфодинамическим признакам с Одесским побережьем.

На всем протяжении, за исключением устьевых частей лиманов, бенч выработан в оползших породах, представленных суглинками, глинами и известняками.

На восток от Куяльницкого до Мал. Аджалыкского лимана деформации обрыва плато развиты столь широко (см. рис. 58), что вырабатывают в верхней части склона уступ, базисом денудации которому служит слой известняков новороссийского подъяруса, обнажающийся весьма часто на склонах из-под оползших через него разрыхленных масс лессов. Склоны в этой части побережья, как и на Одесском побережье, имеют выраженный ступенчатый характер (2—4 ступени).

На участках близ устьев лиманов, балок и оврагов, где рельеф понижается и отметки дневной поверхности падают до +30 м и ниже, а также в местах депрессий кровли маотических отложений (Чабанская, Сычавская балки) разрушение береговых склонов приобретает другой характер. Детрузивные блоковые оползни замещаются обвалами или же оползневой склон сужается, теряет ступенчатый характер, а оползневые деформации весьма часто приобретают децлиписивный характер и захватывают лишь толщу над известняками новороссийского подъяруса.

На участках побережья, где склоны сформированы детрузивными смещениями блоков по поверхности скольжения, расположенными существенно глубже современного уровня моря, в береговых обрывах, являющихся абразионным уступом в оползневом теле, обнажаются весь комплекс пород, подверженных денудации (лессовидные суглинки, красно-бурые глины, блоки известняков, зеленовато-серые алевроито-глинистые отложения).

Береговая линия этой части побережья извилистая, представляет собой ряд мелких бухт, разделенных мысами, сложенных блоками известняков, запрокинутых, как правило, в сторону плато (25—40°). пляж в пределах бухт песчано-галечниковый шириною 4—10 м

на мысах замещается, чаще всего, глыбовыми завалами. В бенче обнажаются также оползневые структуры. К существенным особенностям формирования профиля подводного склона в этой части побережья относится наряду с абразией постоянное развитие положительных форм из-за оползневых деформаций в языковой (подводной) части оползня, что придает профилю, как правило, выпуклый характер. Именно соотношение скоростей размыва и выпора на каждом конкретном участке определяет образование либо положительных форм в подвижном профиле, либо размыв его, не исключается также и динамическое равновесие профиля подводного склона.

По мере понижения рельефа и погружения кровли неогеновых отложений на восток от Тилигульского лимана (см. рис. 58) характер деформаций береговых склонов несколько меняется. Ширина оползневого склона уменьшается от 150 до 80—50 м, однако в приустьевой полосе из-под наносов на отдельных участках хорошо прослеживаются структуры оползневого генезиса, в которых наблюдаются и слои известняка, запрокинутые в сторону плато. У балки Карабуш, при падении отметки рельефа до 39—25 м, оползневые деформации склонов замещаются обвалами. Далее к м. Аджияк на урезе в береговом обрыве обнажается слой известняков новороссийского подъяруса, который прослеживается до балки в устье Березанского лимана.

Оползневой же склон (отметки плато 35 м), как правило, приобретает общий хорошо выраженный уклон в сторону моря. При ширине склона в 50—80 м и блоковым детрузивным характере смещений базисом оползневых деформациям служит кровля слоя известняков.

От Березанского лимана к м. Очаков с повышением отметки плато до +35 м обвалы берегового обрыва замещаются оползневыми деформациями, по своему характеру аналогичными описанным выше.

Таким образом, на морском побережье с запада от устья р. Дунай до Днепровско-Бугского лимана на восток прослеживается последовательная смена форм денудации от обвалов через блоковые оползневые деформации практически надводной части склонов до детрузивных блоковых оползней с поверхностями скольжения, захватывающими породы существенно глубже уровня моря,

и опять к оползневым деформациям лишь надводной части склонов и обвалам.

Указанная изменчивость форм денудации склонов закономерно связана с высотой склона и положением кровли отложений неогена относительно уровня моря, т. е. расположением склонов относительно структурных элементов Одесского поднятия.

Склоны Бол. и Мал. Аджалыкских лиманов на правом берегу и левом берегу Большого, в нижней и средней частях долин сформированы древними оползневыми процессами. Абразии в большей степени подвержены склоны Мал. Аджалыкского лимана. Современные оползневые деформации склонов незначительны.

Устьевая часть Тилигульского лимана перекрыта широкой (3 км) пересыпью. Склоны в этой части лимана сформированы оползневыми процессами, но признаков деформаций не имеют. Левый склон в низовьях лимана также подвергался оползневым деформациям, но, несмотря на абразионное воздействие, признаков современных оползневых смещений не несет. На большей части, за исключением верховьев и аккумулятивных образований, основание левого склона абрадировано, однако оползневыми деформациями охвачены сравнительно небольшие участки склона в средней части долины. Правый склон больше подвержен абразии и оползневым деформациям, которыми в средней части долины был охвачен целиком. Оползневые смещения носят как блоковый характер, так и характер оползней-потоков. На склонах лимана развита овражная эрозия.

Березанский лиман расположен на восточной границе изучаемого района. Правый склон лимана от устьевой части до верховьев активно абрадируется. Береговой обрыв высотой до 10 м подвержен обвалам. Оползневыми деформациями затронута лишь незначительная часть склонов (1 км) в средней части лимана. Левый склон абрадируется на сравнительно небольших участках в верхней и устьевой частях долины.

В заключение следует отметить, что развитие современных экзогенных геологических процессов на склонах лиманов во многом отличается от развития их на морских склонах. Если при денудации водораздельных участков на морских берегах происходит, по сути, пер-

есечение по древним эрозионным долинам встречается с уже сформированными склонами, где многие из процессов, приведших к их возникновению, из-за повышения базиса денудации в большей мере не проявляются. Поскольку лиманы, как правило, представляют собой сравнительно узкие, неглубокие и вытянутые водоемы, отгороженные пересыпями от моря, то волновая энергия воздействия на склоны в этих условиях существенно ниже, чем на морских берегах, так как взаимодействие волн со склонами происходит под острыми углами. Однако, как и на морских берегах, в лиманах на колебания уровня водоема значительное влияние оказывают стонпо-нагонные течения, во многом определяющие темп абразии, которой благоприятствует на большинстве участков практическое отсутствие наносов. Причиной последнего, как и на морских берегах, служит литологический состав абрадируемой толщи. Преобладание глинистых компонентов в абрадируемых породах, с одной стороны, обуславливает скудность пляжей, а с другой стороны, значительные объемы осадков пеллопорного поля (иллов) — широко известные лечебные грязи.

Важно отметить, что на лиманах абрадируется, как правило, не основание древних склонов, а средняя их часть, в то время как нижняя часть пригнута осадками, выполняющими переуглубленную долину, т. е. абразией чаще всего в этих условиях нарушается устойчивость лишь средней и верхней частей древних склонов. Следует отметить, что фронт абразионных склонов на морском побережье ориентирован вкрьест падения моноклинали, долины же лиманов ориентированы по падению слоев.

В развитии абразии и гравитационных процессов на склонах лиманов четко проявляется асимметрия. Рассмотрим это явление на примере Одесского поднятия, принимая во внимание, что долины лиманов приурочены к его крыльям и ориентированы субпараллельно его оси. Используя данные табл. 16, 17, получаем степень пораженности абразионными, обвальными, оползневыми процессами правых и левых склонов лиманов на западном и восточном крыльях поднятия.

Если дифференцировать ясно выраженную тенденцию к усилению абразионно-обвально-оползневых процессов

Таблица 16. Распространенность берегоформирующих процессов на склонах некоторых лиманов

Лиман	Правый (западный) берег лимана						
	Общая длина бе- рега, км	Абразия отсутствует		Абразионно-обваль- ный		Абразионно-ополз- невой	
		Протяженность		Протяженность		Протяженность	
		км	%	км	%	км	%
Сасык	32,0	6,0	18,8	26,0	81,2	—	—
Шаганы	10,5	4,5	42,9	6,0	57,1	—	—
Алибей	9,5	5,5	57,9	4,0	42,1	—	—
Бурнас	11,0	9,0	81,8	2,0	18,2	—	—
Будакский	16,0	5,0	31,3	11,0	68,7	—	—
Днестровский	44,0	20,0	45,5	15,5	35,2	8,5	19,3
<i>Итого</i>	123,0	50,0	40,7	64,5	52,4	8,5	6,9
Хаджибейский	59,0	10,0	17,0	30,0	50,8	19,0	32,2
Куяльницкий	34,0	14,0	41,2	5,0	14,7	15,0	44,1
Бол. Аджалыкский	4,0	2,0	50,0	—	—	2,0	50,0
Мал. Аджалыкский	5,0	—	—	—	—	5,0	100,0
Тилигульский	75,0	37,5	50,0	20,0	26,7	17,5	23,3
Березанский	51,0	38,0	74,5	11,0	21,6	2,0	3,9
<i>Итого</i>	228,0	101,5	44,5	66,0	29,0	60,5	26,5

Лиман	Левый (восточный) берег лимана						
	Общая длина бе- рега, км	Абразия отсутствует		Абразионно-обваль- ный		Абразионно-ополз- невой	
		Протяженность		Протяженность		Протяженность	
		км	%	км	%	км	%
Сасык	23,0	5,5	23,9	17,5	76,1	—	—
Шаганы	10,0	5,5	55,0	4,5	45,0	—	—
Алибей	9,5	6,5	68,4	3,0	31,6	—	—
Бурнас	9,0	6,0	66,6	3,0	33,4	—	—
Будакский	7,0	6,0	85,7	1,0	14,3	—	—
Днестровский	38,0	14,0	36,8	10,0	26,3	14,0	36,8
<i>Итого</i>	96,5	43,5	45,1	39,0	40,4	14,0	36,8
Хаджибейский	41,0	11,0	26,8	27,5	67,1	2,5	6,1
Куяльницкий	37,0	20,0	54,1	13,0	35,1	4,0	10,8
Бол. Аджалыкский	4,0	—	—	1,0	25,0	3,0	75,0
Мал. Аджалыкский	7,0	—	—	7,0	100,0	—	—
Тилигульский	71,0	48,0	67,6	18,0	25,4	5,0	7,0
Березанский	29,0	29,0	100,0	—	—	—	—
<i>Итого</i>	189,0	108,0	57,1	68,5	35,2	14,5	7,7

Таблица 17. Степень пораженности абразией и оползнями склонов лиманов относительно структурных элементов Одесского поднятия, %

Проявление склоновых процессов	Западное крыло		Восточное крыло	
	Склон лимана			
	Правый	Левый	Правый	Левый
Абразия и оползни отсутствуют	40,7	45,1	44,5	57,1
Абразионно-обвальные склоны	52,4	40,4	29,0	32,2
Абразионно-оползневые склоны	6,9	14,5	26,5	7,7
Абразионно-обвальные оползневые склоны	59,3	54,9	55,5	42,9

с востока на запад, то при сохранении этой тенденции в целом у абразионно-обвальных процессов, у оползневых выявляется зависимость от расположения склонов относительно свода Одесского поднятия.

Так, на восточном крыле его правые склоны лиманов, т. е. прилегающие к своду, поражены оползнями более чем в три раза по сравнению с левыми, а на западном крыле левые склоны, также прилегающие к своду, поражены оползнями более чем в два раза по сравнению с правыми, т. е. существует прямая зависимость пораженности склонов оползнями от расположения склонов лиманов относительно Одесского поднятия.

Современные экзогенные геологические процессы на побережье в северо-западной части Черного моря подвержены в настоящее время мощному антропогенному воздействию. Вмешательство человека выражается в строительстве портов, противооползневых берегозащитных комплексов, добыче песка в подводных карьерах, возведении гидротехнической системы Дунай — Днепр.

Таким образом, рассмотренные особенности современных геологических процессов позволяют сформулировать следующие основные положения.

1. Активная абразия является определяющим фактором развития склоновых процессов для морского побережья, где гравитационные процессы в зависимости от высоты склонов и положения стратиграфических границ отложений неогена относительно уровня моря принимают формы от обвалов до детрузивных блоковых оползней с поверхностью скольжения, расположенной существенно ниже современного уровня моря, т. е. формы денудации морских склонов определяются положением их относительно структурных элементов Одесского поднятия.

2. Развитие современных экзогенных геологических процессов на склонах древних эрозионных долин (лиманов) протекает в условиях существенного повышения базиса эрозии; одним из главных факторов развития склоновых процессов является абразия.

3. Прослеживается прямая зависимость интенсивности развития отдельных форм денудации от расположения склонов долин лиманов относительно структурных элементов Одесского поднятия.

Изложенное выше показывает, что пространственная структура современных экзогенных процессов в полной мере определяется эндогенными факторами, неотектоническим этапом развития этого региона.

Временная же структура современных экзогенных процессов большей частью определяется экзогенными факторами, среди которых главенствующую роль играют гидрометеорологические процессы.

ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ

Для инженерно-геологического районирования территорий использован предложенный И. В. Поповым [107] принцип формационного и стратиграфо-генетического анализа. При районировании, в соответствии с этим принципом, выделяются следующие таксономические единицы:

инженерно-геологические регионы — по геоструктурному принципу;

инженерно-геологические области — по геоморфологическим условиям;

районы — по сочетанию стратиграфо-генетических комплексов;

участки — по гидрогеологическим условиям и наличию на них проявлений современных геологических процессов. Эти принципы, которые стали общепризнанными при районировании суши, нашли в той или иной степени применение и при инженерно-геологическом районировании шельфов [18, 97, 116]. Наличие слоев воды над отложениями дна на шельфе или в лимане, особенности осадконакопления и формирования свойств этих отложений, своеобразный комплекс геологических процессов, широкое развитие отложений со специфическими свойствами не противоречат возможности применения упомянутых принципов.

ШЕЛЬФ

Анализ стратиграфо-генетических комплексов пород исследуемой территории свидетельствует о преобладании в их составе песчано-глинистых образований. Эта особенность, наряду со значительным распространением и пространственной выдержанностью слоев, их горизонтальным или субгоризонтальным залеганием, является следствием специфического тектонического режима региона. На протяжении неоген-

четвертичного времени в регионе происходили колебательные движения незначительной амплитуды преимущественно отрицательного знака, что приводило к периодической смене континентального режима морским и наоборот. В связи с тем что взаимосвязь тектонического режима территории с формированием слагающих ее пород является основной региональной закономерностью распространения в земной коре пород с различными физико-механическими свойствами [107], рассматриваемая территория побережья и шельф должны быть отнесены к одному инженерно-геологическому региону — Причерноморской впадине.

Анализ пространственного сочетания стратиграфо-генетических комплексов показывает их тесную связь с геоморфологическими условиями. Так, на побережье лессовидные породы плейстоцена, песчано-глинистые и карбонатные породы плиоцена приурочены к водораздельным пространствам, к площадям, находящимся вне глубоких эрозионных врезов. Несмотря на то что продолжения этих водоразделов в результате развития трансгрессии оказались ниже уровня моря, комплексы, слагающие эти водоразделы, не были уничтожены или замещены другими, а только песчолько изменены и сохранили свое инженерно-геологическое значение. Точно так же другая группа комплексов (аллювиальные отложения позднего плейстоцена, позднелейстоцен-голоценовые лиманно-морские глинистые отложения) приурочена в пределах современной суши к эрозионным врезам и к их продолжениям на шельфе. И в этом случае переход комплексов в область интенсивного морского выравнивания не повлек за собой полного уничтожения или существенного их изменения. Генетическая связь комплексов с различными геоморфологическими условиями в пределах суши и шельфа прослеживается и в рельефе дна последнего — возвышающиеся участки дна маркируют, как правило, бывшие водораздельные пространства и характерную для них группу комплексов; пониженные участки морского дна совпадают с продолжениями на шельфе эрозионных врезов суши. Таким образом, в инженерно-геологическом отношении рассматриваемый регион может быть подразделен на две области: континентальной плиоценовой равнины и четвертичных речных террас.

Сходство стратиграфо-генетических комплексов в главных чертах внутри каждой инженерно-геологической области на суше и на шельфе не исключает различий между ними: различий за счет сходства геологического развития каждой области, разного генезиса и интенсивности геологических процессов, особенностей формирования физико-механических свойств отложений в субаэральной и субаквальной средах. Все это позволяет каждую из рассмотренных выше инженерно-геологических областей разделить на две подобласти — подобласть в пределах суши и подобласть в пределах шельфа.

В каждой подобласти по сочетанию стратиграфо-генетических комплексов выделен ряд инженерно-геологических районов. Последние являются наиболее дробными таксономическими единицами производного районирования. Дальнейшая детализация инженерно-геологического районирования на основе принятого стратиграфо-генетического принципа возможна по сочетанию петрографических типов пород, по комплексу ведущих геологических процессов, по физико-механическим свойствам отложений.

Инженерно-геологическое районирование прибрежной части суши и прилегающей полосы северо-западного шельфа Черного моря произведено для участка между дельтой р. Дунай и устьем Днепровско-Бугского лимана (рис. 61; табл. 18). На схеме выделено 25 инженерно-геологических районов, в том числе в пределах суши — 11, на шельфе — 14. В легенде к схеме дана характеристика каждого района, включающая такие сведения, как состав, генезис, возраст отложений, мощность их слоев. Кроме того, для каждого района или их групп приведен перечень современных геологических процессов. Среди последних наиболее широким распространением на побережье моря и лиманов пользуются абразия и оползни (ниже уреза на подводном склоне — донная абразия). Характеристика районов включает в себя также перечень ожидаемых инженерно-геологических процессов при различных видах хозяйственного освоения территории. Наиболее серьезными из них в пределах суши следует считать просадку лессовых грунтов при замачивании, неизбежное повышение уровня грунтовых вод при водных мелиорациях, а также интен-

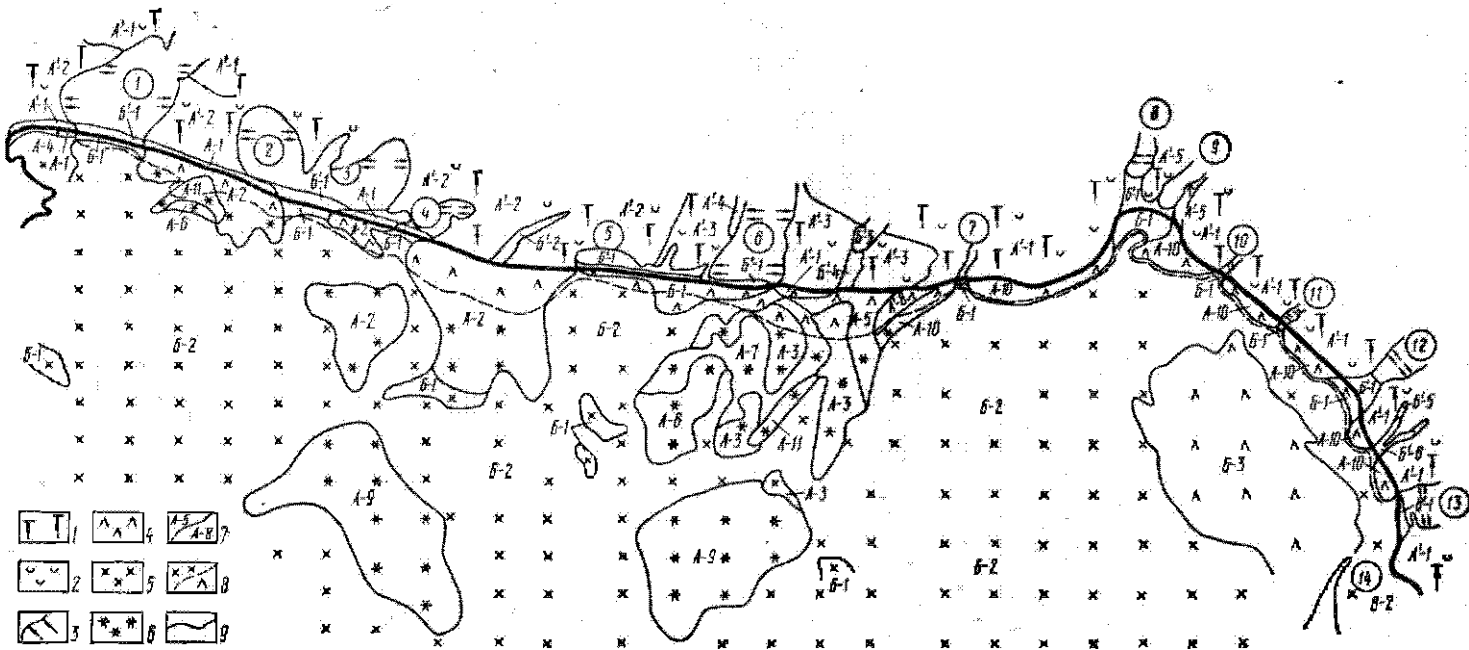


Рис. 61. Ожидаемые инженерно-геологические процессы в Северо-Западном Причерноморье.

Лиманы (цифры в кружках): 1 — Сасык; 2 — Шагань; 3 — Алибей; 4 — Бурнас; 5 — Вудакский; 6 — Днестровский; 7 — Сухой; 8 — Хаджибейский; 9 — Кульницкий; 10 — Бол. Аджалыкский; 11 — Мал. Аджалыкский; 12 — Тилигульский; 13 — Березанский; 14 — Днепровско-Вугский. Прибрежная суша: 1 — подъем уровня грунтовых вод при проведении оросительных мероприятий без искусственного повышения дренарованности; 2 — просадка лесовидных грунтов при замачивании под дополнительной нагрузкой; 3 — значительное усиление абразии и оползней на побережье лиманов при ННГ, превышающих бытовые уровни. Шельф: 4 — размыв оснований фундаментов неглубокого заложения, деформации оснований трубопроводов при укладке на динамичном слое песка, перехват потока наносов каналами, их обмеление и заклинение, значительное уплотнение грунтов в основании сооружений (районы Б-1, Б-2), опливание откосов каналов и прорезей в илах, нарушение устойчивости склонов побережья при эксплуатации подводных карьеров песка; 5 — заклинение подводных выработок, опливание их откосов, значительное уплотнение грунтов в основании сооружений; 6 — заклинение подводных выработок. Границы: 7 — между инженерно-геологическими районами; 8 — между площадями с различными комплексами ожидаемых инженерно-геологических процессов; 9 — береговая линия. Районы см. в табл. 18

Т а б л и ц а 18. Инженерно-геологическая характеристика районов

Регион	Область	Индекс	Литологическая характеристика	Генезис и возраст	Мощность, м	Геологические процессы
<i>Прибрежная суша</i>						
Причерноморская впадина	Плато и древние террасы	A'-1	Лессовидные породы Красно-бурые глины	$vdQ_I - III$ N_2^3	10-20 5-10	В прибрежной полосе — абразия, оползни, оврагообразование; за ее пределами — не выражены
		A'-2	Лессовидные породы Глины	$vdQ_I - III$ $aQ_I - N_2^3$	10-20 0-10	То же
		A'-3	Лессовидные породы Пески, гравий	$vdQ_I - III$ N_2^3	> 20 5-10	В прибрежной полосе абразия, обвалы, осыпи; за ее пределами — не выражены
		A'-4	Супесь, песок пылеватый Песок с гравием	vQ_{IV} $aQ_{III} - N_2^3$	0-5 > 10	Перевывание песка
		A'-5	Лессовидные породы Песок, глина, галечник	$vdQ_I - III$ N_2kj	10-20 5-10	Незначительное оврагообразование
	Плейстоценовая делювиальная равнина	B'-1	Песок с ракушей Илы	mQ_{IV} $lmQ_{III} - IV$	10-20 До 25	Перемещение материала
		B'-2	Суглинок, супесь, песок Лессовидные породы	adQ_{IV} $vdQ_I - III$	0-10 5-10	Накопление и перемещение аллювиально-делювиального материала
		B'-3	Супесь, песок Глина	aQ_{IV} N_1m	0-10 > 10	То же
		B-4	Супесь, песок Известняк	aQ_{IV} N_2P	0-10 5-10	»
		B-5	Суглинок со щебнем известняка Глина	dQ_{IV} N_1m	0-5 > 10	»
		B-6	Суглинок со щебнем Известняк	dQ_{IV} N_2P	0-5 5-10	»
	Плато и древние террасы	A-1	Пески с ракушей Лессовидные породы	mQ_{IV} $vdQ_I - III$	До 10 0-15	Перемещение и аккумуляция песка; у лиманов — образование «прорыв»
		A-2	» Глины	$vdQ_I - III$ $aQ_I - N_2^3$	0-15 До 10	Донная абразия, перемещение и аккумуляция песка. В штиль — аккумуляция глинистого материала
		A-3	Лессовидные породы Пески, гравий	$vdQ_I - III$ N_2^3	0-15 До 10	Аккумуляция глинистого материала
		A-4	Илы Лессовидные породы	$lmQ_{III} - IV$ $vdQ_I - III$	До 20 5-20	Аккумуляция глинистого материала
		A-5	Песчано-гравийные отложения Известняки	N_2^3 N_2P	До 10 До 5	Донная абразия и перемещение песков, близ района А = 10 аккумуляция глинистого материала
		A-6	Глины Песчано-гравийные отложения	N_2^3 N_2^3	До 10 До 10	Донная абразия, перемещение наносов; в штиль — аккумуляция глинистого материала
		A-7	Глины Песчано-гравийные отложения	lQ_{III} N_2^3	0-5 5-10	Донная абразия, перемещение наносов
Причерноморская впадина	Плато и древние террасы			<i>Шельф</i>		

Регион	Область	Индекс	Литологическая характеристика	Генезис и возраст	Мощность, м	Геологические процессы
Причерноморская впадина	Плато и древние террасы	A-8	Известняки, глины	N_2p	До 5	Донная абразия, перемещение наносов
		A-9	Глины	N_1m	> 20	Преимущественно биогенная аккумуляция
			Пески с ракушей	mQ_{IV}	1—5	
			Глины	$aQ - N_2^3$	> 10	
		A-10	Делювий реликтов оползней	dpQ_{IV}	> 10	Донная абразия, перемещение и периодическая аккумуляция песков
	Плейстоценовая делювиальная равнина		Глины с прослоями и линзами песка	N_1m	> 20	
		A-11	Литифицированная ракуша	mQ_{III}	До 10	Донная абразия и перемещение наносов
			Песчано-гравийные отложения	N_2^3	5—10	
		B-1	Песок с ракушей	mQ_{IV}	3—12	Перемещение наносов
			Илы	lmQ_{III-IV}	До 20	
		B-2	Илы	lmQ_{III-IV}	3—10	Аккумуляция глинистого и биогенного материала
			Песчано-гравийные отложения	aQ_{III}	> 15	
		B-3	Ракуша, песок с ракушей	mQ_{IV}	До 5	Размыв и перемещение песчано-ракушечного материала
			Песок	aQ_{III}	< 10	

сификацию абразии и оползнеобразования на побережье лиманов в случае использования их част в качестве водохранилищ пресной воды при уровне выше бытового. В пределах прибрежной полосы шельфа наиболее важной задачей при ее освоении следует считать защиту пород дна на глубинах до 3—5 м от донной абразии, которая является одним из основных факторов, стимулирующих процесс образования оползней.

Комплекс народнохозяйственных задач, решаемых в процессе освоения рассмотренного района, весьма разнообразен. Поэтому при инженерно-геологическом районировании принято целесообразным давать оценку инженерно-геологических условий каждого района или их групп, так как при комплексном освоении эта оценка не всегда является однозначной. Степень сложности этих условий может быть определена путем анализа всей совокупности информации о каждом из выделенных районов, включая сведения о рассмотренных выше физико-механических свойствах наиболее распространенных типов пород.

ЛИМАНЫ

Лиманы, несмотря на некоторые особенности истории их геологического развития и специфики осадконакопления, в

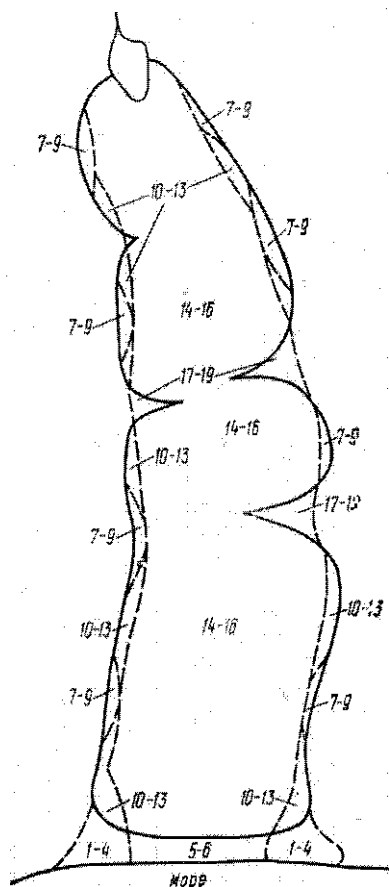


Рис. 62. Схема инженерно-геологических районов (см. табл. 19)

Таблица 19. Характеристика инженерно-геологических районов

Номер района	Номер комплекса	Грунт комплекса	Генезис и возраст	Мощность	Современные геологические процессы	Ожидаемые инженерно-геологические процессы
1	1	Песок * с ракушей	lmQ_{IV}	0—5	Накопление делювиального материала, аккумуляция на внутренней стороне пересыпи, эоловая дефляция и аккумуляция	Усиление фильтрации через тело пересыпи, суффозионные явления при подъеме уровня в лимане с НПГ выше бытового
	2	Глина плотная, вязкая	$N_2p + N_1m + N_1s_3$	> 20		
2	1	Песок * с ракушей	lmQ_{IV}	0—5		
	2	Лессовидный суглинок	$vdQ_I - III$	0—15		
3	1	Песок * с ракушей	lmQ_{IV}	0—5		
	2	Глины плотные, вязкие	$Q_I - N_2^3$	5—15		
4	1	Песок * с ракушей	lmQ_{IV}	0—5		
	2	Суглинок часто со щебнем	$dQ_{III - IV}$	0—8		
5	1	Песок *	lmQ_{IV}	5—12	Перемещение песка вдоль внутренней и мористой частей пересыпи, образование «прола». Перемещение пересыпи в сторону лимана. Аккумуляция песка на лиманной стороне, на Тилигульском и Куяльницком лиманах — также на внешней	Значительное уплотнение грунтов оснований, запос песком проходных каналов, оплывание их откосов. Усиление фильтрации через тело пересыпи, суффозионные явления при повышении уровня воды в лимане с НПГ выше бытового
	2	Ил различной глинистости, мягкопластично-текучей консистенции	$lmQ_{III - IV}$	10—25		
6	1	Песок *	lmQ_{IV}	5—12		
	2	Ил мягкопластичный	$lmQ_{III - IV}$	5—15		
	3	Песок мелко-, среднезернистый	$aQ_{III} (mQ_{III})$	До 10		
7	1	Глина плотная, вязкая	$N_2p + N_1m + N_1s_3$	> 20	Донная и береговая абразия, периодическое накопление оползневых и обвальных масс. Временная аккумуляция песка и ракуши в процессе миграции наносов	Подмыв фундаментов мелкого заложения. Усиление донной и береговой абразии, оползнеобразование при подъеме уровня воды с НПГ выше бытовых горизонтов
8	1	Лессовидный суглинок	$vdQ_I - III$	0—15		
	2	Глина плотная, вязкая	$aQ_I + N_2^3$	5—15		
9	1	Суглинок иногда со щебнем	$dQ_{III - IV}$	0—8		
	2	Глина плотная (или лессовидный суглинок)	$aQ_I - N_2^3$ (или N_1 , $vdQ_I - III$)	(0—25; > 20)		
10	1	Песок преимущественно мелкозернистый	lQ_{IV}	0—3	Двухсторонняя миграция наносов, их временная аккумуляция. Периодическая донная абразия (при повышенной штормовой активности)	Подмыв фундаментов мелкого заложения. Перехват потока наносов выступающими в лиман сооружениями. Усиление донной, береговой абразии оползневой деятельности при подъеме уровня воды с НПГ выше бытовых горизонтов
	2	Глина плотная, вязкая	$N_2p + N_1m + N_1s_3$	> 20		
11	1	Песок преимущественно мелкозернистый	lQ_{IV}	0—3		
	2	Лессовидный суглинок	$vdQ_I - III$	0—15		

Номер района	Номер комплекса	Грунт комплекса	Генезис и возраст	Мощность	Современные геологические процессы	Ожидаемые инженерно-геологические процессы
12	1	Песок преимущественно мелкозернистый	lQ_{IV}	0—3	Аккумуляция глинистого и биогенного материала	Значительное уплотнение грунтов основания при возведении дамб. Завлиение судоходных каналов, оплывание их откосов
	2	Глина плотная, вязкая	$aQ_I - N_2^3$	5—15		
13	1	Песок преимущественно мелкозернистый	lQ_{IV}	0—3		
	2	Суглинок иногда со щебнем	$aQ_{III - IV}$	0—8		
14	1	Ил мягкопластичный текучей консистенции	$lmQ_{III - IV}$	0—25		
	2	Глина плотная, вязкая	$N_{2p} + N_{1m} + N_{1s}$	> 20		
15	1	Ил мягкопластично-текучей консистенции	$lmQ_{III - IV}$	0—25		
	2	Песок мелко-среднезернистый	$aQ_{III} (mQ_{II})$	До 10		
16	1	Ил мягкопластично-текучей консистенции	$lmQ_{III - IV}$	0—15		
	2	Глина плотная, вязкая	$aQ_I - N_2^3$	5—15		
17	1	Песчано-ракушечный грунт	lmQ_{IV}	До 15	Односторонняя и двухсторонняя миграция наносов, аккумуляция песка и ракушки, выдвижение береговой линии в лиман, дефляция	Усиление абразии на прилегающих участках дна и побережья. Затопление при подъеме уровня воды в лимане
	2	Глина плотная, вязкая	$N_{2p} + N_{1m} + N_{1s}$	> 20		
18	1	Песчано-ракушечный грунт	lQ_{IV}	До 15		
	2	Лессовидный суглинок	$aQ_I - III$	0—15		
19	1	Песчано-ракушечный грунт	lQ_{IV}	До 15		
	2	Глина плотная, вязкая	$aQ_I - N_2^3$	5—15		

* Песок мелкозернистый.

своем большинстве относятся к инженерно-геологической области эрозийных врезов и к подобласти, находящейся в пределах суши. Более дробное деление чаш лиманов в инженерно-геологическом отношении можно выполнять путем выделения стратиграфо-генетических комплексов в качестве районов. Однако степень геологической и инженерно-геологической изученности лиманов такова, что ни по одному из них в

целом пока не представляется возможным провести инженерно-геологическое районирование, хотя принципиальная необходимость этого очевидна.

Анализ и обобщение имеющихся материалов по геологическому строению лиманов позволили выявить ряд важных в инженерно-геологическом отношении закономерностей, свойственных всем лиманам (см. табл. 1). К их числу относятся: наличие слоя песков в кров-

ле толщи глинистых отложений на участках пересыпей; налегание слоя песков непосредственно на коренные породы различного состава в местах сочленения пересыпей с коренным берегом при одновременном уменьшении мощности первых; значительная мощность глинистых молодых образований в центральной части эрозионных врезов, постепенное ее уменьшение к береговой линии при одновременном поглублении осадков вплоть до перехода их в пески на прибрежной отмели и на урезе; наличие в приурезовой полосе бепча, образованного в коренных породах, лишенного современных осадков либо перекрытого незначительной по мощности (0,5—3,0) толщей песчано-ракушечных, иногда щебнистых образований; наличие на ряде лиманов кос, сложенных песчано-ракушечным материалом, который покоится на уплотненных голоценовых или на коренных отложениях; существенное поглубление осадков в верховьях лиманов (особенно в случае, когда в лиманы открываются современные водотоки), частое чередование здесь прослоев песков и глинистых образований в разрезе.

В результате выявленных закономерностей предложено типологическое районирование донных отложений и пересыпей лиманов. Возможность такого районирования основана на том, что в пределах каждого лимана выделяется несколько стратиграфо-генетических

комплексов (или инженерно-геологических районов). Примыкания пересыпей к коренным берегам, центральные части пересыпей, зона мелководья вдоль коренных берегов, части чаши водоемов, участки кос — все они различаются между собой по составу пород, слагающих первый и второй комплексы, а также по их сочетанию. Пространственные границы также варьируют от лимана к лиману. На основании сведений о геологическом строении лиманов определены состав и сочетание основных, наиболее распространенных комплексов и выделены на лиманах около 20 инженерно-геологических районов, положение которых приведено на обобщенной схеме (рис. 62; табл. 19). В легенде к схеме приведена характеристика состава пород, их генезиса, возраста, данные о мощности слоев. Сведения о физико-механических свойствах основных типов пород изложены ранее. Районы, охватывающие пересыпь, ее сочленение, полосу мелководья вдоль коренных берегов и другие, характеризуются комплексами современных геологических и возможных инженерно-геологических процессов, перечень которых помещен в легенде. Вся информация позволяет получить представление об инженерно-геологических районах, оценить на качественном уровне возможности и перспективы решения ряда народнохозяйственных задач в связи с освоением этих водоемов.

ПЕРСПЕКТИВЫ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЛИМАНОВ

ОСНОВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ

Программой освоения природных ресурсов Причерноморья предусмотрено использование лиманов в следующих основных направлениях: рекреационном, опреснении некоторых из них для целей орошения, дальнейшего развития бальнеологии и рыбного хозяйства. Особое место отводится созданию крупных пресноводных водохранилищ в чашах современных лиманов и орошению, на этой основе, обширных районов Причерноморья, что имеет большое значение в решении продовольственной программы. Одним из звеньев выполнения этой программы является дальнейшее повышение роли мелиорации Юга страны, в частности Причерноморья. За десятилетие должно быть введено в эксплуатацию не менее 1 млн. га орошаемых земель. Производственной базой значительного увеличения орошаемых земель станут крупные оросительные системы. К 1990 г. будет завершено строительство Дунай-Днестровской, Каховской и первой очереди Приазовской оросительных систем, развернуто строительство Днепровско-Бугского гидроузла, а также начато сооружение объектов первого этапа канала Дунай — Днепр. В конечном итоге и Дунай-Днестровская система и Днепровско-Бугский гидроузел войдут в единый водохозяйственный комплекс Дунай — Днепр. Строительство этого сложного в инженерном решении комплекса неразрывно связано с использованием большинства лиманов как хранилищ пресной воды. Основное назначение водохранилищ:

- 1) аккумулялирование и перераспределение дунайской воды, подаваемой по каналу, и частично местного стока в режиме водопользования;
- 2) выравнивание расходов на наиболее трудных участках канала;
- 3) использование акватории водохранилищ как водопроводящего тракта;
- 4) осажение транспортируемого каналом твердого стока дунайской воды (на первых участках);
- 5) использование для транспортных целей Нижнеднестровского и Днепровско-Бугского водохранилищ.

По проекту в водохозяйственный комплекс канала Дунай — Днепр входят следующие водохранилища: Сасыкское (существующее), Нижнеднестровское, Тилигульское и Березанское. Кроме того, намечается использование акватории Днепровско-Бугского лимана, после его перекрытия и рассоления, в качестве водопроводящего тракта на пути дунайской воды в Каховское водохранилище и емкости существующего Каховского водохранилища на р. Днепр. Морфометрические характеристики водохранилищ приведены в табл. 20.

Важнейшей водохозяйственной задачей, направленной на улучшение использования внутренних водных ресурсов, является сокращение сбросов речной воды в море (в объеме около 20 км³), которое наиболее полно достигается при отделении от моря Днестровского и Днепровско-Бугского лиманов. При этом обеспечивается защита этих лиманов от осолонения и устраняются другие сопряженные с этим последствия и проблемы. Перекрытие Днестровского лимана

Таблица 20. Морфометрические характеристики водохранилищ

Характеристики	Единица измерения	Сасынское	Нижне-Днестровское	Хаджибейское	Тилигульское	Бережанское	Всего
Площадь зеркала	Тыс. га	$\frac{16,10}{17,10}$	$\frac{37,6}{61,6}$	$\frac{4,37}{4,57}$	$\frac{8,0}{16,34}$	$\frac{4,12}{5,87}$	$\frac{70,19}{105,48}$
Площадь мелководий (с глубинами до 1,5 м)	Тыс. га	$\frac{0,45}{0,33}$	$\frac{13,5}{12,1}$	$\frac{1,95}{0,13}$	$\frac{2,04}{0,37}$	$\frac{1,45}{0,97}$	$\frac{19,39}{14,10}$
Объем (полный)	км ³	$\frac{0,38}{2,09}$	$\frac{0,73}{1,36}$	$\frac{0,17}{1,86}$	$\frac{0,79}{3,61}$	$\frac{0,10}{0,37}$	$\frac{2,17}{9,29}$

Примечание. В числителе приведены характеристики водоема в естественных условиях; в знаменателе — при НПУ в перспективе на 2040 г.

на позволит высвободить для использования в народном хозяйстве около 2 км³ пресной воды, что в таком размере не может быть возмещено никакими другими путями и мерами. Створ плотины должен проходить вдоль лиманного берега косы Каролино-Бугаз.

Перекрытие Днестровско-Бугского лимана сократит объем обязательных ежегодных санитарных попусков из Каховского водохранилища в среднем на 8 км³ и позволит использовать освободившуюся воду для нужд народного хозяйства. Створ плотины (перекрытия лимана) выбран в районе г. Очаков.

Сасынское (существующее) водохранилище, расположенное в начале канала Дунай — Днепр, отгорожено от моря земляной дамбой, проходящей по внутренней стороне пересыпи. При подъеме уровня на +0,2 м объем водохранилища составит 587 млн. м³, площадь зеркала 208 км², а глубина увеличится до 3,1 м. Существующее водохранилище призвано решать проблему обеспечения водой Дунайско-Днестровской оросительной системы. В дальнейшем при строительстве всего комплекса планируется поднять уровень на 5,3 м выше существующего.

Тилигульское водохранилище создается на базе одноименного лимана. Земляная плотина будет возведена севернее автодороги Николаев — Одесса. Длина водохранилища по фарватеру составит около 50 км, средняя ширина 1,98 км, средняя глубина 5,93 м; отметка НПУ +0,85 м, с подъемом в перспективе до 13,2 и 20,0 м.

Бережанское водохранилище намечается разместить в верхней половине существующего лимана, со створом сооружений гидроузла в районе с. Лиман. В отличие от предыдущих водохранилищ отметка уровня воды Бережанского

водохранилища составит 0,00 м, т. е. это не вызовет никаких дополнительных изменений состояния лимана и его береговой линии. А стационарный режим уровня улучшит устойчивость его береговой линии.

В перспективе планируется создание Хаджибейского водохранилища, со створом гидроузла у с. Морозовка. Его строительство усложняется в связи с неблагоприятными инженерно-геологическими и гидрогеологическими условиями: наличие оползней на всем протяжении правого берега, возможное влияние водохранилища на подъем грунтовых вод в почвенных известняках, сложность опорожнения водохранилища на случай необходимости. Все это требует более тщательной проработки проектирования Хаджибейского водохранилища.

Создание пресноводных водохранилищ по трассе канала на базе лиманов связано с проблемой рассоления их водных масс и донных отложений. Опыт рассоления Сасынского лимана показывает, что неоднократный водообмен (его числовое выражение для лимана определяется засолением поровых вод) создает нормальные условия для жизнедеятельности пресноводной биоты. Последнее имеет важное значение, поскольку позволяет предусмотреть рыбохозяйственное освоение акваторий водохранилищ, чему будет способствовать продолжительное сохранение постоянных уровней водоемов и строительство прудовых хозяйств на отторженных защитными дамбами мелководьях. Наиболее интенсивное рыбководство намечено на Нижнеднестровском водохранилище, где с учетом его развития можно будет регулировать ход наполнения и сработки.

Современные Причерноморские лимана

Таблица 21. Вылов рыбы в лиманах, т

Лиман	Площадь акватория, тыс. га	Годы			
		1975	1976	1977	1978
Сасык	21,2	1145,7	885,2	774,1	2641
Шаганы, Алибей, Бурнас, Будаковский	25,1	55,5	82,8	209,5	319,4
Днестровский	40,8	672,7	791,2	911,8	801,7
Хаджибейский, Тилигульский, Березанский	29,0	968,9	368,5	154,3	213,1
Днепро-Бугский	125	7670	5956	5948	7147
<i>Итого</i>	241,1	10 517,1	8087,7	7997,7	11 122

ны имеют важное рыбохозяйственное значение, выражающееся в регулярном облове естественных водоемов, зарыблении их ценными породами рыб, строительстве рыбзаводов, в развитии прудового хозяйства. Современная естественная рыбопродуктивность рассматриваемых водоемов подвержена очень большим колебаниям (в 2,5 и более раз). Данные отлова за последние годы приведены в табл. 21.

Как видно из приведенных данных, наиболее высокая и устойчивая рыбопродуктивность отмечена на пресноводных (речных) лиманах, наиболее низкая (и неустойчивая) на солоноватоводных. Высокие уловы в отдельные годы

связываются с поступлением в лиманы больших объемов речного стока. В 30—40-е гг. в озера Тузовской группы (весной через прорывы песчаной косы) заходила на нагул кефаль, отлов которой производился осенью перед устьем протоков. В 60—70-х гг. продуктивность этих же озер по кефали снизилась в десятки раз. На мелководьях пресноводных лиманов построены пруды общей площадью более 1,3 тыс. га, дающие уловы свыше 10 тыс. т товарной рыбы в год. В условиях опреснения солоноватоводные и соленые лиманы повысят свою рыбопродуктивность в 2—3 раза. В ближайшие годы Укрглаврыбводоком намечается зарыбление Хаджибейского

Таблица 22. Запасы и использование лечебных грязей

Лиман	Соответствие эталонной грязи	Площадь месторождения, км ²	Глубина залегания, м	Мощность толщи, м	Запасы, тыс. м ³	Засоренность частями 0,25 мм, %	Степень освоения месторождения
Сасык	Опреснено в 1980 г.	198,7	0,1—2,7	0,19—0,20	38 200	2,5	Не освоено
Шаганы	Большая засоренность, требующая локальной очистки	70—73	Незначительная	1,2	14 814	3,6—10	То же
Алибей	То же	96—101	То же	0,5	16 986	6,4—10	„
Бурнас	Соответствует эталонной, но засорена	24—27	„	0,4	3214	3,55—10	„
Будаковский	Аналогична эталонной, но засорена	32	0,1 2,1	0,3 0,6	3519 1920	3,6—10	Освоено
Хаджибейский	Аналогична эталонной; загрязнена бактериологически и токсикологически	80	0,1 14	0,4 1,6	8938	2,0	Не освоено
Куяльницкий	Эталонная	48,7	0,0—2,5	0,5 1,1	23 848 15 327	1,3	Освоено
Тилигульский	„	48,1	10—20	0,48 0,85	15 785 11 276	0,54	Не освоено
Бейкушский	Соответствует эталонной	1,8	0,1—1,0	1,0 1,8	1600 1000	0,5	Освоено

лимана мальками карпа, растительоядных рыб (белого амура и толстолобика) и канального сома с доведением улова до 1,8—2,0 т/га. В условиях опреснения части лиманов улучшится кормовая база рыб и их рыбопродуктивность возрастет примерно 2—3 раза. Имеются и другие планы, в частности выращивание колоний мидий, ведение устричного хозяйства и др.

Использование лиманов Причерноморья включает также дальнейшие разработки лечебных грязей. Из известных месторождений наибольшую практическую ценность представляют издавна использовавшиеся лечебные грязи Куяльницкого, Будацкого и Бейкушского лиманов. Иловые грязи с признаками лечебных имеются во всех лиманах, кроме Днестровского и Днепровско-Бугского. Характеристика запасов и степени использования грязевых ресурсов показана в табл. 22. Одним из наиболее перспективных, по качеству и запасам лечебной грязи, остается Куяльницкий лиман. Грязи этого лимана имеют большую бальнеологическую ценность и широко используются в лечебных целях. Лиман характеризуется экстремально низкими уровнями воды, всегда ниже уровня моря. В связи с наблюдаемым его усыханием повышается общая минерализация вод и концентрация иода, бора и брома (приобретающих промышленное значение) соответственно 4; 12 и 565 мг/л. При управлении поверхностным стоком и обеспечении поступления морской воды в качестве компенсации испарения лиман может использоваться как сырьевая база брома.

В Хаджибейском и Тилигульском лиманах иловые отложения захоронены под большой толщей воды (16—17 м), ввиду чего для общепринятой технологии разработка этих грязей недоступна. Кроме того, донные отложения в Хаджибейском лимане бактериологически и токсикологически загрязнены. Возможность и условия регенерации качества этих грязей до природного состояния не изучались. Лечебные свойства грязей лиманов, кроме названных трех, уже освоенных, практически не исследовались. Разведанные запасы могут обеспечить потребности нашей страны на неограниченно далекую перспективу.

В рекреационном отношении все лиманы используются недостаточно, без организации массовых зон отдыха.

ОПЫТ ВОЗВЕДЕНИЯ ГИДРОТЕХНИЧЕСКИХ СООРУЖЕНИЙ НА ИЛИСТЫХ ГРУНТАХ

УСЛОВИЯ СТРОИТЕЛЬСТВА ГИДРОСООРУЖЕНИЙ НА ИЛАХ

Строительные нормы и правила определяют илы как «глинистые грунты в начальной стадии своего формирования, образующиеся как структурный осадок в воде при наличии микробиологических процессов и обладающие в природном состоянии влажностью, превышающей влажность на границе текучести, и коэффициентом пористости более 1 — для супесей и суглинков и более 1,5 — для глин».

Возведение гидросооружений на илах, часто сопровождающееся деформациями основания и самих объектов, неминуемо влечет за собой удорожание строительства. Все это способствовало укоренению мнения о нецелесообразности и даже невозможности использования таких грунтов в качестве естественных оснований. Так, на XIV Международном конгрессе по судоходству было высказано мнение, что «нет никаких средств противостоять явлениям просадок, происходящих в илистом грунте, если его толща неопределенно велика». Однако уже на XVI Международном конгрессе по судоходству в представленном докладе о результатах многолетних опытных работ в итальянском порту Специя (Генуэзский залив) отмечалось, что, предусматривая определенные конструктивные мероприятия и методы производства работ, можно обеспечить возведение и безаварийную службу тяжелых гидротехнических сооружений на слабых илистых основаниях.

Строительству сооружений на слабых грунтах и, особенно, на илах уделяется большое внимание как в нашей стране, так и за рубежом. Свидетельством этому служат международные конгрессы по механике грунтов и фундаментостроению, а также специальные совещания по проблемам строительства на слабых грунтах, проведенные в городах Таллин, Рига, Одесса. Особенно острой стала эта проблема на Юге страны. В послевоенный период в СССР построено большое количество водохранилищ, а также накопителей стоков и отходов промышленных предприятий, напорными сооружениями которых служат зем-

ляные плотины, возведенные на слабых грунтах, в том числе на морских, озерных и аллювиальных илах.

На лиманах восточной части Азовского моря построено более 20 земляных насыпных плотин и дамб, в том числе две плотины регулирующего водохранилища для сбросных вод Каховской оросительной системы. Основанием плотин и дамб здесь служат илы мощностью до 5—7 м, отличающиеся текучей и мягкопластичной консистенцией.

На илистых грунтах мощностью до 10—20 м построены плотины и ограждающие дамбы. Ведутся подготовительные работы к строительству крупного узла гидросооружений в устье Днепровско-Бугского лимана, где мощность илов в основании намывной плотины достигает 20 м при глубине воды в створе до 6 м. Завершается разрабка технико-экономического обоснования строительства канала Дунай — Днепр и крупных регулирующих водохранилищ на Днестровском, а также Хаджибейском, Тилигульском и Березанском лиманах. Один из вариантов трассы канала проходит через лиманы, дно которых сложено в основном текучими и мягкопластичными илами мощностью до 10 м и более. Устройство в них русла канала (как и возведение ограждающих дамб) представляет собой сложную инженерную задачу.

На водохозяйственном комплексе Дунай — Днепр серьезные затруднения возникают при разработке конструкций и методов возведения значительных по высоте (до 20—50 м) намывных и насыпных земляных плотин, регулирующих водохранилищ, создаваемых в акваториях лиманов, дно которых сложено илами значительной мощности (16—20 м). Илы имеют такие показатели: расчетный угол внутреннего трения $1-8^\circ$; сцепление 0,001—0,008 МПа; модуль деформации 0,5—2,6 МПа; коэффициент фильтрации — $K_f = 3,2 \cdot 10^{-2} - 1 \cdot 10^{-4}$ см/сут. Опыт строительства и эксплуатации позволяет с достаточной надежностью прогнозировать поведение слабого основания и тела плотины в разных инженерно-геологических условиях в зависимости от строительного грунта, контактирующего с илами, нагрузок от плотины, способов и темпов ее возведения. Однако для этого нужны достоверные характеристики слабых оснований и их трансформации в условиях действующих нагрузок. Получение этих

данных крайне затруднено. Известны, например, результаты исследований опытных насыпей в ходе возведения на илах автодороги Орадж — Нарбола и плотины Арзаль во Франции; опытной насыпи Зумпанго в Мексике и др. При разработке проекта Керченского гидроузла Гидропроектом была намыта и детально исследована опытная насыпь в Керченском проливе.

В зоне Днепровско-Бугского лимана и на озерно-лиманном участке трассы канала Дунай — Днепр также намечается устройство как опытных насыпей на илах, так и выемок русла канала в толще илов. Натурные исследования позволяют оценить несущую способность и деформационные свойства грунтов оснований, уточнить конструкции и методы сооружений, отработать способы и, что особенно важно, установить соответственные темпы наращивания земляных насыпей по высоте.

В практике проектирования и строительства обычно используются следующие способы подготовки основания земляных плотин и дамб на слабых грунтах и особенно на илах:

- 1) механизированное удаление илистых грунтов из основания сооружений;
- 2) отжатие (выдавливание) наиболее слабых разностей илов из основания при интенсивном сосредоточенном наращивании сооружений по высоте;
- 3) постепенное (и с перерывами) приложение нагрузок от насыпи с расчетом на фильтрационную консолидацию грунтов основания;
- 4) комбинации названных трех способов.

Механизированное удаление илистых грунтов. Удаление слабых и замена их рыхлым или скальным грунтом является радикальным способом, так как обеспечивает наибольшую надежность эксплуатации сооружений. Целесообразно оно при мощностях илов до 5—7 м. При большей мощности (более 7 м) может быть рекомендована частичная выемка с расчетом на фильтрационную консолидацию оставшегося в основании слоя слабого грунта. В этом случае для замены удаленной толщи используют несчапный материал.

Удаление растительных, а также слабых грунтов всегда является начальным этапом подготовки основания под сооружение. При большой их водонасыщенности требуется предварительное осушение площади основания с отводом воды.

В ряде случаев из-за недостаточности осушения порода остается переувлажненной, при разработке становится текучей, и экскаватором удалить ее невозможно. Тогда проектируется завоз и укладка сухих грунтов в объеме 0,5—1,0 м³ на 1 м³ переувлажненных. Смешанный грунт затем удаляется за пределы основания в отвал или в полезную насыпь. Так строились плотины на р. Северский Донец, Феодосийского водохранилища в Крыму и др. Недостатком этого способа является значительное удорожание работ. Без осушения удаление слабых грунтов из основания экскаватором возможно с пионерной насыпи (если грунты не текут) или средствами гидромеханизации.

При строительстве Цимлянского гидроузла вынутые экскаватором грунты в объеме 220 тыс. м³ предварительно укладывались в отвалы для обсыхания. Из основания земляной плотины Волжской ГЭС намечалось вынуть экскаватором 250 тыс. м³ слабых водонасыщенных пород. Это удалось только при разработке верхних, более плотных их слоев. По мере углубления выемки (до 9—11 м) и перемешивания ковшом илистых грунтов они переходили в текучее состояние. Это привело к необходимости отжатия разжиженных илов песчаными разностями при намывке. На участках Старицы, у низового откоса плотины, где добиться полного отжатия илов не удалось, дополнительно произведен примыв песчаной пригрузки.

Выемка пла средствами гидромеханизации является одним из наиболее эффективных способов, хотя до последнего времени область применения земснарядов в гидротехническом строительстве была ограничена глубинами разработки и другими их техническими характеристиками.

Отжатие слабых грунтов из основания возводимых насыпей.

Метод отжатия сосредоточенными нагрузками получает все более широкое распространение в практике строительства земляных плотин, дорожных насыпей и других сооружений. Экономическая эффективность его очевидна.

Метод отжатия илов собственными нагрузками от сооружений был разработан Укргидроводхозом при возведении двух земляных плотин регулирующего водохранилища. В основании плотин залегают современные четвертичные отложения, представленные

глинами текуче- и мягкопластичной консистенции мощностью до 3,9 м, которые подстилаются средними и тяжелыми суглинками с включением ракушки и гнезд гипса.

Первоначально возводилась центральная часть тела плотины с крутыми откосами ($m = 1,0$) и отметкой гребня на 1,5—2,0 м выше расчетной отметки. При максимальной высоте плотины 5,8—6,0 м темпы наращивания их по высоте составляли около 2 м в месяц.

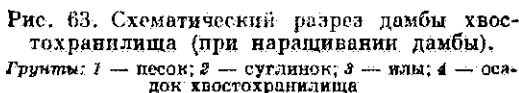
Для определения осадки основания плотины в пионерной насыпи были уложены железобетонные плиты с марками. Осадка основания и тела плотины происходила как во время, так и после завершения строительства и составила от 0,60 до 1,12 м — по плотине № 1 и от 0,37 до 0,83 м — по плотине № 2 (или в пределах 22—24 % мощности толщи илов).

Сравнительно небольшая осадка основания связана с наличием осадки илов (глубже 0,6 м) плотных прослоек толщиной 0,2—0,3 м, так называемых «корок» усыхания, характерных для илов. Через два года после завершения строительства плотин плотность илов в основании возросла от 1,21 до 1,52 г/см³, весовая влажность снизилась от 51 до 21,3 %, коэффициент фильтрации изменился от $3 \cdot 10^{-6}$ — $5 \cdot 10^{-7}$ до $4 \cdot 10^{-8}$ — $0,8 \cdot 10^{-9}$ см/с. Результаты проведенных натурных наблюдений и исследований позволили сформулировать основные принципы метода отжатия илов из основания земляных насыпей.

1) Первоначально возводится пионерная насыпь, высота ее зависит от наличия воды в створе сооружения. Торцевая часть насыпи при отсыпке должна быть выпуклой, что обеспечивает относительно лучшее вытеснение илов из средней части ее основания.

2) Возведение строительной насыпи осуществляется высотой до 5—6 м над урезом воды с крутыми откосами ($m = 1,0$) и шириной по гребню в зависимости от транспортных средств, доставляющих грунты. Наращивание строительной насыпи производится с максимальной интенсивностью (до 1,5—2,0 м и более в месяц по высоте).

3) После стабилизации интенсивной осадки насыпи производится срезка ее до расчетных отметок с перемещением грунта бульдозерами в боковые отсеки. Склоны откосов боковых отсеков устраиваются с заданным заложением (обыч-



В условиях волновых воздействий крепление откосов целесообразно производить каменной наброской с подготовкой из щебня (или горной массой, что предпочтительней). Кратко рассмотрим некоторые из построенных плотин и эволюцию свойств залегающих в основании илов.

При разработке методов возведения плотины предусматривалось отжатие 80 % толщи илов из оснований. Для обеспечения максимального отжатия илов из оснований планировалось интенсивное возведение высокой строительной насыпи (превышающей расчетные отметки гребня на 3,5—4,0 м) узким поперечным профилем с коэффициентами заложения откосов 1,0. Однако практически осуществлено постепенное возведение плотины.

линка проектной расчетной шириной около 60 м, которая защищалась от размыва каменными упорными призмами, после чего в работе был сделан перерыв (11 мес.). Осадка основания плотины наблюдалась по глубинным маркам и колодцам в пьезерной насыпи.

В процессе возведения плотины выпоры ила повторялись всякий раз, как только увеличивалась интенсивность укладки грунта, превышающая 1 м/мес. При достижении высоты плотины (4,5 м) суммарная осадка ее основания составила 2,5 м, при мощности ила 7,0 м. Для обеспечения гарантированной устойчивости плотины (за счет увеличения отжатия слоя ила из основания) была выполнена пригрузка высотой 2,0 м над расчетной отметкой гребня. После этого суммарная осадка плотины увеличилась до 4 м. Пригружающая насыпь оставлена на плотину как запас на дальнейшую длительную осадку оставшегося в основании метрового слоя ила.

Опыт строительства показал, что в условиях слабопроницаемых границ уплотнение ила происходит крайне медленно. Наиболее целесообразен метод отжатия ила при интенсивном возведении насыпи с крутыми откосами.

Таблица 23. Данные об осадке дамбы хвостохранилища

Показатель	Единица измерения	Пикеты						Осадка в среднем
		30+95	32+92	34+32	36+03	37+10	38+10	
Высота дамбы	м	5,80	6,00	5,90	5,76	6,25	6,18	6,0
Толщина слоя илов	м	7,3	21,0	19,0	20,0	21,5	18,0	17,8
Погружение дамбы в илы	м	2,55	7,2	9,0	6,0	6,9	5,0	6,1
Степень погружения дамбы в илы	%	35	34	47	30	32	28	34,3
Коэффициент заложения низового откоса дамбы	—	14,2	12,8	13,8	16,9	17,6	13,5	14,8

Хвостохранилище. Общая длина дамбы — 8 км, высота — 6 м и ширина по гребню — 4 м. Коэффициенты заложения откосов: 3 — верхового и 2 — низового. При возведении дамбы на высоту до 4 м для первой очереди наполнения хвостохранилища (1959—1960 гг.) было обнаружено погружение ее в толщу ила на 0,9—1,7 м на участке длиной 0,7 км.

В марте 1963 г. начато наращивание дамбы до высоты 6,5 м для второй очереди наполнения хвостохранилища. Однако уже 4 апреля 1963 г. на гребне дамбы образовалась продольная трещина и произошло оседание низового отсека на глубину до 1,5 м. Дальнейшее наращивание дамбы, выполняемое после ликвидации деформаций и восстановления сечения, всякий раз сопровождалось появлением аналогичных трещин и осадками дамбы за счет выпоров ила из основания.

В сентябре 1963 г. были начаты работы по уполаживанию низового откоса песчаной пригрузкой ($m = 10$) с одновременным наращиванием гребня дамбы на всем протяжении просадочного участка длиной 0,8 км. В течение ноября и декабря 1963 г. работы велись весьма интенсивно, и в это время произошло наиболее значительное погружение насыпи в толщу илов. За 27 дней непрерывной укладки грунта погружение тела дамбы в толщу илов составило 7,57 м. Вслед за первой образовалась вторая трещина, и произошла осадка низового клина дамбы на 2,6 м (рис. 63).

При полном раскрытии трещин обычно наблюдается выход воды на поверхность осевшей части откоса и выпор илов, а иногда и прорыв их через толщу песчаной пригрузки низового откоса (рис. 63). В связи с продолжающейся осадкой подсыпка гребня дамбы составляла по 0,4—0,5 м в апреле, июне и в ноябре 1964 г. За первые 18 месяцев после консервации осадка гребня дамбы составляла 0,7—0,8 см/мес., а за после-

дующие 5 лет снизилась до 0,5 см/мес. В табл. 23 приведены данные о состоянии дамбы в конце 1971 г., находящейся теперь в полной консервации, после постройки так называемой спрямляющей дамбы.

ВОЗВЕДЕНИЕ ЗЕМЛЯНЫХ ПЛОТИН НА ИЛАХ С РАСЧЕТОМ НА ФИЛЬТРАЦИОННУЮ КОНСОЛИДАЦИЮ ГРУНТОВ ОСНОВАНИЯ

Русловая намывная плотина на р. Днепр. Длина плотины — 1200 м, высота — до 26—27 м. Коэффициенты заложения откосов: верхового — 4 и 6 и низового — 4 и 7 с широкими берегами. Русловая часть долины сложена (на глубину 42—65 м) аллювиальными отложениями, подстилаемыми песками среднего сармата. Песчаную толщу аллювия плащеобразно покрывают слой лиманно-морского ила мощностью 2—5 м и мелкозернистые пески современного аллювия русла и поймы реки. Модуль осадки лиманно-морских илов при нагрузке 0,3 МПа составлял 155—197 мм/м, прочностные основные характеристики: $\varphi = 6^\circ$ и $C = 0,018$ МПа.

Возведение плотины, исходя из расчетов консолидации илистых грунтов основания, предусматривалось в течение двух лет. Однако в связи с необходимостью быстрого ввода гидроузла в эксплуатацию проектный профиль плотины фактически был намыт в течение 6 мес.

Быстрый рост нагрузок, обусловленный сжатыми сроками строительства, сопровождался интенсивными осадками. В декабре 1955 г. в период завершения намывов был зафиксирован подъем основания на 5—12 мм, вызвавший опасение выпора со стороны низового откоса. Однако в дальнейшем происходила только осадка основания плотины. Наблюдения за осадкой грунтов основания проводились Укргидропроектом по глу-

Таблица 24. Зависимость степени консолидации ила от внешней нагрузки и мощности сжимаемого слоя в основании русловой плотины

Репер	Нагрузка, МПа	Мощность ила, см	Степень консолидации слоя ила			
			на 1.01.56 г. (6 мес.)	на 1.12.58 г. (41 мес.)	на 1.10.68 г. (159 мес.)	на 1.08.70 г. (179 мес.)
2.П	0,3	480	0,344	0,760	0,960	0,971
3.П	0,27	400	0,424	0,830	0,985	0,997
4.П	0,162	350	0,690	0,915	0,999	1,00
2.V	0,310	293	0,410	0,825	—	—
3.V	0,263	240	0,445	0,854	0,978	0,998
4.V	0,195	100	0,474	0,813	0,956	1,00

бинным маркам на поверхности слоя илов (табл. 24).

При возведении и эксплуатации плотины улучшились прочностные характеристики илов ($\varphi = 16^\circ$ и $C = 0,025$ МПа).

Значительный объем работ по изучению состояния ила на участке русловой плотины выполнен Укргидропроектом совместно с ВНИИГ им. Б. Е. Веденеева в 1958—1960 гг. На основании полученных результатов было сделано заключение о степени консолидации ила. В 1968—1970 гг. Укргидропроект провел полевые и лабораторные исследования и натурные наблюдения за состоянием слоя ила в основании русловой плотины, в результате которых установлено:

- 1) осадка тела плотины и песков надильовой толщи практически закончилась;
- 2) степень консолидации илов под гребнем плотины составила от 95 до 99,8 % их суммарной расчетной осадки;
- 3) поровое давление в основном ниже 0,02 МПа. Следовательно, разуплотняющее действие его на слой ила незначительно.

Защитная дамба на р. Базавлук. Длина дамбы — 3,37 км, высота — 15—17 м, ширина по гребню — 11,25 м. Коэффициенты заложения откосов: верхового — 3 и низового — 3,5. Тело дамбы — из лессовидных суглинков — залегает на заиленных суглинках с прослойками глинистых, песчаных и супесчаных разностей мощностью до 16,5 м. Возведение тела дамбы началось в мае 1954 г., и к октябрю этого же года в насыпь уложено 800 тыс. м³ грунта. В осенне-зимний период земляные работы были прекращены. За период с мая и по июль 1955 г. в тело дамбы уложено 1200 тыс. м³ грунта. Нагрузка на основание возрасла с 0,05 до 0,38 МПа при интенсивности наращивания плоти-

ны по высоте 2—3 м в месяц. В конце июля 1955 г., когда до проектной отметки гребня дамбы по высоте оставалось всего 3,0 м, произошло в течение двух часов оползание низового откоса. В голове оползня образовался уступ высотой от 1,5 до 4,2 м; дренажная призма оказалась сдвинутой на 2,5 м в сторону нижнего бьефа и поднятой на 1,3 м.

Поверхность тела оползня была покрыта трещинами различного направления (преобладали параллельные оси плотины) с раскрытием их до 0,5—1,5 м и глубиной вдоль уступа до 5—14 м. В последующие два дня небольшие подвижки грунта еще продолжались и прекратились при уклоне поверхности оползня $m = 4—5$ м.

Объем тела оползня составил около 50 тыс. м³ при общем количестве грунта, уложенного на этом участке дамбы, 160 тыс. м³. Установлено, что причиной оползня низового откоса тела защитной дамбы явилось понижение несущей способности основания в виде заиленных водонасыщенных суглинков, при быстром (по сравнению с водоотдачей этого грунта) возведении на них земляной дамбы. Было рекомендовано произвести пригрузку низового откоса и обратить внимание на возможность проявления поперечных трещин при наполнении водохранилища, учитывая жесткость тела дамбы при слабых грунтах ее основания. В результате испытаний отобранных образцов были получены следующие основные показатели физико-механических свойств заиленных суглинков на участке оползня: $\gamma_{сн} = 1,21$ г/см³; $W = 0,40$; $\varphi = 10^\circ 33'$; $C = 0,032$ МПа, при незавершенной консолидации исследуемых образцов грунта (при испытаниях на стабилометре получены значения $\varphi = 0—0^\circ 45'$ и $C = 0,01—0,075$ МПа). С учетом этих данных низовой откос дамбы на оползевом и смежных участках был пригру-

Таблица 25. Осадка глубинных марок в теле дамбы на р. Базавлуку

Глубина мар-ка	Высо-та дамбы, м	Мощ-ность слоя илов, м	Осадка, мм	
			1.01.1957 г.	1.01.1966 г.
2	14,8	11,0	591 * / 53,7	856 / 59,6
3	19,7	7,0	333 / 47,6	426 / 60,9
4	16,0	10,0	567 / 56,7	643 / 64,3
5	14,7	12	696 / 58,0	766 / 63,8
Среднее	16,3	10	547 / 54,7	623 / 62,3

* В числителе — осадка; в знаменателе — модуль осадки, мм.

жен местными грунтами (без специального их уплотнения) с коэффициентом заложения $m = 15$.

Для изучения осадки дамба была оснащена в 1954—1956 гг. 11 глубинными и 52 поверхностными марками. Закладка плит глубинных марок № 2, 4 и 5 проведена в июле — сентябре 1954 г. и № 3 — в начале 1955 г., т. е. до интенсивной укладки в тело дамбы. Наблюдения за осадкой пачаты 30 декабря 1966 г. (табл. 25).

Осадка дамбы в процессе строительства была принята условно, исходя из фактических данных глубинных марок (реперов 4 и 5), установленных до начала возведения сооружения. Фактическая осадка дамбы весьма близка к расчетной только в сечениях 1 и 2 по гребню; осадка низового отсека дамбы (марки 50, 51 и 52) значительно превышает расчетную, что связано с дополнительной пригрузкой.

Исследование степени консолидации основания в 1958 г., а затем и в 1961 г. показало, что на оползневом участке дамбы влажность снизилась от 32 до 26—31 % (в среднем), а объемная масса скелета увеличивалась от 1,41 до 1,48—1,57 г/см³. Среднеарифметическое значение угла внутреннего трения составило $\varphi = 3^\circ$, сцепление $C = 0,025$ МПа — для оползневого участка и, соответственно, $\varphi = 8^\circ 30'$ и $C = 0,025$ МПа — для остальной части дамбы. Влажность илов (в линзах) уменьшилась от 52 до 41 %, а объемная масса скелета повысилась с 1,08 до 1,23 г/см³. При полученных значениях физико-механических свойств грунтов тела и основания дамбы коэффициент запаса составил $K_z = 1,39$ против первоначального $K_z = 1,10$. Длина плотины — 4,4 км, высота — 14 м. Коэффициенты заложения откосов $m = 4,5$. В основании плоти-

ны — толща илов текучепластичной консистенции мощностью до 8 м, подстилаемых песками. Ниже песков залегает толща девоонских глин. Строительство плотины осуществлялось в течение двух лет намывным способом из песчаного материала. В процессе возведения плотины проводились исследования физико-механических характеристик илов (табл. 26). Результаты свидетельствуют о существенном уплотнении, хотя к моменту завершения строительства сооружения грунты основания еще не стабилизировались. В процессе возведения плотины специальных мероприятий по усилению консолидации слабых грунтов основания не проводилось. При контрольной проверке, в расчете на мгновенную сработку уровня воды в водохранилище на 2 м, коэффициент запаса устойчивости откосов (к моменту окончания строительства) составил 1,13—1,20.

Возведение плотины (1974—1975 гг.) производилось пионерным способом, с устройством упорной призмы из каменной наброски для защиты от волнового воздействия со стороны лимана. При строительстве дамбы произошло уплотнение толщи илов (коэффициент пористости снизился до 0,77—0,80). Осадка основания соответствовала расчетной.

Из анализа опыта возведения дамб, плотин, оградительных молов вытекает один принципиальный вывод — наиболее эффективным методом является метод отжатия толщи ила нагрузкой строительным материалом. Правда, это не исключает некоторую модификацию, т. е. частичного комбинирования метода выемки и отжатия.

Многочисленные примеры показывают, что эффективность метода отжатия достигается тогда, когда илы (залегающие с поверхности дна акваторий) обладают текучей и текучепластичной консистенцией и низкими прочностными показателями. В то же время во всех случаях отжатие толщи ила оказывалось неполным. С одной стороны, в процессе роста нагрузок происходит уплотнение слабых грунтов основания, увеличивается их сопротивление сдвигу. С другой стороны, оседание насыпи в грунты основания, после отжатия верхнего наиболее слабого слоя ила и образования валов выпора, действующих как пригрузка, повышает ее устойчивость. В связи с этим, основываясь на опыте построенных сооружений, следует

Таблица 26. Изменения физико-механических показателей ила в процессе возведения плотины

Характеристика грунта	Единица измерения	1973 г.	1974 г. Начало строительства	1975 г. Окончание строительства
Влажность		0,49	0,36	0,31
Объемная масса скелета	г/см ³	1,13	1,39	1,45
Влажность на границе текучести		0,36	0,36	0,36
Число пластичности		0,13	0,13	0,13
Показатель консистенции		2 (текучая)	1 (текучая)	0,61 (мяткопластичная)
Угол внутреннего трения		40°	4° 40'	8—15°
Удельное сцепление	МПа	0,026·10 ³	0,024·10 ³	(0,015—0,040)·10 ³

заранее планировать для низконапорных плотин частичное отжатие толщ слабых водонасыщенных грунтов (50—60 % всей толщи). Задача сводится к определению дополнительной временной нагрузки, снособной вытеснить расчетный слой ила из основания.

Общая устойчивость откосов и основания земляных плотин и дамб на илах может быть определена способом заданных кругло-цилиндрических поверхностей скольжения, нашедшего широкое распространение в практике гидротехнического строительства.

Нарушение устойчивости основания земляных сооружений на илах, как

правило, происходит по схеме двустороннего выпора, являющейся одной из модификаций способа определения устойчивости откосов по заданным кругло-цилиндрическим поверхностям скольжения.

Наиболее опасным для устойчивости плотин и дамб на илах является момент непосредственно после их возведения, когда водонасыщенные слабые грунты основания находятся еще в нестабилизированном состоянии.

Для учета нестабилизированного состояния грунта, наряду с методами явного учета порового давления, действующего вдоль кривой скольжения,

Таблица 27. Факторы антропогенных изменений рельефа и осадконакопления лиманов

Виды хозяйственной деятельности	Процессы	Формы рельефа
Строительство (гидротехническое, промышленное, дорожное, гражданское, в том числе городское)	<i>Инженерно-строительные:</i> искусственно вызываемые процессы переформирования берегов морей, речных долин, зоны водохранилищ; выравнивание рельефа, насыщение, намыв; оседание земной поверхности; искусственно вызываемые эрозии, карст, оползни, обвалы; фортификационное строительство	<i>Техногенные:</i> 1) выработанные: срезанные и террасированные склоны, выемки, тоннели, искусственные русла, каналы, дренажная сеть, чаши водохранилищ, воронки проседания (микрораспадения), фортификационные сооружения; карьеры наземные, подводные и по добыче грязей; 2) аккумулятивные: насыпи, дамбы, земляные плотины, валы, курганы, намывные террасы, пересыпи и пляжи, курганы, древние оборонительные валы
Добыча полезных ископаемых (угля, руд, строительных материалов, нефти, газа, вод)	<i>Горнопромышленные:</i> заложение подземных и наземных выработок, насыщение отвалов, хвостохранилищ, рудный карст, склоновые процессы в бортах карьеров	<i>Техногенные:</i> 1) выработанные: наземные (карьеры, копани) и подземные (шахты, штольни, катакомбы) выработки, просадочные понижения, воронки, промоины, овраги, оползни, оплывины на откосах; 2) аккумулятивные: отвалы, хвостохранилища
Землепользование (сельскохозяйственное, мелиоративное и пр.)	<i>Агрогенные:</i> эрозия почв и намыв, дефляция и аккумуляция, прокладка каналов (оросительно-осушительные), засыпание оврагов, карьеров, выравнивание отвалов	<i>Агрогенные:</i> 1) выработанные: выровненные поверхности на пашие, напоредель паший, каналы, копание ямы, каналы, террасированные склоны, пруды, рывины, овраги; 2) аккумулятивные: насыпи, плотины, валы, намытые и насыпанные земляные арены в террасы, засыпанные овраги, каналы, ямы

или метода плотности влажности, чаще всего пользуются методом, основанным на определении показателей прочности в условиях быстрого сдвига. Этим искусственно снижается сопротивление грунта сдвигу, а коэффициенты запаса прочности получаются также несколько заниженными по сравнению с фактическими. Поэтому, если по рассматриваемой методике устойчивость обеспечивается, дальнейшие расчеты, как правило, не производят, так как по мере уплотнения грунтов основания повышается также устойчивость сооружения.

ВЛИЯНИЕ ХОЗЯЙСТВЕННОГО ОСВОЕНИЯ ЛИМАНОВ НА РЕЛЬЕФОБРАЗОВАНИЕ И ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ

Воздействие человека на изменение процессов рельефо- и осадкообразования лиманов проявляется в разных направлениях, которые рассматриваются нами в порядке интенсивности их влияния на литогенез и морфогенез (табл. 27).

Землепользование и, в частности, **мелиорация** как фактор антропогенного рельефообразования проявляет себя весьма интенсивно. Его влиянию подвержены большие площади в засушливых районах Причерноморья (включая районы лиманов, междуречья, склоны и речные террасы). При орошении возникли следующие типы антропогенных форм рельефа: каналы оросительные и дренажные, микрозападины и ложбины проседания, дамбы, искусственные откосы, борозды, рывины, приканальные валики и пр.

С оросительными мелиорациями связано появление или активизация таких процессов, как плоскостная и линейная эрозия и аккумуляция, проседание, заболачивание, засоление. Действие их усиливается таким фактором, как **агрогенез**. Одновременное воздействие на рельеф орошения и агротехнических мероприятий, по существу, является единым агрогенным фактором, особенно действенным на междуречьях.

Общая тенденция в изменении рельефа под действием оросительных мелиораций и агрогенеза сводится к следующему.

1. Увеличение расчлененности рельефа за счет каналов, микрозападин, борозд и рывин, что ухудшает поверхностный сток, уменьшает плоскостной

смыв, усиливает питание грунтовых вод.

2. Подчинение мелиоративного строительства морфологии рельефа. Оно носит зональный характер в зависимости от чередования генетически однородных поверхностей.

3. Искусственное выравнивание рельефа для придания поверхности более пологого уклона. При одной такой планировке рельефа перемещается до 1500 м³/га горных пород и почв, что в итоге снижает плодородие [10].

4. За счет сбросовых (оросительных и ирригационных) вод происходит усиление питания грунтового потока, его подъем до глубин 2—3 м. Это вызывает дифференциацию ландшафтов, индицируемую формами рельефа, их экспозицией и пр., нередко появляются увлажненные участки во впадинах и склонах северной экспозиции. Вдоль ирригационных каналов возникает полоса «отчуждения»: подтопленные и затопленные земли шириною несколько десятков метров.

5. Убыстрение хода геологических процессов: проседания, суффозии, эрозии и др. Годовая просадка, вызванная искусственным путем, составляет на орошаемых землях до 0,3 м, суммарная — 1,5 м.

6. Изменение состава и свойств почв и горных пород, в основном в сторону оглеения, увеличения активного ила и в конечном итоге — ухудшения плодородия почв.

Интересные данные получены Н. М. Коноваловой и В. Г. Пыжовым [72] об изменении стока и смыва на склоновых землях в ходе полевого эксперимента с искусственным дождеванием. Скорость потока зависит от подстилающей поверхности. При одинаковом уклоне она равна 0,110 м/с.

При малых расходах (0,01—0,02 л/с) влияние агрофона на скорость стекания вод проявляется слабо, но все же видно, что скорость снижается на целине с густым травостоем по сравнению с паром и зябью. При расходе 0,2 л/с скорость на целине составляет 0,09 м/с, на зяби — 0,18, на пару — 0,28 м/с, т. е. на целине она в 3 раза ниже. Агрофон может оказывать преобладающее влияние на ливневую эрозию по сравнению с уклоном и эродированностью.

В степной зоне наблюдались случаи проявления дефляции во время пыльных бурь. Этому способствует наряду с

природными факторами наличие большого количества площадей пара и зяби, недостаточное применение специальной противодефляционной агротехники.

Распашку склонов в районах лиманов следует вести с учетом преобладания ливневой юго-западного направления [102]. Совпадение зон движения влагонесущих воздушных масс с соответствующе ориентированными склонами вызывает увеличение их эрозионной трансформации.

Проведен специальный анализ взаимосвязи природных условий склонов, их ориентировки с гидрометеорологическими факторами. Площадь склонов, ориентированных по направлению движения циклонов в Одесском Причерноморье занимает 40—46 % общей площади склонов водотоков высоких порядков. Это определяет значительные размеры территорий, испытывающих влияние ориентированного воздействия ливней.

Как показали крупномасштабные геоморфологические исследования, процессы антропогенной линейной эрозии и плоскостного смыва приурочены в основном к склонам с крутизной 3—15°. Подсчет ориентировки направлений водотоков высоких порядков показал, что для бассейнов правобережья рек Юж. Буг, Березань, Тилигул и Куяльник доля склонов, подверженных влиянию указанного фактора, составляет 35—50 %. Учет этого показателя необходим при прогнозе влияния агротехнического воздействия на склоны.

Антропогенная денудация пахотных земель складывается из вызываемых искусственным путем эрозии и плоскостного смыва (эрозии почв) и проседания. Неодуэт этого фактора сказывается на увеличении роста оврагов, заиления водохранилищ и намывании осадков на пашню, смыве почвы на склонах, проседании поверхности. Действие антропогенной денудации проявляется обычно по законам природной денудации и может быть определено обычными методами по наблюдению за увеличением роста оврагов, отступанием берегов, увеличением твердого стока, а также путем определения скорости снижения поверхности. При агротехническом воздействии активизация указанных процессов усиливается, например, в зонах влияния лиманов Причерноморья, благодаря просадочным свойствам лессовых пород. Установлено, что наибольшая пере-

тость в породах верхних литологических горизонтов здесь составляет 20—24 % общей пористости. Просадочность увеличивается на склонах, и это проявляется в деформациях поверхности. В местах ее проявления обычно возникает нанорельеф (рытвины, борозды), а в дальнейшем, без принятия соответствующих мер, и овраги.

Строительство — второй из ведущих факторов изменения рельефа лиманов Причерноморья и Приазовья в процессе хозяйственной деятельности (табл. 27). Сюда входит: строительство плотин на реках и лиманах, эксплуатация оросительных и осушительных систем, отторжение акваторий, рельефостабилизирующие мелиорации (защита морских берегов, эрозионно опасных склонов) и пр.

Масштабные трансформации, связанные с существующим и проектируемым гидротехническим строительством, происходят в морской и прибрежной зонах, включая лиманы и устья рек. Здесь возник ряд антропогенных форм рельефа — каналы в пределах дна Черного моря, лиманов и пересыпей, подрезанные склоны, искусственные террасы, намытые пляжи, отвалы, косы у искусственных преград, свалки грунта после черпания дна.

Антропогенный фактор определил возникновение или активизацию процессов абразии, оползания, обваливания, осыпания, эрозии, заиления дна водохранилищ и лиманов, проседания поверхности, изменения ряда биогенных процессов.

Побережья лиманов нередко являются объектом интенсивного городского и промышленного строительства, при котором производится: срезание возвышенных элементов, засыпка понижений, парезка террас, планировка склонов. Часто это изменяет мезо- и микроформы рельефа с исчезновением границ генетических его элементов. В итоге возникают новые формы рельефа и техногенные насыпные и намывные грунты. Их разнотипность по сравнению с коренными породами покровной толщи и различного рода строительная перестройка рельефа нередко приводят к возникновению новых или активизации стабилизированных экзогенных геологических процессов типа эрозии, оползания и просадок и т. п.

В пределах крупных строк находится большое количество форм рельефа.

связанных с добычей различных полезных ископаемых. Карьеры и отвалы образуют своеобразную зону вокруг городов Одесса, Николаев, Херсон, Белгород-Днестровский и др., расположенную на берегах лиманов.

Известные подземные выработки г. Одесса — катакомбы, провальнопросадочные образования включают пещеры, колодцы, воронки, конусообразные впадины, ванны. По данным Т. П. Федорченко [139], в большей части они образовались на структурной террасе и на верхней пологой части правого склона Хаджибейского лимана. Подземные выработки локализованы тут сток, чему способствует рельеф. В г. Одесса над катакомбами отмечаются деформации поверхности, вызывающие разрушения зданий, оскудение сельскохозяйственных угодий.

У с. Вилково, а также в северной части пересыпи Днестровского лимана песчано-гравийные карьеры начала XX в. превращены в «ископаемый» антропогенный рельеф, местами затоплены морем.

На окраинах отдельных городов овраги образуют густую сеть: $1-2 \text{ км/км}^2$ вместо обычных для природных условий $0,4-0,5 \text{ км/км}^2$ [139].

При дорожном строительстве прежде всего трансформируется режим стока поверхностных вод, что приводит к их периодическому скоплению. Усиливаются суффозионные и просадочные процессы, вплоть до образования микропадин в пределах лессового покрова; нередко образование промоин и оврагов.

Добыча полезных ископаемых (табл. 28) вызывает изменения в рельефе склонов и междулиманских поверхностей: увеличивается расчлененность (контрастность) рельефа за счет образования насыпных форм и углублений; возможны изменения объема горных пород и оседания кровли; возникают антропогенные формы рельефа — обнаженный карьерно-отвалный тип рельефа, терриконы, озерно-холмистый, каменный бедленд, окультуренные гидроотвалы и пр.

Менее исследованным является вопрос о влиянии антропогенных факторов на развитие подводного выветривания, эрозии, денудации, аккумуляции и интенсификации оползневых процессов.

Подводное выветривание связано с биохимическими процессами, в частно-

сти с бактериальной деятельностью, постоянством температур, небольшой скоростью осадконакопления и пр. Все эти факторы значительно изменяются в процессе хозяйственной деятельности. Общая тенденция влияния человека на темпы подводного выветривания сводится, очевидно, к ослаблению биохимических реакций, наиболее способствующих разрыхлению и перемещению продуктов выветривания и к усилению темпов накопления осадков благодаря увеличению взвешенных наносов. И то и другое уменьшает силу выветривания донных осадков.

Подводная эрозия зависит от типов лиманов и, естественно, будет наибольшей в разомкнутых лиманах, приуроченных к устьям крупных рек; это может быть связано и с малыми реками, и балками, характеризующимися экстремальными характеристиками стока и эпизодически соединяющимися с морем через прорывы. Наименее подвержены подводной эрозии замкнутые лиманы (Хаджибейский, группы Дунайских и Тузовских лиманов). Отсутствие приливов и отливов не способствует развитию подводной эрозии в лиманах.

При прогнозировании донных процессов следует учесть изменения поверхностного стока с орошаемых площадей, в частности, возможный сброс вод в лиманы при орошении массивов за счет канала Дунай — Днепр, а также изменения уровня воды при создании в лиманах водохранилищ.

Подводная денудация возможна в качестве донного размыва при колебаниях уровня воды в лиманах-водохранилищах.

Подводные оползни известны на дне морей. Они также могут происходить в отдельных лиманах-водохранилищах при повышении уровня в несколько десятков метров.

Подводная аккумуляция зависит от ряда природных факторов и будет усилена особенно в нижних бьефах лиманов-водохранилищ. Деятельность человека может привести не только к ряду искусственных источников аккумуляции на дне лиманов, но даже к накоплению илов.

Биогеоморфологические процессы находят все большее отражение в формировании берегов морей и лиманов и во многом стимулируются деятельностью человека. К ним относится образование зарослей тростников, водорослей, осо-

бенно в связи с изменением течений. Растения служат хорошей защитой от разрушения берегов. В отдельных лиманах (Днестровский, Днепровский) растительность создает тип берега со своеобразными зарослями.

Камышовые заросли-плавни, особенно в лиманах Дунайской группы (Кагул, Ялпук, Катлабук, Китай), в ходе рыбохозяйственной деятельности теряют свою устойчивость, при сильных ветрах отрываются, образуя плавающие камышовые острова.

На отдельных участках следует обеспечить охрану берегов агротехническими способами — путем создания растительности на береговом склоне. Следует учесть, что растительность защищает рельеф от разрушения волнами за счет «арматурного» эффекта корневой системы и способствует существованию моллюсков. Отмирая, последние увеличивают стойкость донных осадков к размыву.

В прибрежной зоне моря и лиманов изменение природных современных процессов под влиянием деятельности человека сводится к следующему.

Аккумулятивные процессы формируют пересыпи, косы, пляжи, террасы лиманов. В связи с превращением ряда лиманов в пресные водохранилища возникает необходимость мелиорации лиманов [153] и, в первую очередь, обеспечение изоляции пресных водоемов от морских вод за счет строительства дамб, берегозащитных сооружений, способствующих аккумулятивному рельефообразованию и укреплению пересыпей растительностью. Предполагается мелиорация пересыпей, отделяющих озера Сасык, Шагалы, Алибей, Днестровский, Тилигульский, Березанский лиманы.

Хозяйственное освоение лиманов и прилиманых участков в определенной степени связано с погребенным рельефом, особенно при нарушении химического, в основном солевого состава подземных вод на междуречьях. Установлено, что вблизи лиманов возникают боксовые или краевые воды и рассолы в породах, которые окружают котловину солевого водоема. Здесь существует ряд погребенных форм рельефа (палеоврезы, погребенные террасы, древние береговые формы и пр.), которые во многом будут предопределять зоны измененного солевого режима подземных вод. Ширина полосы распространения

их влияния в центральных и нижних частях лиманов — до 6 км, а по глубине — до 110 м ниже уровня моря [113]. Соответственно, при изменении природных условий эти зоны могут расширяться и на соседних с лиманами участках вызвать увеличение солей в приповерхностных отложениях. Прогноз зон этого явления следует осуществлять путем анализа погребенного рельефа и его связи с дневной поверхностью, где формы рельефа будут индикаторами районов изменения солевого режима.

Деформации земной поверхности нередко связаны с просадочностью лессового покрова. На междуречных и межлимановых территориях с мощным покровом педоуплотненных, облегченных по составу лессовых пород образуются при замачивании специфические формы рельефа — трещины, ступенчатые провалы, различных размеров понижения и пр.

Сведения о просадочности и просадочных деформациях в региональном аспекте были получены при оросительных мелиорациях в зоне влияния Северо-Крымского канала, на Ингулецком, Красно-Знаменском и других массивах орошения.

В последние годы специальные исследования таких деформаций проведены на междуречье Дунай и Днестр [85]. Здесь развиты высокопросадочные лессовые породы мощностью 20—46 м. Суммарная их просадка в зоне аэрации, рассчитанная послойным суммированием ее значений по всей толще, меняется от 0,6—0,8 до 2,5 м. На межозерьях Ялпук — Кагул — Катлабук и вблизи бровки восточных береговых клифов наблюдаются воронки и провалы глубиной до 2 м. При замачивании пород в основании магистрального канала Озернянской оросительной системы в первые 10 дней наблюдались просадки в виде ступенчатых провалов до 0,6—0,8 м и шириной трещин 0,3 м. Максимальная просадка в первый год наблюдений зафиксирована до 0,77 м при увеличении естественной влажности пород на 4—6 % [74].

Абразионно-аккумулятивные процессы при естественном развитии берегов сводятся к выравниванию линий берега и приводят к его отступанию. Скорости абразии и аккумуляции во многом зависят от строительства гидротехнических сооружений, отторжения

акваторий, создания новых форм рельефа и пр. Одним из факторов неволнового воздействия на берега является недостаток прибрежно-морских наносов, в определенной степени на ряде участков регулируемый человеком: 1) путем создания берегозащитных и других сооружений и действия так называемого краевого эффекта; 2) вывоза рыхлого материала для строительных нужд, заложения подводных карьеров; 3) строительства курортных объектов на аккумулятивных формах и чрезмерной нагрузки на узкие рекреационные зоны пляжа; 4) добычи и гибели моллюсков в массовом порядке.

Определенную роль в защите берега играют пляжные скопления моллюсков, ракушечного материала. Иногда он добывается для корма птицам. При изменении экологических условий меняется состав фауны, возможна коренная ее перестройка, особенно в лиманах в

связи с их превращением в водохранилища и опреснением. Уменьшается количество моллюсков на берегу моря, что ухудшает устойчивость пляжей. Отмечается резкое сокращение ракуши в пляжах за последние 15 лет, в том числе и в связи с загрязнением [154].

Таким образом, морфология лиманов и слагающие их рыхлые отложения в значительной степени зависят от разнообразной хозяйственной деятельности. Возможные их изменения связаны с двумя группами факторов: 1) видами хозяйственной деятельности, интенсификации производства и 2) компонентами природной среды, их устойчивости. Прогноз устойчивости рельефа и осадконакопления в зоне лиманов связан с изучением взаимодействия этих групп, зависимость современных геоморфологических процессов от видов хозяйственной деятельности показана в табл. 27.

Лиманы Причерноморья неоднородны и различаются соленостью, химизмом воды, размерами, глубинами и другими параметрами среды. Их солевой и гидрологический режим преимущественно зависит от связи с морем, поэтому при типизации лиманов этот фактор был определяющим. На его основе выделено три типа лиманов: открытые, закрытые (но эпизодически испытывающие подток морских вод через прорвы либо посредством инфильтрации через пересыпи) и давно закрытые лиманы-озера. В зависимости от степени изоляции от моря, солевого и гидрологического режимов в пределах типов выделяются подтипы. Различаются лиманы по возрасту и происхождению. Большинство их образовалось вследствие затопления устьевых участков рек во время последней трансгрессии Черного моря. Предшествовавшая ей предновозвксинская регрессия обусловила интенсивное врезание низовий рек с углублением коренного ложа до 46—50 м ниже уровня моря. Новозвксинская трансгрессия привела к образованию небольших лиманов в устьях средних и крупных рек Причерноморья. На границе плейстоцена и голоцена эти лиманы практически исчезли, что было вызвано небольшим понижением уровня моря. Начавшаяся после этого древнечерноморская трансгрессия, продолжающаяся до сих пор, определила современный облик лиманов. В течение этой трансгрессии (синхронной фландрской трансгрессии Мирового океана) установлены незначительные по амплитуде регрессивные фазы; падение уровня моря было незначительное, что сказывалось на осадконакоплении пре-

имущественно в верховьях и средних частях лиманов. В устьях же лиманы продолжали существовать на протяжении всего голоцена.

Таким образом, зафиксированные в разрезе донных отложений изменения отражают смену литодинамических условий осадконакопления, обусловленную колебаниями уровня моря. Это положение послужило одним из критериев для расчленения донных отложений, что наряду с биостратиграфическими и хронологическими данными позволило выработать схему стратиграфии лиманного комплекса. Четко прослеживается увеличение морских обитателей и исчезновение солоноватоводных от начала трансгрессии до настоящего времени, что связано с прогрессирующим осолонением Черного моря. Вместе с тем отмечаются небольшие периоды существенного опреснения лиманов (в частности, в фанагорийское время), когда вследствие понижения уровня моря лиманы сокращались в размерах и появлялась проточность. При помощи радиоуглеродного метода был определен возраст отложений всего разреза. Установлено, что первые лиманы возникли во время новозвксинской трансгрессии около 12 200 лет назад. Однако в конце плейстоцена произошло небольшое понижение уровня моря и лиманы практически исчезли. Формирование современных лиманов связывается с развитием древнечерноморской трансгрессии, во время которой также наблюдались небольшие колебания уровня моря. Последние зафиксированы по изменению литологического состава донных отложений и их свойств.

Небольшие колебания уровня моря нашли отражение и в минерализации поровых вод донных отложений. Минерализация, как и химический состав поровых вод, неоднородны как в различных лиманах, так и в пределах каждого из них. Три основных типа вод подразделяются по составу на подтипы, которые правомерно рассматривать в качестве гидрогеохимических фаций, характеризующих процессы метаморфизации поверхностных и поровых вод Причерноморских лиманов. Закономерное распределение гидрогеохимических фаций по площади лиманов и по глубине толщ осадков отражает особенности голоценовой трансгрессии Черного моря, в ходе которой имели место многократные повторения трансгрессивно-регрессивных циклов. Лиманы, в которые впадают непересыхающие реки, характеризуются как прямым, так и обратным процессами метаморфизации поверхностных и поровых вод; при этом обнаружится наиболее полный набор гидрогеохимических фаций. В лиманах, где преобладает питание временными водотоками, испарение превышает приток воды, поэтому метаморфизация поверхностных и поровых вод протекает в них главным образом по прямому пути — за счет концентрирования рапы и выпадения в осадок некоторых солей, а также происходящих в осадке ионообменных реакций.

В связи с предполагаемым использованием чаш лиманов в качестве водохранилищ при переброске части стока р. Дунай в р. Днепр существенно изменится гидрогеологическая обстановка вдоль побережья лиманов. Система «подземные воды — лиманные воды — донные отложения» неминуемо претерпит изменения как в гидрохимическом, так и в динамическом отношении. И здесь на первое место выдвигается проблема охраны основных водоносных горизонтов. Угроза засоления этих горизонтов в условиях инверсии вертикальной гидрохимической зональности вполне реальна при некачественной изоляции верхнего из горизонтов. Сниженные эксплуатацией напоры основных гори-

зонтов будут способствовать нисходящему перетоку соленых вод и рассолов. Все это требует в ближайшее время начать наблюдения по специализированной гидрогеологической сети, чтобы решать проблему рационального использования подземных вод, а в дальнейшем, с учетом комплекса Дунай — Днепр, — и восполнения их ресурсов.

Большинство лиманов относится к инженерно-геологической области эрозийных врезов, находящихся в пределах суши и выполненных илами. Илы, сильно влажные, высокопористые с низкой объемной массой, прерываются илистыми осадками, менее пористыми и влажными, что создает ритмичность в распределении физических свойств по вертикали. В разных лиманах глубина залегания интервалов с отличающимися свойствами неодинакова, что свидетельствует о специфике условий осадконакопления во время определенных регрессивных циклов. В целом илы обладают низкими значениями деформационных и прочностных характеристик.

Сведения о распространении, строении, свойствах донных отложений, направленности современных геологических процессов положены в основу инженерно-геологического районирования и оценки возможности и перспектив решения ряда народнохозяйственных задач, связанных с освоением водоемов. Последнее неизбежно скажется на изменении условий существования лиманов, масштабы которых будут определяться правильным регулированием их хозяйственного использования и эволюцией экологической системы в целом.

Обобщающая монография по лиманам Причерноморья публикуется впервые, и, вполне естественно, в ней недостаточно разработаны некоторые вопросы строения и состава донных отложений. Тем не менее есть все основания ожидать, что изложенные материалы и разработки будут использованы не только при проектировании гидротехнических сооружений, но и при других видах народнохозяйственного освоения Причерноморья.