

ГЕОГРАФІЧНІ НАУКИ

ПРИБЕРЕЖНО-МОРСЬКЕ ПРИРОДНЕ СЕРЕДОВИЩЕ

УДК 556.166 + 551.282(282.247.314)

Ю. Д. Шуйский, доктор геогр. наук, профессор
А. А. Стоян, канд. геогр. наук, преподаватель
кафедра физической географии и природопользования,
Одесский нац. университет имени И. И. Мечникова,
ул. Дворянская, 2, Одесса-82, 65082, Украина

СОСТАВ НАНОСОВ В РУСЛЕ ПРИУСТЬЕВОВОГО РАЙОНА ДНЕСТРА В КОНЦЕ ВЕСЕННЕ-ЛЕТНЕГО ПАВОДКА

Образцы донных наносов в русле Днестра были отобраны на 3 разрезах и 8 станциях. Было обнаружено 30 % фракций $\geq 0,01$ мм и 70 % фракций $\leq 0,01$ мм. В составе песчано-алевритовых фракций обнаружены кварц, полевой шпат, кальцит, тяжелые минералы (среднее 0,87 %) гранат, ильменит, лейкоксен, магнетит, ставролит, а обломочный карбонат составляет 20,4 %. В Днестровский лиман выносятся $\approx 140,000$ т/год валового CaCO_3 . Плохо окатанные зерна наносов являются доминирующими (до 45–79 %). Полученные результаты могут объяснить процессы седиментации в лимане и позволяют рассчитать баланс наносов в устьевой области Днестра.

Ключевые слова: Днестр, наносы, русло, дно, состав, окатанность.

Введение

Исследование стока воды и наносов в Днестре производится в связи с необходимостью использования водных ресурсов, обеспечения судоходства, оценок влияния реки на дельту Днестра и его лиман и многого другого. Для этих мероприятий необходима информация по непосредственным научным исследованиям, осмысленная и интерпретированная теоретическими методами. Данные о составе и движении наносов непосредственно при впадении реки в лиман встречается вообще редко в географической литературе. Полученные нами результаты и выводы вместе с тем позволяют лучше разобраться в этих вопросах. Следовательно, тема данной статьи может считаться *актуальной*.

Цель статьи — по различным литологическим показателям численно оценить состав донных русловых наносов перед конечным створом Днестра, перед впадением реки в лиман, в условиях среднего многолетнего уровня воды на рейке г/п «Маяки». Для достижения цели были решены такие *основные задачи*: а) оценить линейные размеры донных наносов в русле

Днестра; б) изложить результаты исследования карбонатности донных русловых наносов в Днестре; в) исследовать окатанность донных русловых наносов в русле Днестра.

Объектом исследования явилось нижнее течение р. Днестр перед его впадением в Днестровский лиман, *предметом* — закономерности состава и распределения донных русловых наносов во время стояния среднего многолетнего уровня воды в условиях конечной фазы весенне-летнего паводка на Днестре. Перечисленные задачи данной статьи и результаты их решения являются необходимым элементом науки гидрологии суши и устьеведения. Поэтому их решение имеет важное *теоретическое значение*. Использование полученных результатов в разных отраслях хозяйства определяет *практическое значение* данной статьи. В основу работы положены данные натурных измерений лицензированными приборами, что обуславливает *достоверность* использованной научной информации.

Выбранная нами тема в общем слабо освещена в статьях и монографиях других авторов. Материалы длительных наблюдений посвящены преимущественно динамике русла, включают неполные данные о расходах, стоке и колебаниях уровня речной воды, о скоростях русловых течений на разных глубинах и участках русла и прочему. Они содержатся в работах С. А. Борик, В. Н. Гонтаренко, Е. Д. Гопченко, В. И. Вишневецкого, С. В. Мельника, В. М. Тимченко и ряда других. В то же время считанное число авторов достаточно полно изучало состав донных наносов в русле ниже створа Кучурган, а особенно — ниже слияния русел Турунчука и Днестра. При этом другие авторы обычно пользуются материалами исследований на в/п «Бендеры» как наиболее представительном. Но надо учесть, что между этим постом и Днестровским лиманом пролегло более 200 км длины реки, с низкой поймой, плавнями, с многочисленными озерами и ериками. Поэтому напрямую увязывать данные по в/п «Бендеры» и распределение наносов в дельте и лимане Днестра является некорректным. Особенно близко это касается донных наносов. В этой связи любая информация о составе наносов на дне реки ниже слияния Турунчука и Днестра является ценной и необходимой.

Материалы и методика исследований

Мы стремились, чтобы полученные нами материалы исследований максимально близко приближались бы к средним многолетним значениям. Для этого было выбрано такое время, когда уровень на в/п «Маяки» установился на средней многолетней отметке. Это произошло на заключительной фазе весенне-летнего паводка в Днестре в конце июня 2009 г. [10]. Если стоком воды определяются величины стока взвешенных наносов с достоверной вероятностью, что доказано для Днестра [1, 2, 4], то для донных наносов подобной достоверности не имеется. Структура потока русла настолько сложна, что невозможно отождествлять расходы воды с таким же неизменным движением донных наносов к базисному конечному водоему стока. Ведь в составе донных наносов имеются не только влекомые,

но намного большее количество взвешенных фракций. Вместе с тем полученные результаты можно использовать для расчетов баланса наносов в устьевой области Днестра.

Водомерный пост «Маяки» ближе остальных расположен перед конечным створом впадения реки в лиман (рис. 1). Для контроля выполненного пробоотбора наносов в русле наши натурные работы производились на трех смежных разрезах, каждый из которых находится в 2 км от соседнего. Ими были охвачены участки русла с разной шириной, глубиной,



Рис. 1. Гидрографическая сеть нижнего течения Днестра. Обозначения озер: 1 — Кучурган; 2 — Красное; 3 — Коротно; 4 — Путрино; 5 — Свиное; 6 — Драган; 7 — Круглое; 8 — Писарское; 9 — Тудорово; 10 — Лозоватое; 11 — Белое; 12 — Сафьяны. А — дельта Днестра отделена от долинных плавней. Штрих-пунктиром обозначена граница раздела дельты и плавней Нижнего Днестра

площадью живого сечения и формой кривой профиля дна. Определение местоположения створов и станций производилось с помощью прибора GPS ETRIX фирмы Garmin (точность определения планового местоположения $\pm 0,2$ м), а измерения глубины — с помощью электронного эхолота Humminbird Piranha-210 (USA). Определения ведутся звуковым лучом 5° на поверхности дна и рассчитанным для глубин в диапазоне 0–50 м. Точность высотного измерения глубины $\Delta H = \pm 0,1$ м в интервале $H = 0–25$ м. Высушенные образцы наносов взвешивались на электронных весах SNUG II-300 (Jadever) с точностью до третьего знака после запятой. Использовалась также методика из работ [7–9]. Учитывались особенности продольного рельефа русел рек [5].

Пробы донных наносов отбирались на каждом гидрологическом разрезе: по три станции на линии разрезов I и II, а на III — две станции (рис. 2). На этих разрезах, станциях и глубинах, кроме взвешенных, отбирались также

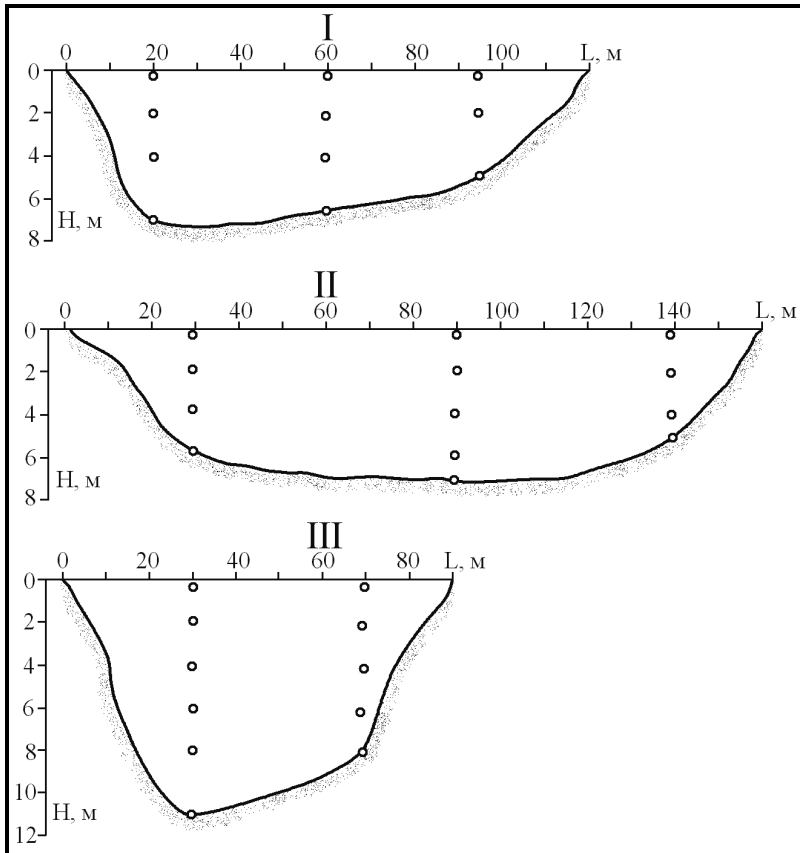


Рис. 2. Поперечные профили гидрологических разрезов и точки отбора проб в толще воды и наносов на дне русла в нижнем течении Днестра возле пос. Маяки. I–III — номера разрезов. H — глубина русла, м; L — ширина реки, м

и донные образцы с помощью малого дночерпателя Петерсена Д-0,025МП. Всего было взято 8 образцов для определения механического состава. Как можно видеть (рис. 2), опробованием было охвачено три разреза. На разрезах I и II было отобрано по три образца, а на разрезе III — два донных. В аналитической лаборатории кафедры физической географии полученные пробы были разделены на фракции $\geq 0,01$ и $\leq 0,01$ мм. Более крупные частицы были пропущены через кальциметр Шрайбнера для определения содержания CaCO_3 . Они же были оценены по степени окатанности шкалы М. К. Пауэрса [11] по 6 классам — от очень угловатых до хорошо окатанных — с помощью микроскопа МПД-1 ($\times 10$). Автор шкалы доказал, что шести классов вполне достаточно для охвата всего разнообразия окатанности зерен наносов. Причем достоверные результаты получаются даже при исследовании очень мелких зерен, начиная от 0,01 мм и крупнее. Рекомендуется применять данную шкалу в первую очередь для группы кварцево-полевошпатовых и карбонатных частиц, т. е. наши определения репрезентативны.

Характеристики наносов были нанесены на графики, что дало четкое представление о закономерностях распределения донных наносов вдоль и поперек русла Нижнего Днестра перед его впадением в лиман.

Фактический материал, полученный в натуральных условиях, в аналитической лаборатории и методами ГИС был осмыслен и интерпретирован с помощью теоретических методов. К ним относятся методы систематизации, аналитические, графический, сравнительно-географический, расчетные. Анализ и обсуждение результатов исследования выполнялись с использованием географических принципов комплексности, системности, унаследованности, последовательности, пространственно-временного единства.

Обсуждение полученных результатов

В практике литодинамического исследования наносов в руслах рек, дельт и в береговой зоне морей важны литолого-индикационные характеристики. Наиболее важными являются: агрегатное состояние материнских пород, размеры зерен, содержание CaCO_3 , минералогический состав и окатанность.

Размеры зерен наносов. Как известно [2, 7], Днестр дренирует горный и возвышенный рельеф в верхней части водосбора, до Днестровского и до Дубоссарского водохранилища. В них оседает и накапливается значительная часть речных наносов. Однако пелитовая часть твердого стока ($\leq 0,01$ мм) может прорываться и ниже Дубоссарской плотины, а частицы крупнее 0,01 мм в подавляющем количестве мобилизуются ниже по течению. В общем доминируют мелкие фракции — алевритовые и более мелкие (рис. 3), которые выносятся в Днестровский лиман. Именно песчано-алевритовая составляющая массы наносов отражает особенности материнских пород, питающих русловые наносы в Нижнем Днестре, ниже плотины Дубоссарского водохранилища. Поэтому именно эти крупные частицы нами исследованы более подробно. Их происхождение связано

с выветриванием и денудацией неоген-антропогенного комплекса осадочных пород: песков, суглинков, супесей, лессов, песчаников, известняков, сланцев. Эти породы поставляют различные по вещественному составу частицы. Главными минералами в составе песчано-алевритовых фракций являются: кварц, кальцит и полевои шпат в легкой подфракции и гранат-альмандин, ильменит, лейкоксен, магнетит и ставролит в тяжелой подфракции. Каждый из перечисленных минералов различно реагирует на механическое соударение с дном и соседними частицами наносов, т. е. на механизм окатываемости.

В русле Нижнего Днестра доминируют мелкие фракции, мельче 0,05 мм [7, 10], и они практически совпадают с теми, которые выносятся в лиман (рис. 3). Лабораторная обработка показала, что среднее значение по всем трем разрезам составило 30,10 % для фракций $\geq 0,01$ мм и 69,90 % для фракций $\leq 0,01$ мм (рис. 4). Для суммы более крупных фракций минимум содержания составляет 6,25 % (ст. ДнI-17), а максимум — 67,00 % (ст. ДнII-4). В то же время для менее крупных частиц наносов ($\leq 0,01$ мм) максимум содержания равнялся 93,75 % (ст. ДнI-17) и для более крупных 33,00 % (ДнII-4). На этом общем фоне на разрезе I более крупных зерен почти в 9 раз меньше, чем менее крупных, на разрезе II — на четверть меньше, а на III — почти на 60 % меньше. Кумулятивные кривые имеют нечетко выраженную S-образную форму, интегральное значение $Md = 0,014$ мм, поле кривых узкое и указывает на небольшое отклонение от среднего. Таким образом, ниже впадения Турунчука в Днестр на дне русла абсолютно доминируют пелитовые фракции $\leq 0,01$ мм. В среднем, их в 2,3 раза больше, чем алевритовых и песчаных вместе взятых. Учитывая повышенный энергетический фон поля русловых течений в Нижнем Днестре [1, 3], становится понятным высокое значение песчано-алевритовых

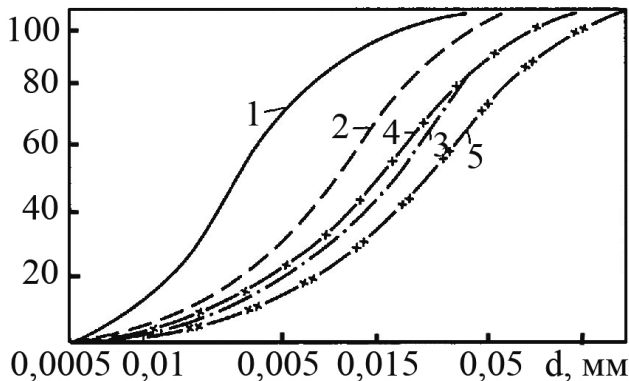


Рис. 3. Интегральные кривые фракционного состава взвешенных наносов, поступающих из реки в Днестровский лиман (по данным работ [7, 8]).

Расчетные: 1 — для глинистых илов и русла реки; 2 — для песчанистых илов и русла реки; 3 — для песков и прирусловых валов внутренней дельты в лимане; натурные: 4 — для донных наносов в русле реки; 5 — взвесь в воде лимана

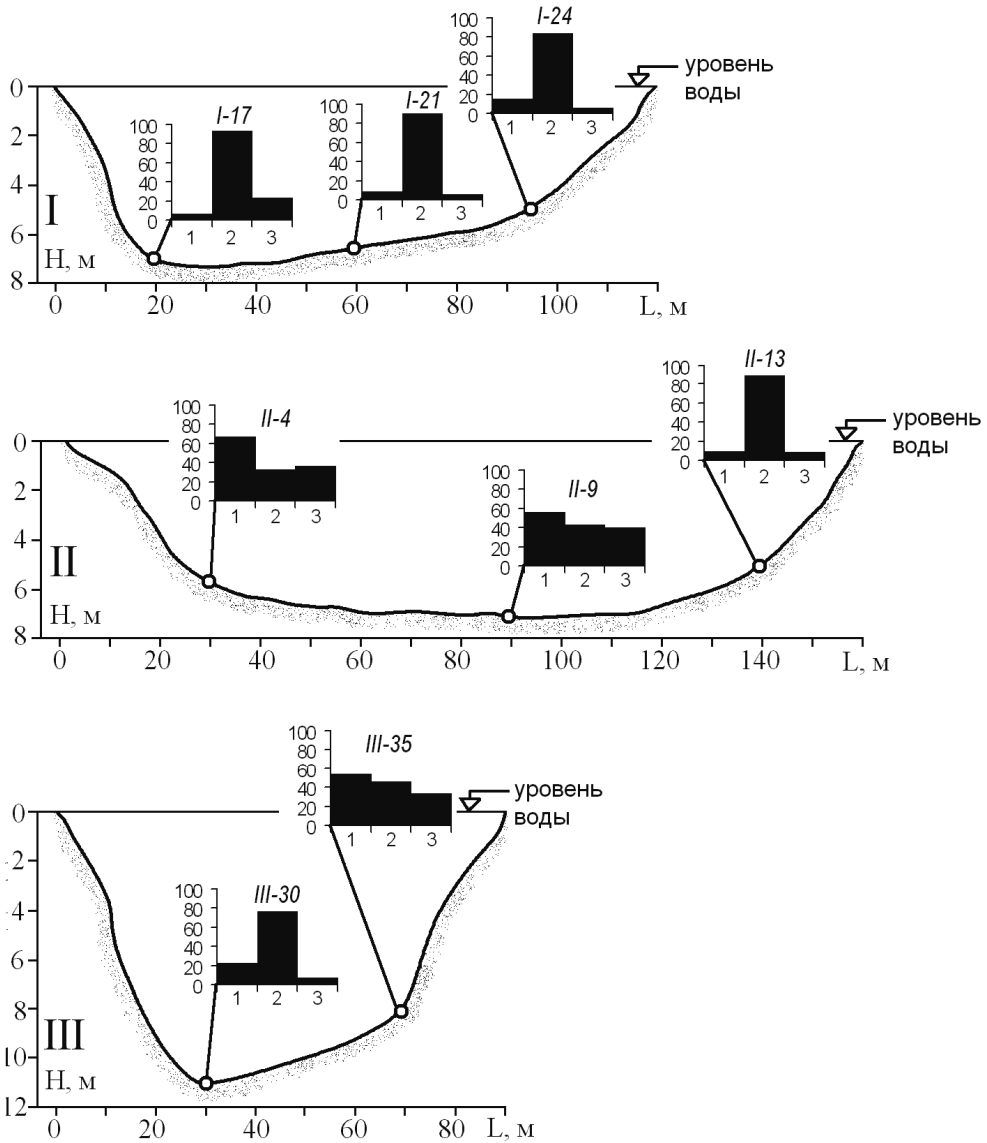


Рис. 4. Поперечные профили гидрологических разрезов и точки отбора проб наносов в русле нижнего течения Днестра возле пос. Маяки: III — номера разрезов; I-17 — номера проб наносов. Гистограммы для каждой пробы (% по вертикальной оси): 1 — фракции $\geq 0,01$ мм; 2 — фракции $\leq 0,01$ мм; 3 — содержание CaCO₃; H — глубина русла, м; L — ширина реки, м

наносов на дне реки. По сравнению с данными других авторов [1, 3, 5, 7], наши натурные исследования показали почти в 2 раза более высокое содержание наносов $\geq 0,01$ мм на дне русла. По всей видимости, потому, что нами проводился пробоотбор еще во время паводка. На этом общем фоне

максимальным является среднее содержание более крупных фракций на разрезе II (44,45 %), а минимальным — на разрезе I (10,22 %). На разрезе III среднее значение таких фракций оказалось равным 38,42 %. Такое распределение на коротком расстоянии между разрезами объясняется (по литодинамическому признаку) сложностью структуры руслового потока, которая существенно отличается от структуры ламинарного потока.

Говоря о распределении твердого стока по фазам гидрологического режима, следует обратить внимание на особенности этих фаз. Для наносов важно, что с увеличением русловых расходов, когда водность была настолько велика, что вода покрывала пойму, то в плавнях, в озерах, ериках осаждались и отлагались прежде всего песчано-алевритовые фракции. Поэтому почти все зерна тяжелых минералов до Днестровского лимана не доходили, а доля карбонатных, кварцевых и полевошпатовых частиц снижалась. Во время межени, когда скорости снижаются в несколько раз, тогда резко уменьшается наносодвижущая способность руслового потока. Относительно беспрепятственно, преимущественно во взвеси, в конечный водоем стока выносятся главным образом легкие минералы. Вынос частиц тяжелых минералов может прекратиться или, по крайней мере, существенно замедлиться. В этой связи обращаем внимание, что для процесса речного сноса песчано-алевритовых наносов разного минералогического состава существует типичная закономерность: поступление наносов испытывает дискретность. В течение разных сезонов года доминируют наносы легкой или тяжелой фракции и их разные минералы. Эта закономерность подтверждается также и выводами С. В. Мельника [4], который установил различные расходы наносов в течение разных месяцев (рис. 5), при разной интенсивности денудации, разном количестве выпадающих атмосферных осадков, при разных скоростях руслового течения и разной наносодвижущей способности речного потока.

Карбонатность донных русловых наносов. В ряде работ М. О. Сона [6] находим обильную информацию о моллюсках Нижнего Днестра, представленную как самим автором, так и другими исследователями. Всего они насчитали 84 вида, и подавляющее их большинство обитает в русле реки. Часть их имеет достаточно крупные для образования мелко раковинного детрита карбонатные створки, как например у семейства *Lymnocardidae* F. *Stoliczka* 1870, семейства *Dreissenidae* J. E. Gray in W. H. Turton 1840, семейства *Unionidae* Rafinesque 1820 и др. Типичными являются униониды. В водной среде они могут заметно выветриваться и растворяться. В условиях быстрого течения в придонном горизонте (до 0,5–2,0 м/с) процесс дробления створок и окатывания их обломков происходит быстро. Этому способствует и большое расстояние (около 400 км) движения в русле реки. Дробление створок при этом зависит от общей дистанции прохождения створок в потоке, от скоростей руслового течения и частоты вовлечения в движение, от твердости, хрупкости, вязкости карбонатной створки. Кроме того, осадочные породы, которые являются источником наносов, способны поставлять в русло значительное количество обломочных карбонатов (рис. 4).

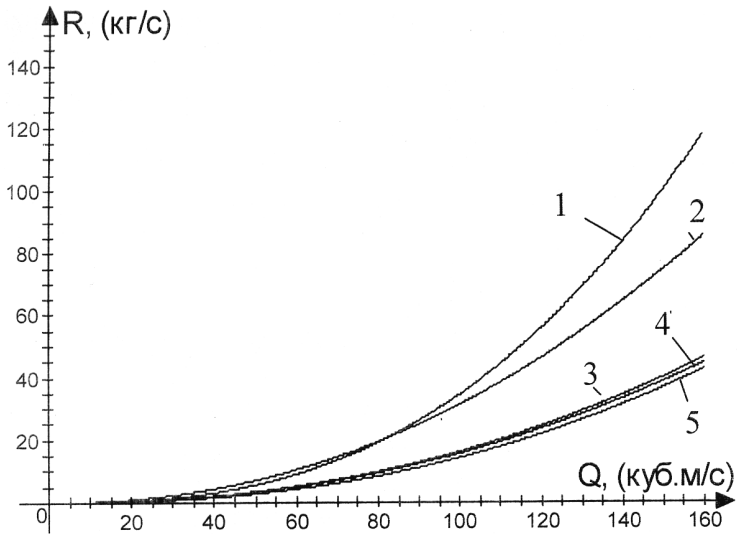


Рис. 5. График зависимости расхода взвешенных наносов (R , кг/с) от расхода воды (Q , м³/с) в русле Днестра в районе между Дубоссары и Олонешты $\{R = f(Q) \cdot n\}$, где n — разделы для разных месяцев; 1 — март; 2 — июль; 3 — декабрь; 4 — февраль; 5 — ноябрь (по С. В. Мельнику [4])

После водного анализа всего донного осадка была выделена его часть $\geq 0,01$ мм («крупнозернистая»), т. е. песчано-алевритовая. Из её состава каждой пробы эта часть подвергалась определению валового содержания карбонатного вещества. Оказалось, что максимальное значение содержания CaCO_3 (40,41 %) было в песчано-алевритовой пробе ДнII-9, т. е. на втором створе, при ≈ 57 % содержания частиц $\geq 0,01$ мм. Минимальные значения общей карбонатности приурочены к концентрациям песчано-алевритовых частиц > 15 % (рис. 4). В обработанных «крупнозернистых» пробах пределы содержания CaCO_3 составляют от 5,82 до 40,41 %, а среднее значение равно 20,35 %. Проявилась четкая закономерность: в общем случае (до 70 % вероятности) чем более высоким оказывается содержание песчано-алевритовых частиц в свежем аллювии на дне русла Днестра, тем больше в нем содержится карбонатных частиц.

Если учесть, что средний многолетний сток речных наносов в Днестре равен 2,28 млн т/год [2, 7, 10], то его более крупная («влекомая») часть должна быть равной 0,690 млн т/год (30,1 % от всей массы), в соответствии с нашими новыми исследованиями. Это почти в 2 раза больше того значения, которое указывают в своих работах В. И. Вишневецкий [2] и В. М. Тимченко [7]. Соответственно, учитывая сток «крупнозернистых» фракций (690 тыс. т/год) и среднее содержание карбонатов в нем (20,35 %), сток карбонатного обломочного материала должен быть равным 140,4 тыс. т/год, а крайние значения лежат в пределах от 40,16 тыс. т/год (5,82 %) до 278,83 тыс. т/год (40,41 %) на разных станциях и на разных профилях вдоль русла Нижнего Днестра. Это значит, что в составе наносов

дельты и дна Днестровского лимана должна залегать значительная часть аллохтонного обломочного карбонатного материала. Полученные значения помогают анализировать формирование донных осадков в Днестровском лимане, дельтовый конус Днестра в лимане, вынос обломочного карбонатного материала в море, решать другие задачи.

Основные характеристики окатанности наносов. Процесс формирования гидравлических свойств речных наносов связан с разными причинами. Суммарный эффект дробления и истирания наносов K при переносе водными потоками зависит от абразивной прочности частиц $H_{аб}$, от среднего диаметра наносов D (мм), от плотности минералов d (г/см³), от скорости движения частицы v (м/с) и дальности её переноса l (тыс. м). Учитывается также интенсивность «процесса изнашивания» частиц русловых наносов, которая зависит от величины сил трения, механических ударов при столкновении частиц между собой и с дном и др. В общем виде указанная зависимость выражается формулой

$$K = f \cdot \left[\frac{D^3 \cdot (d-1) \cdot v^2 \cdot l}{H} \right]. \quad (1)$$

В физико-географических условиях распространения осадочных слабоцементированных и метаморфизованных пород пелитовые частицы обычно составляют основную массу обломочного осадочного материала. Именно такое типичное явление распространено и в низовьях Днестра. Ими же представлен материал взвешенных наносов в водной толще русла Нижнего Днестра [10]. Этот мелкозем откладывается в лимане в виде конусов выноса из Быстрого Турунчука и Днестра, о его составе можно судить по рис. 3 и 4.

Как это ни покажется необычным, но до сих пор не выполнялся кондиционный минералогический анализ донных наносов из русла Днестра. Пока мы его определим в общем, приближенно и по косвенным признакам. Напомним, главными минералами в составе песчано-алевритовых фракций являются: кварц, кальцит и полевошпат в легкой подфракции и гранат-альмандин, ильменит, лейкоксен, магнетит и ставролит в тяжелой подфракции. Валовое содержание тяжелых минералов ($d_{мин} \geq 2,90$ г/см³) в разных образцах колеблется от 0,24 до 11,8 %, среднее 0,87 %. Следовательно, именно легкая подфракция, в которой только лишь малоустойчивые обломочные карбонаты составляют 20,35 %, определяет содержание процесса окатывания наносов на дне русла Нижнего Днестра.

Как отмечалось ранее, нами была использована методика М. Пауэрса [11] для определения окатанности по 6 баллам для всех частиц — и округлых, и удлиненных. Это количество больше и шкала более универсальна, чем по шкале Апродова, а потому более достоверна и подробна. Оказалось, что в районе исследований на всех профилях и по всем образцам (рис. 2) наибольшая часть изученных наносов являются очень угловатыми (балл 1 — в среднем 30,625 %) (рис. 6). В условиях сильного руслового течения и длительного пути движения в русловом потоке сложно объяснить этот

результат, согласно формуле (1). Тем более, что балл 2 угловатых частиц также содержится в количестве 25,625 %. Получается, что в среднем по изученной части Нижнего Днестра 56,25 % массы донных наносов являются практически неокатанными (баллы 1 и 2). По всей видимости, значительная исходная первичная неокатанность кварца, кальцита и полевого шпата до их попадания в реку и привели к тому, что всего лишь 20,75 % песчано-алевритовых частиц ($\geq 0,01$ мм) являются окатанными (баллы 4, 5, 6), вплоть до «хорошо окатанных».

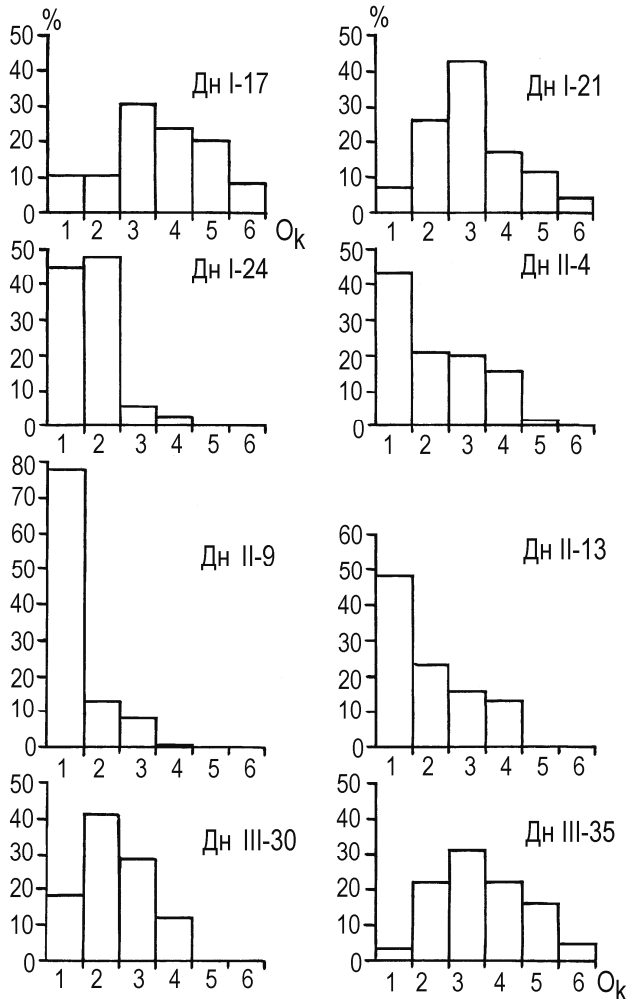


Рис. 6. Значения окатанности (O_k) песчано-алевритовых наносов со дна русла Днестра в районе в/п «Маяки» на трех разрезах (I, II и III).

Баллы окатанности частиц: 1 — очень угловатые; 2 — угловатые; 3 — полуугловатые; 4 — полуокатанные; 5 — окатанные; 6 — хорошо окатанные; ДнII-13 — номера образцов: образец № 13 в русле Днестра на втором разрезе

Максимальная угловатость донных русловых наносов обнаружена на разрезе II в пробе ДнII-9 — тип 1 = 79 %. В её же составе вообще не обнаружено частиц 5–6-го баллов окатанности, как и в пробах ДнI-24, ДнII-13 и ДнIII-30. Значит, в 50 % случаев в донных отложениях русла Нижнего Днестра отсутствуют окатанные и хорошо окатанные частицы. Это очень важное свойство донных наносов на изученном участке. Другим важным свойством можно считать, что в таком же числе случаев присутствуют частицы с 1-м баллом изнашивания K , которые являются «очень угловатыми». Хотя, напомним, среднее по всем пробам для баллов 1–3 («угловатым») равно 79,25 %, а для баллов 4–6 («окатанных») — только 20,75 % (рис. 6). Эти закономерности являются важным показателем донных наносов в русле Нижнего Днестра, они изучены впервые и могут быть использованы для характеристики наносов и литодинамических процессов в устьевой области Днестра.

Выводы

1. Во время исследования в заключительную фазу весенне-летнего паводка на Нижнем Днестре на трех гидрологических разрезах было отобрано 8 донных образцов. Их лабораторная обработка показала, что 69,9 % массы наносов представлено фракциями $\leq 0,01$ мм, а 30,1 % — фракциями $\geq 0,01$ мм. Песчано-алевритовых (влекомых) фракций оказалось в 3 раза больше, чем утверждается в работах других авторов.

2. Нами установлена повышенная карбонатность песчано-алевритовых донных русловых наносов в Нижнем Днестре, равная в среднем 20,35 %, при крайних значениях от 5,82 до 40,41 %. Средний сток обломочных карбонатов составляет 140,4 тыс. т/год, при крайних значениях 40,16 и 278,83 тыс. т/год, которые поступают в Днестровский лиман. Это объясняется тем, что река дренирует карбонатные породы, в воде высока биомасса наносообразующего зообентоса и гидрологические условия благоприятны для образования раковинного детрита.

3. Впервые изучена окатанность донных наносов в русле Нижнего Днестра при его впадении в Днестровский лиман. При этом использована шкала баллов М. К. Пауэрса, выделившего 6 баллов для удлиненных и округлых частиц, от очень угловатых до хорошо окатанных. Доминируют угловатые частицы (79,25 %), всего 20,75 % приходится на окатанные. Наибольшее среднее количество занимают частицы 1-го (30,625 %) и 2-го (25,625 %) балла, а на частицы 6-го балла («хорошо окатанные») приходится только 1,250 %. В сумме всего 50 % образцов донных наносов в своем составе не содержат частицы 5-го и 6-го балла. Полученные закономерности являются необычными и для многих других рек не являются типичными.

4. Изложенные результаты и выводы данной работы могут использоваться во время природного обоснования различных видов хозяйственной деятельности. Их можно применять при оценке стока наносов, при расчетах твердого стока Днестра, при расчетах баланса наносов в устьевой области Днестра, для оценок процессов осадкообразования в Днестров-

ском лимане и расчетах выноса осадочного материала из лимана в Черное море.

В заключение авторы выражают искреннюю благодарность А. Н. Роско-су, Н. А. Березницкой, А. Б. Муркалову, В. В. Неведюку за помощь в выполнении экспедиционных измерений, отбора образцов и камеральной обработки, в компьютерной обработке полученной информации.

Литература

1. *Борик С. А.* Комплексные экспериментальные исследования и оценка влияния русловых карьеров на гидрологический режим равнинной реки (на примере Нижнего Днестра). Рукопись // Автореф. дис. на соиск. ученой степени канд. геогр. наук. — Одесса: Одесск. гос. гидромет. инст., 1987. — 22 с.
2. *Вишневецкий В. И.* Природный та антропогенно змінений стік Дністра // Причорноморський Екологічний бюлетень. — 2005. — № 3–4. — С. 87–91.
3. *Гопченко Е. Д.* Гидрологический режим Нижнего Днестра // Причорноморський Екологічний бюлетень. — 2005. — № 3–4 (17–18). — С. 80–86.
4. *Мельник С. В.* Стік завислих наносів р. Дністер // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. — 2006. — Том 11. — С. 207–212.
5. *Михайлов В. Н., Коротасв В. Н., Игнатов Е. И.* Волго-Каспийский канал в устьевой области Волги: прошлое, настоящее, будущее // Вестник Одесского нац. университета. Экология. — 2003. — Том 8. — Вып. 11. — С. 172–198.
6. *Сон М. О.* Моллюски дельты Днестра // Причорноморський Екологічний бюлетень. — 2005. — № 3–4 (17–18). — С. 151–157.
7. *Тимченко В. М.* Экологическая гидрология водоемов Украины. — Киев: Наукова думка, 2006. — 383 с.
8. *Тимченко В. М., Колесник М. П.* Исследование и прогноз мутности воды реконструируемых водоемов (на примере Днестровского лимана) // Гидробиологический журнал. — 1986. — Т. 22. — Вып. 5. — С. 84–91.
9. *Чалов Р. С.* Географические исследования русловых процессов. — Москва: Изд-во Московск. унив., 1979. — 232 с.
10. *Шуйский Ю. Д.* Движение водной взвеси в приустьевом районе Днестра во время весенне-летнего паводка 2009 г. // Вісник Одеського національного університету. Геогр. та геол. науки. — 2009. — Т. 14. — Вып. 16. — С. 189–200.
11. *Powers M. C.* A new roundness scale for sedimentary particles // Jour. Sediment. Petrology. — 1953. — Vol. 23. — P. 116–119.

Ю. Д. Шуйський, А. А. Стоян

кафедра фізичної географії та природокористування,
Одеський національний університет імені І. І. Мечникова,
вул. Дворянська, 2, Одеса-82, 65082, Україна

СКЛАД НАНОСІВ У РІЧИЩІ ГИРЛОВОГО РАЙОНУ ДНІСТРА НАПРИКІНЦІ ВЕСНЯНО-ЛІТНЬОЇ ПОВЕНІ

Резюме

Взірці донних наносів в руслі Дністра були одержані на трьох пересіках (8 станцій). Було знайдено, що 30 % фракцій — це $\geq 0,01$ мм, а 70 % — це $\leq 0,01$ мм. В складі піщано-алевритових фракцій знайдені кварц, польовий шпат, кальцит, також важкі мінерали (пересічно 0,87 %) — гранат, ільменіт, лейкоксен, магнетит, ставроліт. Уламковий карбонат має 20,4 %. В Дністровський лиман скидається близько 140 тис. т/рік валового CaCO_3 . Погана затертість частинок наносів є типовою, бо «дуже кутоваті» складають пересічно по всіх взірцях 30,625 %, а «кутоваті» — 25,625 %. В 50 % всіх взірців відсутні частинки «окатані» і «добре окатані».

Ключові слова: Дністер, річище, дно, наноси, склад, затертість.

Y. D. Shuisky, A. A. Stoyan

Physical Geography Department,
National Mechnikovs University,
2, Dvoryanskaya St., Odessa-82, 65082, Ukraine

SEDIMENT COMPOSITION IN BRANCH OF DNIESTR MOUTH DURING END OF SUMMER

Summary

Samples of bottom sediment in Dniestr branch were selected on 3 hydrologic profiles that included the 8 stations. Approximately 30 % mass of bottom sediment were represented of $\geq 0,01$ mm fractions and 70 % particles had size $\leq 0,01$ mm in environment of plane river branch. In composition of the sediment contain basic light minerals (quartz, calcite, feldspar) and heavy minerals (garnet, ilmenite, leucoxene, magnetite, staurolite), and there are all together in sum contain 0,87 % in average. Detrital carbonate include in the river bottom sediment mass as a quantity of 20,4 %. In Dnestrovskiy liman $\approx 140,000.00$ ton per year of gross carbonate material are drifting from arm of the river. Badly rounded particles of sandy-aleuritic fractions are prevailing and contain from 45 % to 79 %. Received results can to explain the sedimentary processes in the liman and to calculate sediment balance in Dniester mouth system.

Key words: Dniestr, sediment, arm, bottom, composition, roundness.

УДК 551.351(262.5)

О. И. Рябкова, канд. геогр. наук, доцент
факультет географии и геоэкологии,
Российский государственный университет им. И. Канта,
ул. Университетская, 2, Калининград-40, 236040,
Российская Федерация

МОРФОДИНАМИКА БЕРЕГОВОЙ ЗОНЫ КУРШСКОЙ КОСЫ И СЕВЕРНОГО ПОБЕРЕЖЬЯ САМБИЙСКОГО ПОЛУОСТРОВА (юго-восточная часть Балтийского моря)

В статье рассмотрены морфология и динамика берегов северного побережья Самбийского полуострова и южной части Куршской косы в пределах Калининградской области. Эта информация необходима для проведения природоохранных мероприятий, включая строительство берегоукрепительных сооружений, и организации приморских территорий.

Ключевые слова: Балтика, Куршская коса, побережье, абразия, литодинамика, пляж, берегозащита.

Введение

Береговая зона моря является одной из самых динамичных природных объектов и наиболее уязвимых ландшафтов региона. Поэтому мобильность процесса здесь обуславливается как эволюцией побережья и морского бассейна, т. е. естественными процессами, так и активным вмешательством человека при организации его деятельности в прибрежной полосе моря как сфере многоцелевого использования. Здесь сосредоточены порты, приморские города, ведется добыча полезных ископаемых, гидротехническое строительство, развиваются разнообразные виды туризма, рекреация и т. д.

Все это в полной мере относится к юго-западному побережью Балтийского моря, которое представляет наглядный объект взаимодействия природного и антропогенного факторов. Доказано, что морфодинамика берегов меняется, и каждый год несет в себе отличия от предыдущих. Поэтому возникает необходимость исследования и обновления географической информации для достижения оптимального природопользования и сохранения полезных свойств природных систем разного уровня организации. В этой связи тема данной статьи является *актуальной*.

Цель работы состоит в анализе новых данных о морфологии и динамике берега Балтийского моря в пределах северной части Самбийского полуострова и Куршской косы на основании долговременных инструментальных наблюдений и картографического материала. Для достижения цели работы следует решить такие *основные задачи*: а) рассмотреть основные сведения о районе исследований; б) обосновать деление изученного побережья на отдельные участки по признаку морфологии и выполнить их сравнительный анализ; в) выделить участки и подучастки по признаку динамики и выпол-

нить их анализ; 2) оценить сохранность берегозащитных сооружений вдоль морского берега. *Объектом* исследования являются берега Балтийского моря в пределах Калининградской области России. В качестве *предмета исследования* выступают закономерности развития абразионных и аккумулятивных форм прибрежно-морского рельефа выбранной части берегов Балтики.

В статье освещаются необходимые физико-географические условия и процессы в береговой зоне моря, необходимые для оптимизации природопользования, и поэтому данная работа характеризуется *практической значимостью*. Природное строение и динамика берегов Самбийского п-ова обладают принципиальным отличием от всех остальных берегов Балтийского моря. Данные материалы расширяют научные представления о многообразии разных участков береговой зоны, освещают новые закономерности, дают возможность проверить применение методики исследований. В этой связи статья имеет *теоретическое значение*.

Обсуждение материалов исследования

Использованные в этой работе подходы, принципы и оценки основываются на положениях теории береговедения, разработанных профессором В. П. Зенковичем и его учениками и последователями.

Общие сведения. Морское побережье Калининградской области включает две крупные литодинамические системы: западное побережье протяженностью 64 км (от м. Таран до российско-польской границы на Вислинской косе) и северное — протяженностью 85 км (от м. Таран до российско-литовской границы на Куршской косе). Таким образом, общая протяженность берегов Калининградской области — 149 км. Такое разделение определяется выступающим в море положением Самбийского полуострова и господством штормовых волнений западной четверти горизонта, геологическим, геоморфологическим и гидрогеологическим строением побережья, атмосферными осадками, гидродинамическим режимом Балтийского моря, антропогенными факторами и др. В послевоенные годы наиболее сложные и активные экзогенные геологические процессы протекают на северном побережье Калининградской области [2, 3].

Особенности современного морфологического облика и динамического состояния берегов позволили выделить на северном побережье Самбийского полуострова 8 участков.

Первый участок, протяженностью 2,5 км, расположен между м. Таран и пос. Фирино. Это коренной берег Самбийского полуострова, абразионный, «клифовый», сильно размываемый. Обрывистые высокие берега (табл. 1) сложены кайнозойскими и плейстоценовыми отложениями.

Участок интенсивного сноса песчаного материала с очень узкой полосой надводной части пляжа — от 5 до 20 м. Пляж сложен валунно-галечным материалом, местами — полностью валунный. Малая абразия клифа у м. Таран (табл. 2) обусловлена тем, что энергия волн гасится на валунно-глыбовой отмели и частично на разрушенной волноотбойной стене, построенной в конце XX века у подножья берегового склона.

Таблица 1

**Характеристика береговых уступов северного побережья
Самбийского полуострова**

Участок	Протяженность, км	Средняя высота, м	Крутизна скло- на, градусы
м. Таран — пос. Фирино	2,8	30–35	40–70
пос. Фирино	0,3	25–27	40–50
пос. Фирино — пос. Отрадное	5,4	40–50	До 60
Светлогорская бухта	5,8	25–40	40–50
м. Купальный	0,8	20–30	До 60
Пионерская бухта	2,5	20–25	30–35
м. Гвардейский — р. Забава	5,1	7–12	40–45
р. Забава — р. Алейка	4,5	5–6	30–45
р. Алейка — г. Зеленоградск	1,9	10–12	30–60

Таблица 2

Скорость абразии северных берегов Самбийского полуострова

Район наблюдения	Скорость абразии, м/год
Мыс Таран	0,12
Мыс Таран — пос. Фирино	0,1–0,7
пос. Приморье — пос. Лесное	0,7
пос. Фирино — пос. Приморье	0,5–0,85
Санаторий «Лесное»	0,2
Отраденский выступ	0,44–0,8
Светлогорск: западная часть	0,53–0,85
восточная часть	0,8–1,0
пос. Рыбное	0,35
Пионерская бухта	1,0
Пионерская бухта (вост. борт)	0,33
Мыс Гвардейский	0,4–1,2
Мыс Гвардейский — р. Забава	0,8
р. Алейка	0,5
пос. Прибой — г. Зеленоградск	0,6

Второй участок — бухта у пос. Приморье протяженностью около 2,5 км. На этом участке в 1989–1991 гг. были начаты экспериментальные работы по намыву песчаного волногасящего пляжа, где, наряду с противооползневыми мероприятиями, был блокирован абразионно-оползневой склон, отмечалось расширение пляжей до 60–90 м. В настоящее время искусственный (намытый) пляж полностью размывает. И только восточнее пос. Приморье ширина его достигает 32 м, на дне расширяется поле мелкозернистого песка, появляется подводный вал. Отмечаются признаки слабой аккумуляции материала. Береговой уступ на протяжении 800 м террасирован и укреплен покровом растительности, а пляж сократился до ширины 20 м.

Третий участок протяженностью 2 км расположен восточнее Приморьевской бухты и простирается вплоть до пос. Лесное. В его пределах отмечаются интенсивные процессы размыва (табл. 2). Ширина пляжа равна 24 м. Существенное деструктивное значение имеет деятельность подземных вод.

Подводный береговой склон имеет валунно-глыбовую отмостку, уклоны дна в общем достигают $i_{10} = 0,036$. Рельеф береговой зоны полностью повторяет рельеф коренных пород, несмотря на то, что они частично прикрыты слоем наносов. Вдольбереговой поток наносов недонасыщен, характеризуется дефицитом нагрузки, что определяет неустойчивость пляжей и их низкую защитную способность.

Четвертый участок представляет собой выступ берега с высоким абразионно-оползневым активным клифом (табл. 1, 2). Его длина равна 3,5 км. Источником оползней является чередование в обрывах пород различной плотности и степени водопроницаемости (суглинки, пески, глины), а также выходы подземных вод (от 1 до 3 горизонтов). Пляж почти на всем протяжении узкий. На дне в прибрежной полосе шириной 200–250 м (начиная от уреза) идет сплошная валунно-глыбовая отмостка. Отмечаются интенсивные абразионные процессы (табл. 2). В настоящее время на данном участке береговой зоны имеется 32 буны. Они одно- и двухрядные с различной степенью сохранности. Расстояние между корневыми частями бун и береговым уступом от 10 до 20 м, и большинство из них находится на урезе воды.

Пятый участок бухтовый, расположен в районе г. Светлогорска. Длина его составляет около 5,5 км (от р. Отрадненки до м. Купальный). Песчаный пляж, шириной до 40 м, сохраняется лишь в вершине бухты. По ее бортам он снижается до 12–20 м, и здесь получил развитие активный клиф. Особенно интенсивные абразионные процессы отмечаются по крыльям бухты (табл. 1, 2). В формировании данного берега главную роль играет литологический состав пород. Клим сложен четвертичными среднезернистыми сыпучими песками, которые при увлажнении атмосферными осадками и под действием подземных вод обрушиваются и смываются в море. На подводном береговом склоне появляется 2 вала, уклон дна достигает до глубины 5 м (i_5) 0,0128 и до глубины 10 м (i_{10}) — уже 0,011. Здесь отмечается слабая аккумуляция наносов в вершине Светлогорской бухты. Участок между р. Светлогоркой и мысом Купальный может быть охарактеризован как транзитный участок береговой зоны с песчано-галечным пляжем переменной ширины (от 20 до 45 м). Уклоны прибрежного дна возрастают до $i_5 = 0,025$. Дефицит наносов от м. Таран до порта Пионерский составляет около 10 млн м³ [2].

Шестой участок размещен от порта Пионерский до м. Гвардейский, имеет протяженность 4 км. Это участок активной абразии с подветренной стороны молов порта. Активный клиф расположился почти по всему периметру берега. В подветренном восточном углу порта на протяжении 400 м удерживается пляж шириной до 60–80 м. Накопление песков происходит за счет вдольберегового транспорта наносов с запада на восток под действием портоградительных сооружений. Далее к востоку отмечается активная абразия берега (табл. 2). По периметру м. Гвардейского от уреза залегает сплошная валунно-глыбовая отмостка. Пляж сужается до 10 м.

Седьмой участок — от м. Гвардейский до р. Алейка, протяженностью 8 км. Абразионный участок, пляж имеет переменную ширину от 15 до

35 м. На пляже встречаются выбросы валунов, гальки и гравия. От уреза почти на всем протяжении, полосой шириной от 400 до 700 м, залегает валунно-глыбовая отмостка, которая перекрывается лишь местами тонким слоем песка. Напротив устья р. Спокойной и западнее р. Забавы на расстоянии 150–300 м от берега появляется подводный песчаный вал. Уклоны дна в диапазоне глубин 5–10 м составляют в среднем 0,024–0,015.

Восьмой участок от р. Алейки до г. Зеленоградска характеризуется протяженностью примерно 8,5 км. Это участок транзита песчаных наносов с их острым дефицитом на западе и в центральной части, причем дефицит уменьшается к востоку. Берег подвержен активной абразии и размыву (табл. 2). Ширина пляжа составляет от 20 до 40 м, а напротив опояски и стенки набережной в г. Зеленоградске — пляж полностью смыт. Здесь нет естественной защиты от волнового влияния.

Береговая зона Балтийского моря в пределах Куршской косы имеет протяженность 98 км. В морфологическом отношении неоднородна. В целом коса представляет песчаную пересыпь, сложенную песчаным материалом, который поступает от абразии северного побережья Самбийского полуострова и размыва бара пра-Немана. Коса — это элемент абразионно-аккумулятивной прибрежно-морской пары, и ее состояние определяется вдольбереговым перемещением потока продуктов абразии (песка), которые питают ее тело. Здесь выделяется 2 морфолитодинамических участка. В пределах Калининградской области их суммарная длина равна 49 км: 1 — Размываемый (г. Зеленоградск — п. Рыбачий) и 2) Транзита (п. Рыбачий — российско-литовская граница). Рассмотрим их по порядку упоминания здесь. Причем второй относим к относительно стабильному, со слабой и умеренной современной аккумуляцией. Кроме того, на участке от г. Зеленоградска до порта Рыбачий можно выделить 2 подучастка:

Подучасток 1. Сильноразмываемый. К нему относится отрезок береговой зоны косы между г. Зеленоградском и музеем НП «Куршская коса» общей протяженностью 12,8 км, характеризуется прогрессирующим размывом подводного склона, пляжа и авандюны. Среднегодовой размыв достигает здесь 2 м/год, при экстремальных штормах до 10–20 м за один шторм. Пляж имеет ширину 30–40 м, сложен песком средней крупности с примесью гравия и гальки. Местами на пляже встречаются выходы морены и торфа, где он сужается до 20–10 м. Пляж преимущественно односклонный прислоненный.

Высота авандюны 6–10 м. Восточнее г. Зеленоградска и до пос. Лесное авандюна размыва, сохранилась только ее тыльная часть высотой 1,5–2,5 м. На этих отрезках берега во время очень сильных штормов наблюдались прорывы авандюны мощным прибойным потоком и с нагонным повышением уровня моря в 1962 г., 1967 г., 1975 г., 1981 г., 1983 г., 1990 г., 1991 г., 1997 г., 1999 г., 2001 г., 2005 г., 2007 г. Работы по укреплению берегов клетками из хвороста и мешков с песком в южной части косы упоминаются с 15-го века. С другой стороны — ураганные ветры вызывают массовые ветровалы [3] и мощные выносы песка с пляжа во внутренние части косы.

Наивысший из инструментально зарегистрированных подъемов уровня отмечался с 19 января по 02 февраля 1983 г., который поднимался до 1,3 м, в п. Пионерский вдоль открытого приглубого отрезка береговой зоны Балтийского моря. Отмечалось 4 пика роста уровня: 19, 29, 30 января и 02 февраля. По нивелировке поверхности основания размытого на корне Куршской косы пляжа подъем уровня воды составил 1,8–1,9 м по высоте заплеска. Подъем уровня вследствие наката волн (прибойного потока) равен 0,5–0,6 м.

В рельефе подводного берегового склона на этом участке выделяются 1–2 подводных песчаных вала. Средний уклон дна здесь достигает 0,012 до глубины 10 м. Подводный береговой склон с поверхности в основном сложен мелкозернистым песком. В зоне подводных валов отмечается значительная примесь песка среднезернистой крупности. В приурезовой ложбине между первым подводным валом в западной части участка обнаруживается значительное скопление валунов и глыб, а в восточной части — галечно-валунных отложений. В районе пос. Лесное на подводном склоне на глубинах от 6 до 12 м прослеживается обширная поверхность глинистого бенча, выработанного в древних лагунных илах. В районе г. Зеленоградска на глубинах 15–20 м открывается кровля слоя моренных отложений, прикрытых галечно-валунными накоплениями [5].

Подучасток 2. Средне- и слаборазмываемый. Этот подучасток начинается от музея НП «Куршская коса» и заканчивается в 2,5 км южнее пос. Рыбачий протяженностью в 20 км. Ширина пляжа 35–47 м, на отдельных участках снижается до 15–25 м, сложен песком средней крупности с примесью гравия и гальки. Профиль пляжа преимущественно односклонный прислоненный.

Высота аванюны от 5–6 м до 8–9 м, а ширина 50–100 м. И только на отдельных участках она сужается до 25–30 м. Поверхность аванюны осложнена котловинами и логами выдувания. Среднегодовой размыв берега составляет от 1 до 0,5 м/год, а в период экстремальных штормов — даже до 5–7 м/год. Южнее пос. Рыбачий в нижней части аванюны обнажается морена, которая поднимается здесь на 3–5 м над уровнем моря, и у ее подножья формируются обвальнo-осыпные шлейфы.

В рельефе подводного берегового склона прослеживается 2–3 подводных вала, которые сложены песком средней и мелкой крупности. В первой ложбине может обнажаться моренный суглинок с валунами и галькой. В межваловых ложбинах кровля моренных отложений покрыта маломощным слоем грубых обломков (гравий, валуны). Размытая моренная поверхность прослеживается напротив косы у пос. Рыбачий, на расстоянии 1,3–2,3 км от береговой линии и до глубины 17–18 м. Между зоной подводных валов и берегом происходит поперечный обмен осадочными продуктами размыва.

Вдоль 25–29 км косы в береговой зоне отмечается транзитный участок с уравновешенным балансом наносов, а вдоль 30–32 км — локальный участок подветренного размыва берега со средней скоростью до 0,5 м/год. Здесь же отмечено сужение пляжа до ширины 15–20 м и развивается постоянный размыв морского склона аванюны.

На участке от пос. Рыбачий до российско-литовской границы также выделяются 2 подучастка:

Подучасток транзита *а*. Он начинается в 2 км к северу от пос. Рыбачий и продолжается до пос. Морское. Его протяженность равна 5 км. Пляж характеризуется шириной 40–50 м, местами сужается до 20 м. Он сложен песком среднезернистой крупности, с примесью гравия и гальки в средней части пляжа и у подножья авандюны. Мощность пляжевых наносов до 3,5 м. Средний уклон пляжа 0,08–0,06 [5]. Он относится к типу при-слоненного.

В пределах этого подучастка *а* высота авандюны достигает 9–14 м. Однако у подножья мористого склона авандюны наблюдаются свежие эоловые накопления песка. На отдельных участках отчетливо проявляются следы размыва. Высота уступов размыва обычно равна 1,0–1,5 м. Для мористого склона и вершины авандюны характерны активные дефляционные котловины и логи выдувания, которые разрезают авандюну по всей ширине, а выдуваемый песок образует у подножья восточного склона песчаные шлейфы — конусы эолового выноса, как и везде в подобных физико-географических условиях [4].

Для описываемого района характерно увеличение насыщенности потока наносов, что обуславливает слабую аккумуляцию в зоне подводных валов, пляжа и авандюны. Поэтому здесь прослеживается три подводных вала: 1-й — высотой 1,5 м и шириной 100 м находится на расстоянии 150 м от береговой линии. 2-й вал имеет высоту 1,2 м и такую же ширину. Он находится на расстоянии 320–330 м от уреза воды на глубине 4,2 м. 3-й вал имеет наибольшую здесь высоту 2,2 м и ширину 140 м. Он располагается на расстоянии 400–420 м от уреза воды на глубине 5 м. Межваловые ложбины сильно углублены, ширина зоны подводных валов до 400–450 м, лучше развит 3-й вал. В зоне подводных валов преобладает мелкозернистый песок, более крупный материал сосредоточен в межваловых ложбинах. На глубине 16–18 м местами открывается кровля морены. Мощность покрова песчаных наносов в этом интервале глубин незначительная [5].

Подучасток транзитно-аккумулятивный *б*, характеризуется протяженностью 8 км от пос. Морское до российско-литовской границы. На нем, наряду с миграционными потоками вдольберегового направления, отмечаются и поперечные перемещения наносов, что проявляется в чередовании участков локального размыва и аккумуляции. Ширина пляжа колеблется от 30 до 50 м, который имеет средний уклон 0,11, сложен песком средней крупности с примесью крупного песка и гравия. Он образует сплошную 5–6 м полосу вдоль береговой линии. Высота авандюны в тылу пляжа составляет 10–12 м и ширину 80–110 м. Морской ее склон на отрезках локального подмыва значительно размывает.

На данном подучастке *б* прослеживается отмельный песчаный берег с тремя подводными валами. Общая ширина зоны валов — 650 м, уклон дна — 0,0103. Подводные валы сложены мелким и средней крупности песком, межваловые ложбины — песком средней крупности с примесью крупного

песка и гравия. Глубже зоны валов подводный береговой склон сложен наносами из мелкого песка и крупного алеврита.

По своим природно-климатическим условиям морское побережье Калининградской области является одним из крупных курортно-оздоровительных и туристских регионов Российской Федерации. Однако за последние десятилетия отмечается усиление размывов и разрушений прибрежных территорий [3]. Эти явления не только нарушают целостность природной системы береговой зоны, но и реально угрожают береговым постройкам, коммуникациям, памятникам природы и истории.

Большие скорости отступания берега до 2–2,4 м/год отмечались в западной части пос. Отрадное (за период с 2006 по 2009 гг.), где разрушение клифа активизируется под действием дождевых и грунтовых вод при отсутствии дренажа. В городской черте Светлогорска скорость абразии берегов возрастает до 1,5 м/год за те же 3 года. Среднегодовой объем рыхлого материала, поступающего в береговую зону в результате абразии берега у пос. Отрадное и г. Светлогорска, изменялся от 5,4 до 28,8 тыс. м³ в год. Светлогорская бухта является основной рекреационной зоной Калининградской области, а потому процессы абразии здесь наносят особенно сильный вред.

Основной причиной интенсивного размыва клифа является дефицит до 40–50 % наносов из вдольбереговых потоков, наряду с глобальным и локальным процессом подъема уровня Мирового океана (1,5 мм/год). Основная причина видится в проявлении т. н. парникового эффекта. Все это привело к необходимости проведения берегозащитных мероприятий, которые в комплексе проблем берегового природопользования получают все более важное значение, особенно создание искусственных песчаных пляжей, ботаническая защита (закрепление движущихся песков и посадка лесозащитных полос), восстановление авандюнов, которые не нарушают естественный ландшафт побережья.

Первые берегозащитные мероприятия начались именно с закрепления движущихся песков дюн и дефляционных равнин Куршской и Вислинской кос. В настоящее время значительная часть поверхности этих кос (более 70 %) покрыта искусственно посаженными лесными массивами. Наиболее распространенным защитным сооружением на Калининградских берегах Балтийского моря являются буны (рис. 1). Они построены на участках берега, подверженных наиболее интенсивной абразии (пос. Лесное — г. Светлогорск, с восточной стороны порта Пионерский, поселок Прибой — г. Зеленоградск — 9-й км Куршской косы). Ими покрыт берег на протяжении почти 23 км (рис. 2). Анализ работы бун показал практически полную их неэффективность, основной причиной которой является дефицит песчаных наносов в береговой зоне северного побережья Калининградской области [2]. Исключение составляет группа бун, расположенная восточнее порта Пионерский и поселка Прибой, поскольку они находятся в «волновой тени» соседних мысов и молв порта [2, 3]. В прошлые годы всего было построено более 200 бун, из которых в настоящее время сохранилось 158 бун различной степени сохранности (табл. 3).



Рис. 1. Двухрядная свайная буна с каменным заполнением



Рис. 2. Группа бун в пос. Отрадное

Таблица 3

Современное состояние бун на юго-восточном побережье Балтийского моря

Местоположение бун	Количество бун	Современное состояние бун					
		Хорошая сохранность >50 %		~ 50 % сохранности		Полное разрушение <50 %	
		Кол-во	%	Кол-во	%	Кол-во	%
пос. Приморье — пос.Отрадное	50	29	58	3	6	18	36
пос. Отрадное — г. Светлогорск	7	2	29	1	14	4	57
Пионерский порт до окончания бун	13	3	23	5	38,5	5	38,5
пос. Прибой — г. Зеленоградск	30	17	57	3	10	10	33
Прикорневая часть Куршской косы	30	3	10	4	13	23	77
Прикорневая часть Куршской косы — пос. Лесное	28	16	57	6	21,5	6	21,5
Всего	158	70	44,3	22	13,9	66	41,8

На Калининградском морском берегу были построены стенки, состоящие из сплошных монолитных блоков, на м. Таран, у пос. Лесное, в городах Светлогорске, Пионерском, Зеленоградске, а также противооползневые бетонные опояски в пос. Отрадном, в г. Светлогорске, г. Зеленоградске. Все они прекратили абразию укрепленных участков берега и стабилизировали оползни. Но вместе с тем был активизирован размыв пляжей перед ними. В результате волноотбойного эффекта полностью исчезли пляжи у стенок, построенных на м. Таран, у пос. Лесное, в г. Зеленоградске.

В южной части Куршской косы (1-й, 2-й км), в пос. Лесном (11-й км) на отрезках размыва авандюны были построены волногасящие, проницаемые для воды конструкции. Они состоят из ячеистых берм разных модификаций: в виде тетраподного ряда с отсыпкой камня в присклоновой пазухе, или в виде волногасящих модулей — горизонтальных железобетонных балок с нанизанными на них утилизированными автопокрышками, и т. п. Такие волногасящие конструкции вызывают накопление песка в самом сооружении и на пляже перед ними. Однако в период действия экстремальных штормов эти конструкции отмываются волнами от песка и вскрываются. К тому же строительство берегозащитных сооружений у основания береговых уступов и авандюн, защищая берег, увеличивает объем дефицита песчаных наносов в исследованной береговой зоне. Они перекрывают источники питания, отсекая от моря разрушаемые береговые уступы и размываемые авандюны [3].

Наряду со строительством гидротехнических сооружений, на Калининградском побережье проводились берегозащитные мероприятия: планировка берегового уступа с отводом грунтовых и поверхностных вод, посадка на нем деревьев и кустарников.

Однако малая эффективность, а порой — и вредность, культивируемых силовых способов борьбы с морской абразией подтверждаются нашими исследованиями. Исключительно широкое распространение берегозащитных работ в последние годы привело к тому, что протяженные участки морских берегов перегружены разнообразными «конструктивными» сооружениями. Так, $\approx 30\%$ побережья «закованы» подобными конструкциями. Тем не менее, ущерб от размыва весьма значителен, поскольку не устранены основные причины размыва и огромного дефицита песка на подводном береговом склоне. Поэтому основной кардинальной системой берегозащиты Калининградской области является подача больших объемов песчаного материала в береговую зону северного побережья для выполнения и ликвидации в ней дефицита песка из подводных карьеров [1].

В 1989–1991 гг. на территории пос. Фирино были проведены экспериментальные работы по намыву песчаного волногасящего пляжа. Там, наряду с противооползневыми мероприятиями, был блокирован абразивно-оползневой склон на протяжении 2,5 км. Часть наносного материала растянулась вдоль берега на 10 км, и в итоге отмечалось расширение пляжей до 60–90 м. В результате искусственной подпитки существующих песчаных пляжей значительно снизился разрушительный штормовой эффект в отношении коренных берегов. После прекращения подачи материала в береговую зону северного побережья искусственный (намытый) пляж был полностью смыт, а восточнее пос. Приморье ширина его сократилась в 2 раза. В общем же, для поддержания намытых пляжей необходимо проводить периодическую (через каждые 2–3 года) подпитку их песчаным материалом. Сейчас ведется разработка проектной документации «Строительство пляжеудерживающих сооружений с намывом пляжа в районе пос. Отрадное — г. Светлогорск и обеспечение инфраструктуры». Осуществляется реконструкция набережной в г. Зеленоградске со строительством пирса.

В условиях Калининградского побережья Балтики, наряду с минеральными и биологическими ресурсами, важное значение также имеют рекреационные. Основные лечебные факторы — это морской климат, лечебные грязи месторождения Горелое, целебные минеральные воды, живописное побережье с песчаными пляжами и дюнами, возможное использование лечебных илов Куршского залива. Все это позволяет развивать на побережье все типы территориально-рекреационных систем: лечебный, оздоровительный, спортивный, экскурсионно-познавательный.

Однако увеличение объемов рекреационного строительства и использование ресурсов береговой зоны без должного внимания к охране морского побережья может изменить ход естественных процессов. При этом нарушается строение берега, условия отдыха, загрязняется окружающая природная среда. Наряду с природными факторами, необходимо учитывать и антропогенную деятельность человека в береговой зоне Калининградского побережья — берегозащиту, дноуглубление, дампинг.

Поэтому на территории Куршской косы Постановлением Совета Министров РСФСР № 423 от 06.10.87 г. образован Государственный природный национальный парк «Куршская коса», основной задачей которого является

комплексная охрана природы на всей его территории, включая уникальные ландшафты закрепленных и странствующих дюн. В 2000 г. Куршская коса получила высший природоохранный статус — объект всемирного природного и культурного наследия ЮНЕСКО. Согласно Положению о НП «Куршская коса» километровая полоса морских и лагунных вод вдоль косы имеет статус буферной зоны. Однако полностью застроена прибрежная зона со стороны моря и со стороны залива в пос. Лесное (в пос. Морское — со стороны залива). Эта ситуация противоречит требованиям Водного кодекса РФ в части обеспечения водоохраной зоны. Строительный бум слабо обеспечен мощностью инженерных коммуникаций. Объемные и тяжелые виды отходов: старые капроновые сети, битый кирпич, шлак, металлолом, покрышки как правило не вывозятся и оседают на стихийных свалках по периферии поселка.

Постановлением Главы администрации области от 16 августа 1996 года № 545 признаны лечебно-оздоровительными местностями регионального значения территория Приморской рекреационной зоны и территория Вислинской косы площадью 18,7 тыс. га. На северном побережье Самбийского полуострова расположены курорты федерального значения «Светлогорск — Отрадное» и «Зеленоградск», площадь которых в границах округа санитарной охраны составляет 34 тыс. га.

В значительном числе стран мира с начала 20-го века выделяется самостоятельная береговая зона и действует специальное Береговое законодательство, которое регулирует вопросы природопользования, охраны и защиты береговых ресурсов. Россия — единственная из европейских стран, не имеющая отчетливо сформулированной политики в сфере охраны и управления береговой зоны. Поэтому земельные участки, здания и сооружения на данной территории не могут быть зарегистрированными как объекты недвижимости, что сдерживает их инвестиционное освоение.

Литература

1. Блажчишин А. И., Болдырев В. Л. Ресурсы инертных материалов на Калининградском побережье // Экологические проблемы Калининградской области юго-восточной Балтики. Калининград: Янтарный Сказ, 1999. — С. 76–79.
2. Болдырев В. Л., Гречищев Е. К., Рыбак О. Л. и др. Основы берегозащиты Калининградского побережья Балтики // Baltica (Vilnius). — 1982. — Т. 7. — Р. 187–194.
3. Болдырев В. Л., Рябкова О. И. Динамика береговых процессов на Калининградском побережье Балтийского моря // Известия Рос. Геогр. Общества. — 2001. — Т. 133. — Вып. 5. — С. 41–48.
4. Выхованец Г. В. Эоловый процесс на морском берегу. — Одесса: Астропринт, 2003. — 380 с.
5. Дологов Ю. С., Жаромский Р. Б., Кирлис В. И. Дифференциация осадочного материала и слоистость прибрежных отложений. — Москва: Наука, 1982. — 183 с.

О. И. Рябкова

факультет географии та геоекології,
Російський державний університет ім. Е. Канта,
вул. Університетська, 2, Калінінград-40, 236040,

**МОРФОДИНАМІКА БЕРЕГОВОЇ ЗОНИ КУРШСЬКОЇ КОСИ
ТА ПІВНІЧНОГО УЗБЕРЕЖЖЯ САМБІЙСЬКОГО ПІВОСТРОВА
(південно-східна частина Балтійського моря)**

Резюме

На підставі багаторічних досліджень були виявлені провідні риси морфології та динаміки берегової зони Балтійського моря уздовж Самбійського півострова та південної частини Куршської коси в межах Калінінградської області Росії. Інформація, що отримана, необхідна для використання під час природоохоронних заходів, будівництва берегозахисних споруд включно, та організації приморських берегових територій.

Ключові слова: Балтика, Куршська коса, узбережжя, абразія, літодинаміка, пляж, берегозахист.

O. I. Ryabkova

Geography & Ecology Department,
Russian State University of E. Kant,
Universitetskaya St., 2, Kaliningrad-40, Russian Federation

**COASTAL ZONE MORPHODYNAMICS OF CURONIAN SPIT
AND NORTHERN PART OF SAMBIAN PENINSULA
(South-eastern part of the Baltic Sea)**

Summary

Sambian Peninsula and Curonian Spit shores were researched during long time by stationary methods. According the research, active cliffs are retreating with rates from 0,1 to 1,2 m/year. Shores of Curonian Spit are sandy with coastal dunes (up to 8–10 m in total), during current period are eroding. And other scientific information is represented, which recommended for shore defense and shore territory management.

Key words: Baltic, Curonian Spit, coast, abrasion, lithodynamica, beach, coast protection.

А. Б. Муркалов, ст. преподаватель,

В. В. Неведюк, студент,

Одесский национальный университет имени И. И. Мечникова,

кафедра физической географии и природопользования,

геолого-географический факультет,

ул. Дворянская, 2, Одесса, 65082, Украина

НАНОСЫ МОРСКИХ ПЛЯЖЕЙ КАК ИНДИКАТОР СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ПЕРЕСЫПИ ДНЕСТРОВСКОГО ЛИМАНА, ПОБЕРЕЖЬЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

Северо-западное побережье Черного моря относится к лиманному типу. Здесь в ходе голоценовой трансгрессии пересыпями были отчленены от моря эрозионные долины рек. Одной из таких пересыпей является Днестровская, которая отделяет от моря Днестровский лиман. В ней постоянно существует, обеспечивая взаимодействие лимана с морем, Цареградское гирло. Гирло обеспечивает выход в море по искусственному каналу судов из порта Белгород-Днестровский и портопункта «Бугаз». Пересыпь в настоящее время полностью освоена. По ней проложены шоссейная и железная дороги, построен мост, большие площади занимает курортное, берегозащитное и частное строительство. Пляжи пересыпи развиваются в условиях сильного и постоянного антропогенного влияния. Особое внимание в данной статье уделено изучению состава наносов морских пляжей в связи с протекающими на данном участке берега процессами.

Ключевые слова: Черное море, пересыпь, береговая зона, пляжи, наносы.

Введение

Пересыпь Днестровского лимана является неотделимой частью устьевой области реки Днестр. Её морфология, динамика, наносы и отложения изучаются кафедрой физической географии Одесского университета достаточно продолжительное время [1, 4, 5]. Длина пересыпи составляет 9,8 км [3]. Для исследованного участка береговой зоны характерным является самый высокий энергетический потенциал во всей литодинамической ячейке: от мыса Большой Фонтан до Жебриянской бухты. Согласно [4], расчетные ветроэнергетические характеристики (условные единицы) для данного участка следующие: результирующий вектор ветро-волновой энергии $E = 30,07$ (наибольшее значение в пределах литодинамической ячейки), вдольбереговая наносодвижущая сила $T_{рез} = 1,8$ (минимальна для открытого берега), размах миграций $A = 37,4$ (максимален для всего участка), степень лобового воздействия $B_{эн} = 31,92$, относительная интенсивность вдольберегового перемещения наносов $i = 0,05$, коэффициент воздействия на подводный склон $t = 0,06$. Таким образом, данный участок берега характеризуется высоким энергетическим потенциалом (открытость практически всем морским румбам), общим сносом наносно-

го материала на юго-запад, преобладанием миграций наносов (отдельных подвижек), существенным значением поступления наносов с подводного склона и мощным лобовым воздействием волнения. Кроме названных физико-географических условий, как показали ранее проведенные исследования [2, 5], основное влияние на пересыпь оказывали два главных фактора — судоходный канал и жесткое берегозащитное сооружение (рис. 1, 2 Б). Оценка современного состояния пересыпи Днестровского лимана проведена в целом ряде работ [1, 3, 4]. Отмечено, что пересыпь деградирует главным образом вследствие того, что при её экономическом освоении не были учтены генезис, особенности географического строения и условия существования.

Пляжи, по особенностям динамики, морфологии, генезиса, развития и состава наносов, наиболее быстро изменяются при изменении условий в литодинамической ячейке в целом и на отдельных ее участках в частности. Они индикаторы протекающих процессов, своеобразное «лицо» береговой зоны. Изучение изменений высокодинамичных природных систем под влиянием антропогенного фактора — в данном случае пляжей и состава слагающих их наносов — очень актуально в настоящее время. Таким образом, проведенное исследование актуально с теоретической и практической точек зрения.

Полученные материалы опираются на теорию береговедения. При их анализе, в частности, учитываются следующие три основных представления о развитии береговой зоны:

1. Емкость аккумулятивных форм определяется совокупностью природных условий и является величиной, испытывающей отклонения от среднего при изменении последних [3, 5];

2. Любые изменения в береговой зоне отражают сложное взаимодействие надводной и подводной частей, при этом морфологические изменения сопровождаются изменением состава наносов, восстановление рельефа протекает в обратном порядке [2, 3];

3. Потоки и подвижки наносов формируют единую взаимосвязанную литодинамическую систему, изменения в любой из частей которой отражаются во всех частях во времени, структуре, пространстве [2, 3, 5].

Эти три положения определяют теоретическое значение статьи. Соответственно, *предметом исследования* являются наносы морских пляжей Днестровской пересыпи, а *объектом* — песчаная Днестровская пересыпь на северо-западном побережье Черного моря.

Фактический материал и методы наблюдений

Исходными данными для написания данной статьи послужили результаты многолетних стационарных наблюдений за пляжами пересыпи Днестровского лимана в натуральных условиях, литературные материалы других авторов, стационарные и маршрутно-экспедиционные наблюдения кафедры физической географии ГГФ ОНУ, в том числе — и с участием авторов данной статьи, личные наблюдения авторов.

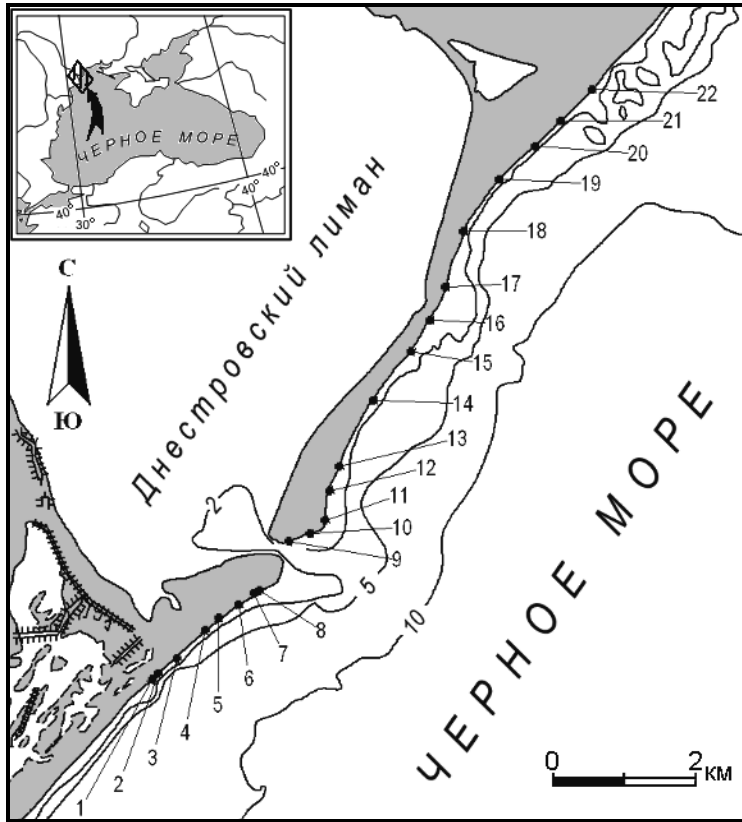


Рис. 1. Карта фактического материала: точками и номерами указаны соответственно место отбора проб пляжевых наносов и их номер, на врезке указано географическое положение района исследований

В результате наблюдений были отобраны образцы пляжевых наносов в 22 точках (проанализировано более 200). Отбор производился как в зависимости от изменения морфологии пляжей и состава наносов, так и сплошным опробованием на точках через каждые 500 м вдоль морского края пересыпи (рис. 1). Отобранные образцы подвергнуты полной лабораторной обработке. Положение береговой линии и мест отбора проб наносов фиксировалось GPS-приемником с параллельным определением координат контрольных точек. При обработке материала применены методы гранулометрического, литологического, петрографического, графического анализа и представления результатов. Использовались картографический, сравнительно-географический, статистический теоретические методы.

Результаты исследований и их обсуждение

Исследования проведены после шторма от южного сектора горизонта в конце осеннего сезона. В связи с этим полученный материал должен рассматриваться как отражающий изменения в береговой зоне для данной совокупности природных условий. Отбор проб и фиксирование береговой линии произведены в течение суток после завершения шторма. Общее время полевых работ составило 8 часов (один световой день). В районе исследований подобный эксперимент проводился в 60-х годах с участием Ю. Д. Шуйского и Д. Я. Бертмана [1] на стационарных участках.

Маршрутно-экспедиционные исследования показали, что в географическом положении и соотношении подтипов и форм рельефа берегов пересыпи Днестровского лимана (рис. 2, А) не отмечено. Можно говорить о тенденции к смене подтипа берега. Она проявляется на мезо- и макроуровне (пляжи, эоловая зона). Наибольшее влияние на изменение рельефа пересыпи оказывает застройка и строительство. Ранее сооружения располагались еще в тыльной части пляжа (в том числе и за эоловой зоной), то сейчас эти строения размещаются в наиболее динамичной зоне — на пляже по причине неуклонного отступления береговой линии. Положение штормового вала в настоящее время приурочено к строениям, а эоловая зона уничтожена полностью.

Гранулометрические характеристики наносов рассчитаны по методу Траска. Анализ полученных результатов показал, что вдоль берега Днестровской пересыпи в целом распределение Md (срединного размера зерен), S_0 (сортировки) и S_k (асимметрии) подчинено одним и тем же закономерностям (рис. 3). При продвижении с северо-востока на юго-запад значения увеличиваются в районе берегозащитного сооружения и оголовка. На остальных участках значение варьируется около среднего. Значения Md увеличиваются от 0,33 до 0,49 мм. В среднем по участку составляет 0,36 мм. Однако, для сравнения, в 2000 г. эти величины составляли соответственно 0,32–1,0 и 0,48 мм. То есть наносы стали более мелкими. Величина S_0 изменяется в пределах от 1,27 до 2,15, в среднем равна 1,45. В 2000 г. она была соответственно 1,46–2,86, а среднее значение 2,0. Это свидетельствует о том, что наносы стали более отсортированными (ряд фракций выпал) и более однородными, отражают более однородные условия формирования состава.

S_k изменяется в пределах от 0,86 до 1,46 и в среднем составляет 1,0. В 2000 г. они были равными соответственно 0,85–2,0 и 1,86. Значит, увеличилась правосторонняя асимметрия за счет увеличения содержания песчаных фракций.

Ведущей фракцией является 0,5–0,25 мм. Ее содержание вдоль берега уменьшается на участках размыва и оголовке от 76,68 до 37,11, в среднем составляет 58,8 %. На участках размыва песчаные фракции активно выносятся и замещаются более крупными (рис. 3Б, 4). В районе южного оголовка содержание ведущей фракции S_0 минимально, а у северного близко к максимальному. Это связано с тем, что наблюдения проводились после южного шторма, при котором песчаный материал не может быстро пересечь судоходный канал, а вначале оттягивается на конус подводного скло-

на (рис. 2). В 2000 г. ведущей фракцией была также фракция 0,5–0,25 мм. Значение S_0 изменялось от 22,2 до 66,1 %, в среднем составляя 44,5 %. Это свидетельствует о том, что за 10 лет содержание ведущей фракции увеличилось на 14,3 %.

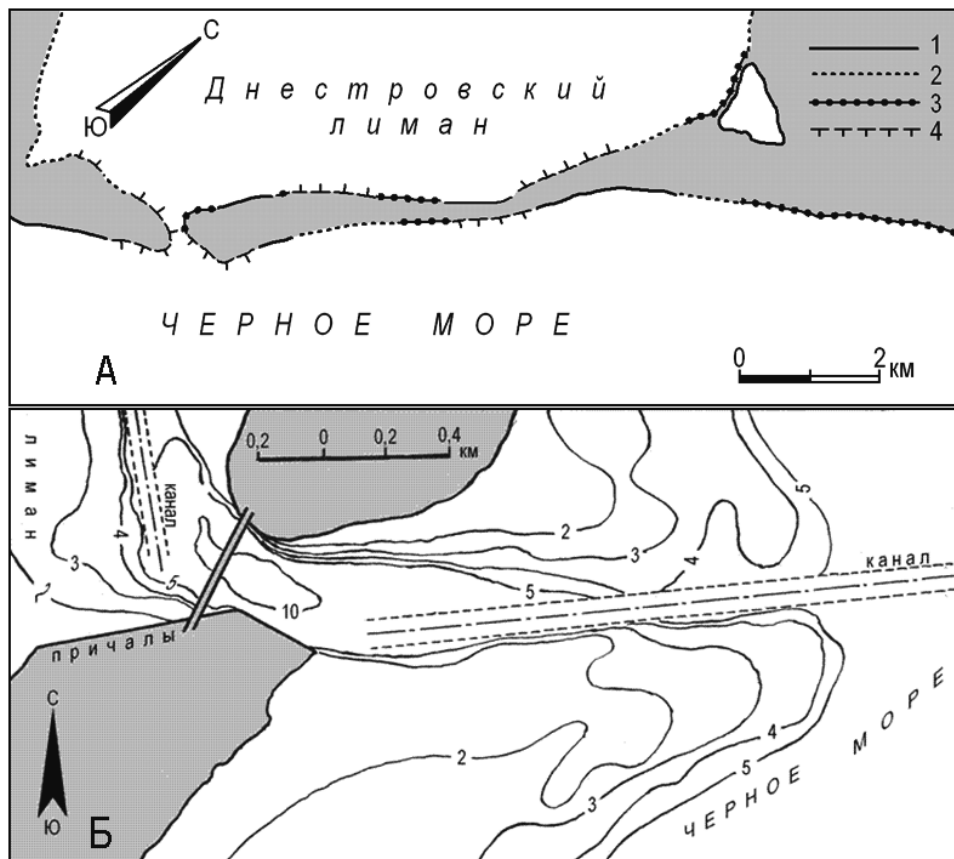


Рис. 2. Типы берегов пересыпи Днестровского лимана (по Ю. Д. Шуйскому) — (А): 1 — аккумулятивные в режиме отступления, 2 — аккумулятивные динамически стабильные, 3 — аккумулятивные в режиме наступания, 4 — искусственные и антропогенно измененные; расположение искусственной выемки на морской части подходного Днестровско-Цареградского судоходного канала (Б): сплошные тонкие линии — изобаты, в метрах

Как можно видеть, в общем пляжевые наносы существенно поменяли состав. Произошло общее уменьшение крупности наносов на 25 %, но при этом расширился диапазон крупности в отдельных точках. Соответственно, стала лучше отсортированность, диапазон крайних значений S_0 снизился на 60 % и масса наносов стала более однородной. На это указывают и изменения ведущей фракции 0,25–0,5 мм — ее содержание выросло почти на 15 %.

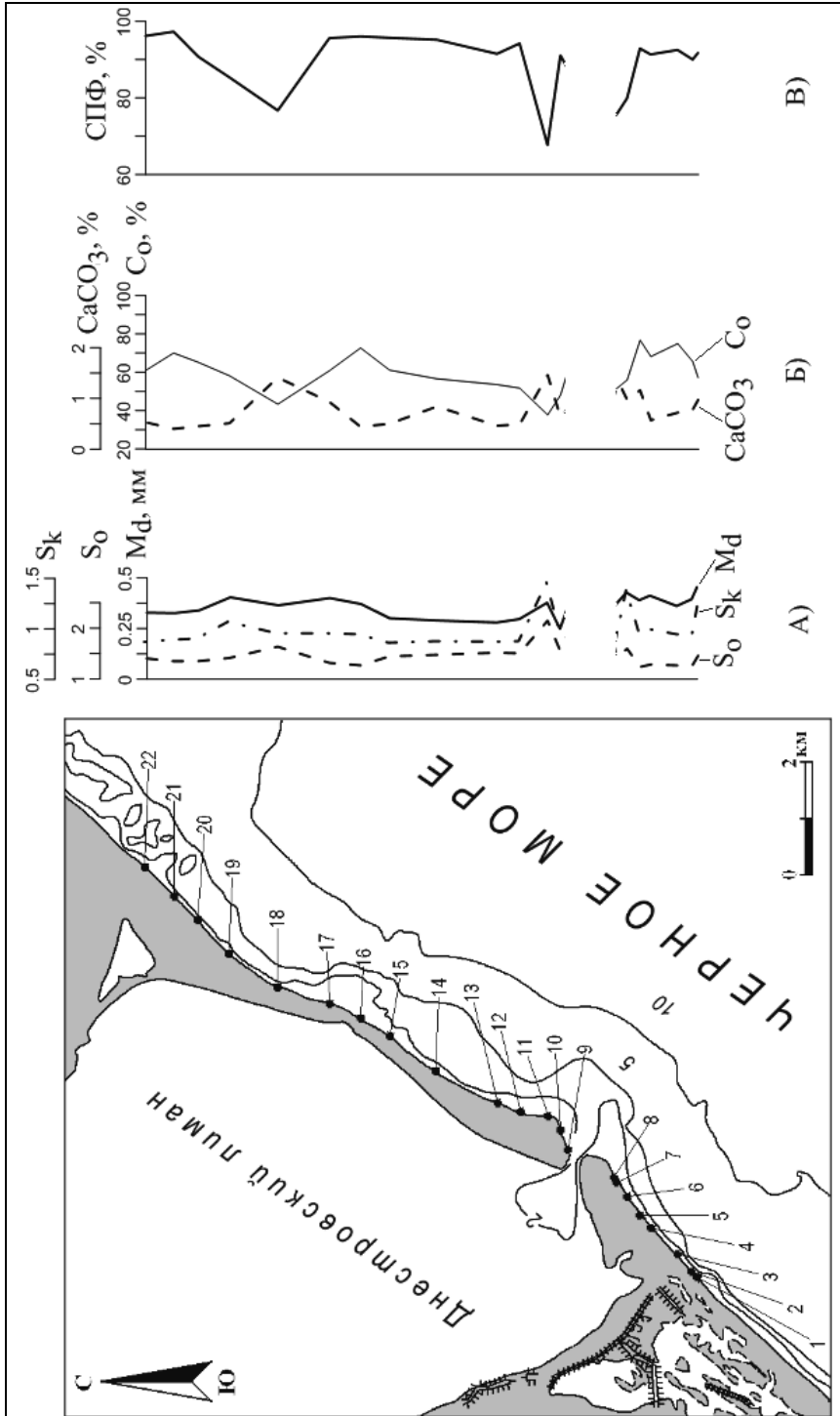


Рис. 3. Карта-схема распределения основных гранулометрических характеристик наносов морского пляжа на пересыпи Днестровского лимана: А) M_d — медианный размер фракции, S_0 — коэффициент сортировки, S_k — коэффициент асимметрии; Б) CO_2 — содержание ведущей фракции, $CaCO_3$ — карбонатность; В) $СПФ$ — содержание песчаных фракций

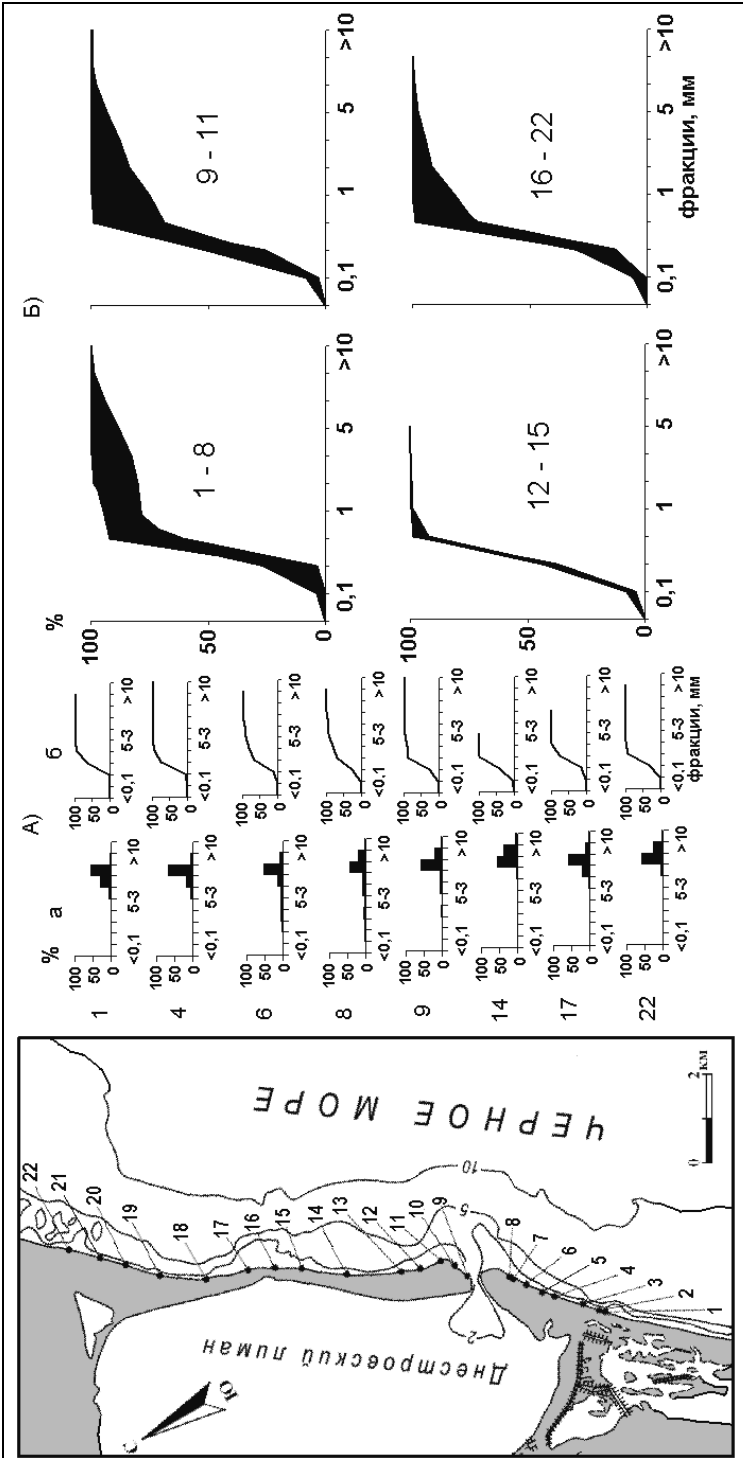


Рис. 4. Изменчивость фракционного состава наносов морского пляжа на пересыпи Днепроовского лимана: А) (а, б) — типы гистограмм распределения и кумулятивных кривых, соответственно; Б) — поля кумулятивных кривых

Содержание суммы песчаных фракций (СПФ) подчиняется тем же закономерностям, что и C_0 . По сравнению с 2000 г. содержание песчаных фракций увеличилось на $\approx 15\%$. Такое уменьшение Md и увеличение СПФ, C_0 вероятно приводит к формированию более подвижных пляжей, увеличению параметров слоя волновой переработки при неизменных природных условиях. Ведь уменьшение размера зерен песка требует меньших затрат волновой энергии. А если величины энергии в общем находятся на том же уровне, то в волновую переработку будет вовлечено больше наносов. Значит, возрастут величины вертикальных и горизонтальных деформаций пляжей.

Вклад биогенного источника в питание береговой зоны участка исследований и состав наносов пляжей оценивался с помощью вычисления карбонатности $CaCO_3$. Оказалось, что содержание карбоната кальция возрастает на участках размыва и дистальных оголовках. Значения изменяются от 0,40 до 1,46. Максимальные значения характерны для участков с наиболее крупными фракциями, представленными створками раковин или детритом.

Анализ формы и распространения кумулятивных кривых вдоль пересыпи Днестровского лимана показал (рис. 4), что в её пределах представлено главным образом два вида кривых и три вида полей кумулят: S- и Г-образные, широкие S-, широкие Г- и узкие Г-образные, соответственно. Для участков аккумуляции наносов характерен S-образный тип и S-образное широкое поле. Для участков динамически стабильных соответственно — S- и Г-образные кривые и Г-образное широкое поле кумулятивных кривых. Для участков размыва характерны Г-образные кривые и Г-образное узкое поле (рис. 4). Следует заметить, что переходными от типа к типу являются кумулятивные кривые, представленные на рис. 5, Б, б. Данный тип кривой, кроме указания смены типа берега и протекающих процессов, по-видимому, отражает эволюцию гранулометрического состава наносов во времени. В данном случае — смену гранулометрического типа пляжей.

На основании анализа гранулометрического состава наносов пересыпи можно провести её районирование и выделить 4 зоны:

- а) южная часть: от пересыпи Будакского лимана до Цареградского гирла;
- б) дистальный оголовок северной части Днестровской пересыпи;
- в) узкий отрезок пересыпи (расположение берегозащитного сооружения);
- г) северная часть пересыпи до прикорневой части в районе Каролино-Бугаза.

В целом по всей пересыпи отмечают, как и для отдельных её участков, изменения фракционного состава. По сравнению с 2000 г., за 10 лет содержание фракций >10 и 5–3 мм уменьшилось на 5,9 % и 0,07 %, соответственно (рис. 5, А, В). Такие же изменения характерны и для фракций 0,25–0,1 — $< 0,1$ мм (5,3 % и 8,33 %). Отмечено увеличение содержания песчаных фракций за счет вытеснения более крупных на 0,2–16,1 %. Этот факт требует более глубокого изучения, поскольку в данном случае появляется вопрос об источнике песчаного материала, особенно фракций 0,5–0,25 мм. Последние обычно аккумулярованы в золотой зоне, которая сейчас в основном уничтожена.

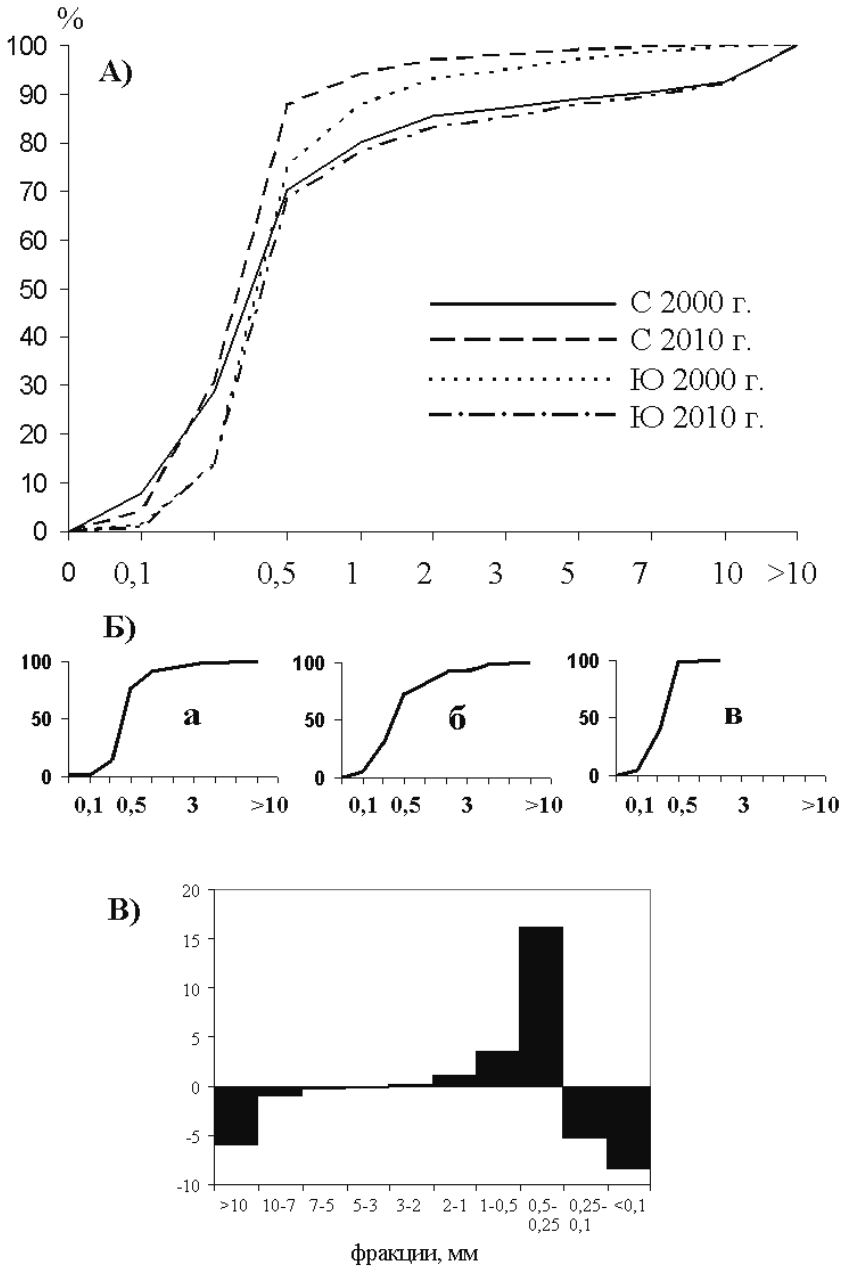


Рис. 5. Поле кумулятивных кривых (А) северной и южной (С и Ю) частей Днестровской пересыпи. Примеры кумулятивных кривых, отражающих смену гранулометрического типа наносов морского пляжа и динамику берегов района исследований (Б): а — участок аккумуляции, б — динамически стабильные, в — участки размыва; результирующие изменения фракционного состава наносов морских пляжей с 2000 по 2010 г. (В)

На основании анализа фактического материала можно произвести первичный расчет объемов вредного и несанкционированного специалистами изъятия наносов пляжей. При этом песчаные наносы увозились неизвестно кем и неизвестно куда. При общей длине пересыпи 9800 м и объеме наносов, заключенных в слое волновой переработки, 40–80 м³/м, частное и курортное строительство привело к изменению фракционного состава — исчезли более крупные фракции, содержание мелких увеличилось. С морского края береговой зоны днестровской пересыпи, в результате вредоносного изъятия было вывезено около 8–10 % наносов пляжей (особенно крупных, наиболее востребованных в строительстве фракций). Суммарно за 10 лет это составило величину 5,684 млн м³, или в среднем 568,4 тыс. м³/год, что в среднем по длине берега составляет 58 м³/м·год. Таким образом, за минувший период 2000–2010 гг. в пределах данного участка берега ежегодно изымалась величина, равная объему деформаций пляжей. Изъятие крупных фракций компенсировано поступлением более мелких фракций, главным образом фракций 0,5–0,25 мм. Это, в свою очередь, приводит к повышению динамичности пляжей, если в окружающей среде сохраняются те же физико-географические условия.

Выводы

Проведенные исследования и камеральная обработка полученных результатов позволила сделать следующие выводы:

Морские пляжи Днестровской пересыпи развиваются в условиях чрезмерного антропогенного воздействия. В настоящее время это отражается в смене морфологического и гранулометрического типа пляжей;

Воздействие канала и берегозащитного сооружения можно рассматривать как «естественный фон». Ведущим фактором за последние 10 лет, вызывающим морфологические и литологические изменения пляжей, стало безграмотное селитебное строительство на поверхности пересыпи. Оно оказывает постоянное и изменяющееся по знаку воздействие на природу пересыпи;

Частное, коммунальное и курортное строительство привело к изъятию из береговой зоны части наносов. Это отразилось в изменении фракционного состава — исчезли более крупные фракции, содержание мелких увеличилось. С морского края береговой зоны Днестровской пересыпи было изъято около 8–10 % наносов пляжей (особенно крупных, наиболее востребованных в строительстве фракций), это составило величину 5,684 млн м³, или 568,4 тыс. м³ / год (до 58 м³ / м · год). Таким образом, за 10 лет в пределах данного участка берега ежегодно изымалась величина, равная объему деформаций пляжей. Изъятие крупных фракций компенсировано поступлением более мелких фракций, главным образом фракций 0,5–0,25 мм. Это, в свою очередь, приводит к повышению динамичности пляжей (при сохранении прежних окружающих физико-географических условий).

В настоящее время по гранулометрическому составу наносов и протекающим процессам пересыпь может быть районирована и разделена на

4 зони: а) южная часть от пересыпи Будацкого лимана до Цареградского гирла; б) дистальный оголовок северной части Днестровской пересыпи; в) узкая часть пересыпи; г) северная часть пересыпи до прикорневого отрезка в районе пос. Каролино-Бугаз.

Литература

1. Бергман Д. Я., Шуйский Ю. Д., Шкарупо И. В. Опыт изучения динамики пляжей в зависимости от направления и силы действующего ветра // *Океанология* (Москва). — 1971. — Т. 11. — Вып. 3. — С. 450–459.
2. Березницкая Н. А., Муркалов А. Б. Современная динамика пляжей на пересыпи Днестровского лимана (Черное море) // *Исследования береговой зоны морей*: Гл. ред. Ю. Д. Шуйский. — Киев: Карбон Лтд, 2001. — С. 117–125.
3. Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. — Москва: Изд-во АН СССР, 1962. — 710 с.
4. Шуйский Ю. Д., Выхованец Г. В. Экзогенные процессы развития аккумулятивных берегов в северо-западной части Черного моря. — Москва: Недра, 1989. — 198 с.
5. Шуйский Ю. Д., Выхованец Г. В. Современное состояние пересыпи Днестровского лимана на побережье Черного моря // *Причерном. Екол. бюллетень*. — 2007. — № 4 (26). — С. 10–26.
6. Шуйский Ю. Д. Динамика песчаных пляжей на берегах непривливых морей по результатам многолетнего мониторинга // *Приморье XXI век: Материалы науч. конф., посв. 115-летию Об-ва изучения Амурского края и 100-летию Дальневост. гос. университета* / Под ред. П. Ф. Бровко. — Владивосток: Изд-во ДВГУ, 1999. — С. 147–150.

О. Б. Муркалов, В. В. Неведюк

Одеський нац. університет імені І. І. Мечникова,
кафедра фізичної географії і природокористування,
вул. Дворянська, 2, Одеса-82, 65082, Україна

НАНОСИ МОРСЬКИХ ПЛЯЖІВ ЯК ІНДИКАТОР СУЧАСНОГО СТАНУ ПЕРЕСИПУ ДНІСТРОВСЬКОГО ЛИМАНУ, УЗБЕРЕЖЖЯ ЧОРНОГО МОРЯ

Резюме

Пляжі пересипу Дністровського лиману розвиваються в умовах сильного антропогенного тиску. При цьому вплив судноплавного каналу і жорсткої берегозахисної споруди можуть розглядатися як «природний фон», провідна роль належить курортному і приватному будівництву. В даний час відбувається зміна морфологічного і гранулометричного типу пляжів. Відмічена зміна їх фракційного складу. Будівництво впливає на пересип як функціонування кар'єру по вилученню з берегової зони наносів. В статті наводиться фактичний матеріал вивчення пляжів і наносів морської зони пересипу.

Ключові слова: Чорне море, пересип, берегова зона, пляжі, наноси.

A. B. Murkalov, V. V. Nevedyuk

Mechnicov's National university of Odessa

Department of Physical Geography,

Dvoryanskaja St., 2, Odessa-82, 65082, Ukraine

**SEDIMENTS OF MARINE BEACHS, AS INDICATOR
OF THE MODERN STATE OF ALONG DNISTROVSKIY BARRIER
(THE BLACK SEA COAST)**

Summary

Sandy beaches of Dnestrovskiy barrier develop in the conditions of strong anthropogenic influence. Thus the influence of navigable channel and hard coastal protection structure can be examined, as a «natural background», a leading role belongs to resort and private building. Presently there is changing of morphological and grain-size type of beaches. The change of they fraction composition is marked. The building influence on the barrier like a quarry's existing by extraction from the sediments waterside area. The actual material of beaches study and sediments of the barrier marine area adduced in the article.

Key words: Black Sea, barrier, coastal zone, beaches, sediments.

Г. В. Выхованец, доктор геогр. наук, профессор
Одесский национальный университет имени И. И. Мечникова,
кафедра физической географии и природопользования,
ул. Дворянская, 2, Одесса-82, 65082, Украина

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЭОЛОВОГО РЕЛЬЕФА В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ (БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ)

Берега Финского залива на значительном своем протяжении в настоящее время разрушаются морским волнением. Для их защиты применяют различные гидротехнические сооружения, которые являются инородным телом в естественной природе берегов, нарушают эстетическое восприятие окружающей природы. К тому же они не всегда дают желаемый результат. В ряде случаев более надежные результаты могут быть получены при защите берега эоловыми формами рельефа.

Ключевые слова: Балтика, берег, Финский залив, эоловый рельеф, ветро-песчаный поток, пляж, наносы.

Введение

Данная работа построена на основании полевого обследования берегов в вершине Финского залива и камеральной обработки полученных данных. Использовались работы ряда других авторов, а также собственный многолетний опыт натурных исследований береговых эоловых систем. Берега Финского залива плотно освоены и вовлечены в активную хозяйственную деятельность. Со временем антропогенный пресс усиливается, а для оптимального природопользования требуется новая информация. Часть её получена автором. В этой связи *актуальность работы* очевидна.

Объектом исследования является берег Финского залива в районе Сестрорецка и Выборга. *Предметом* исследования выступают закономерности формирования эолового рельефа на берегах Финского залива и его роль в защите берега от разрушения.

Цель данной работы состоит в анализе условий формирования эолового рельефа в береговой зоне Финского залива. Эоловый рельеф на морском берегу является естественным берегозащитным «сооружением». Для этого в статье анализируется ряд теоретических положений эолового морфогенеза. Во время морского волнения энергия морской волны тратится на размыв дюн. Поэтому часть наносов вовлекается в волновой поток. В результате происходит естественная подпитка вдольберегового потока наносами. Поток становится насыщенным и энергия волны станет затрачиваться на переработку и перемещение наносов. Как видно, статья затрагивает научное положение о вдольбереговых потоках и поперечных миграциях наносов. Это весьма важный теоретический вопрос, и в этой связи статья имеет теоретическое значение.

В фазу зарождения шторма наносы оттягиваются на подводный склон, и размеры защитных пляжей уменьшаются. По мере затухания шторма происходит восстановление пляжа за счет возвращения наносов с подводного склона. С поверхности пляжа ветровой поток перемещает наносы в его тыльную часть, где откладывает большую их часть и создает береговые дюны. Со временем эоловый рельеф обычно восстанавливается и вновь в состоянии защитить берег от морского волнения. В связи с этим материал статьи имеет важное *практическое значение*. Материалы статьи могут использоваться при планировании защиты берегов Финского залива.

Фактический материал и методы исследования

Для написания статьи использовались материалы маршрутного обследования северных берегов Финского залива между Санкт-Петербургом и Выборгом. При этом основное внимание уделялось очагам распространения эоловых форм рельефа и песчаным пляжам. В результате была получена информация о фактических размерах береговых дюн, о ширине и высоте песчаных пляжей, о вероятной длине разгона ветрового потока над пляжами, о характере структуры ветрового потока над береговыми дюнами.

По итогам маршрутного обследования было отобрано 34 пробы наносов как на пляжах, так и на песчаных дюнах. Пляжевый материал был обработан в лаборатории для определения фракционного состава, содержания $CaCO_3$ и статистических характеристик. Все полученные данные были представлены в графическом виде.

По многолетним наблюдениям на метеостанциях «Санкт-Петербург», «Кронштадт» и «Выборг» были получены данные о ветровом режиме Финского залива, которые послужили основой для расчета емкости ветропесчаного потока. Для сравнения привлекались также расчетные и полевые материалы по песчаным берегам других морей.

Результаты исследования и их анализ

Ключевые особенности ветрового режима. Ветер является движущей силой эоловых процессов. Для протекания эолового процесса в условиях Финского залива нужна песчаная поверхность с доминированием фракций 0,1–0,5 мм. Нужны пляжи большой ширины (более 15 м) для достаточной длины разгона ветрового потока над песчаной поверхностью. Необходима пониженная влажность пляжевого песка для его свободного перемещения. Нежелателен покров травянистой растительности, который существенно гасит наносодвижущее действие ветра. В зависимости от преобладания морских или береговых ветров эоловый рельеф на морском берегу может формироваться или отсутствовать [6]. Поэтому на анализе ветрового режима исследуемой территории необходимо остановиться более подробно и наметить основные условия развития береговых дюн.

Берега Финского залива развиваются в условиях преобладания западного воздушного переноса [1]. В летний и осенний периоды характерен юго-

западный перенос воздушных масс, в то время как весной весьма вероятен и северный перенос. Усиление северо-западных и северных направлений при преобладающем в течение года юго-западном переносе обусловлено весенней перестройкой атмосферных процессов, смещением к югу климатического полярного фронта с учащенной повторяемостью северо-западных циклонов.

Для формирования ветропесчаного потока особенно важное значение имеют сильные ветры со скоростью более 10 м/с при данных характеристиках состава пляжевых наносов. Для расчетов емкости ветропесчаного потока использовались данные гидрометеорологической службы. При расчетах важно учитывать тот факт, что Гидрометеорологической службой измерения скорости ветра ведутся на стандартной высоте флюгера, равной 13 м над уровнем земной поверхности. Под действием растительности, мезорельефа и различных строений увеличивается шероховатость поверхности на окружающей местности, что приводит к резкой турбулентности ветрового потока и, следовательно, к резкому снижению скорости ветра у поверхности земли [7]. В результате, казалось бы, скорости ветра большие, достаточные для перемещения наносов, а переноса наносов не происходит. Поэтому ветры со скоростью менее 10 м/с нами не рассматриваются в данной работе.

За период с 1966 по 1985 г. общая продолжительность сильных ветров составляла 1426 часов в среднем за год, что соответствует почти двум месяцам [1]. Наибольшую повторяемость имеют ветры со скоростью 12–14 м/с (38,1 %) среди градаций ≥ 10 м/с. Повторяемость ветра от 22 м/с и более составляет всего лишь 0,5 %, т. е. 18 суток в году (≈ 430 ч.) в среднем за многолетний период. Более того, в северной части Балтийского моря скорости ветра 26 м/с и более не отмечались. Сильные ветры обусловлены циклонами, приходящими от запада (35,5 %) и юго-запада (31,2 %). Повторяемость траекторий других направлений, за исключением северо-западного (20,7 %), невелика. Она представлена или единичными случаями, или полным отсутствием некоторых траекторий (юго-восточных и восточных). Таким образом, наибольшую повторяемость имеют циклоны и сильные ветры западных направлений (87,4 %), которые на большей протяженности северного берега Финского залива являются морскими, несущими наносы с пляжей и песчаных террас в эоловую зону побережья. Такие особенности накладывают непосредственный отпечаток на форму розы ветров и розы величин емкости ветропесчаного потока (рис. 1).

Получается, что наибольшую суммарную продолжительность имеют штормовые ветры, вызываемые циклонами и антициклонами, приходящими с запада. Отдельные штормы могут продолжаться в среднем 7,6–8,1 часа непрерывно. Максимум суммарной продолжительности штормов отмечается в декабре — 351 ч. (24,5 %), а минимум (полное отсутствие штормов) — в мае. В то же время следует отметить, что максимум повторяемости отмечается в ноябре. В целом внутригодовой ход суммарной продолжительности мало отличается от хода повторяемости, что указывает на весьма благоприятные условия эолового морфо- и литогенеза. Продол-

жительность также резко возрастает от сентября к декабрю (максимум) и затем резко снижается в феврале. Во все остальные месяцы она незначительна — от 9,8 до 0 %, причем в большинстве не превышает всего 4 %.

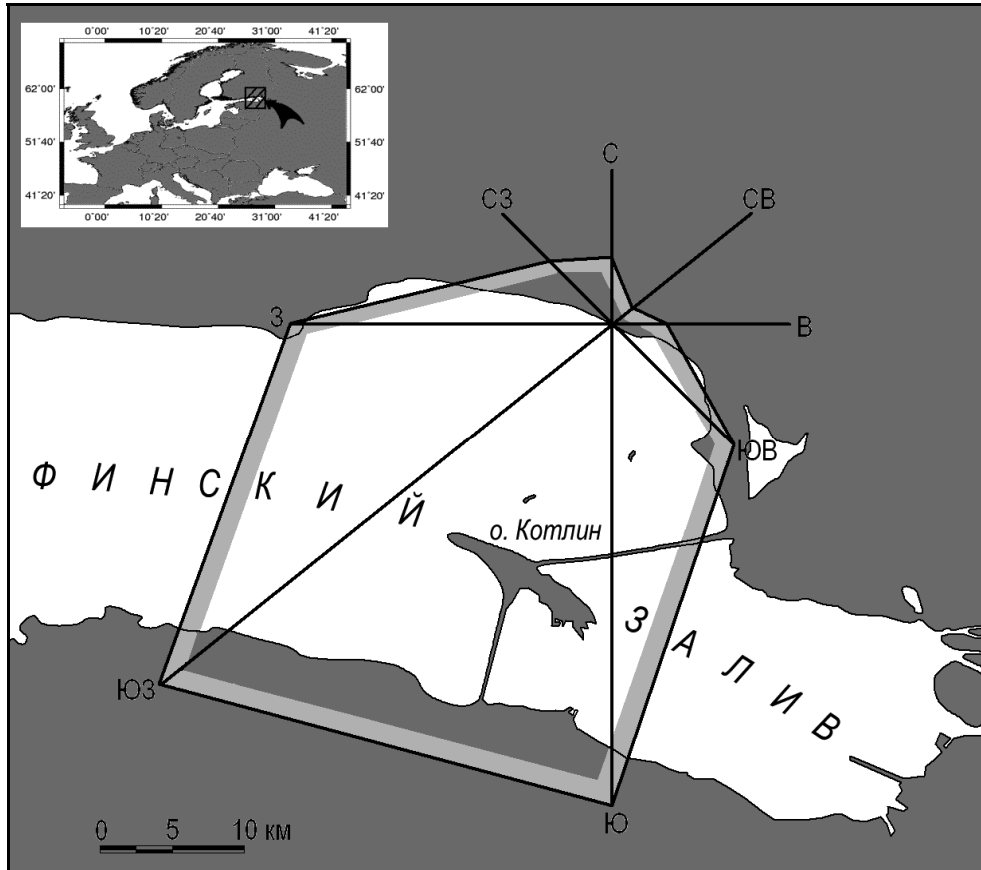


Рис. 1. Роза емкости ветропесчаного потока на северо-восточном берегу Финского залива (среднее в течение XX века). На врезке указано местоположение района исследований на карте Европы

Значения продолжительности одного шторма более показательны, чем суммарная продолжительность. Максимальные значения 8,5 час и 8,4 час отмечаются соответственно в декабре и октябре. В ноябре продолжительность значительно меньше — только 6,8 час. Однако самыми длительными, при общей их немногочисленности, оказываются штормы в марте — до 9,1 часа в среднем за «многолетний» месяц в восточной части Финского залива.

Анализ ветрового режима показал, что преобладание юго-западного воздушного переноса, длительных и сильных ветров в течение года является благоприятным условием для формирования ветропесчаного потока, а следовательно, и эолового рельефа на исследованном берегу.

Рельеф и состав наносов песчаного берега. В процессе исследований были получены типичные поперечные профили, которые несут на себе береговые песчаные дюны. Рис. 2В обозначает высокий берег с наносным поперечным профилем в условиях относительного насыщения наносами береговой зоны и значительного влияния уровня, ветровых и анемобарических волн. В общем является динамически стабильным, с хорошо выраженным пляжем и очень отмелым подводным склоном, с разной шириной приурезовой абразионной террасы — от 30 до 160 м. Располагается в вершине вогнутости береговой линии.

Поперечный профиль рис. 2Г является типичным для условий со значительным дефицитом наносов в последние десятилетия. Дюны являются старыми, формировались ранее, а сейчас берег является горбистым, холмистым. Сегодня чаще всего развит размыв пляжей и размыв фронтальной части эоловых холмиков или гряд. В итоге характерным выступает песчаный уступ размыва, как это четко видно на поперечном профиле 2Г. Периодически пляж восстанавливается, и если при этом дуют сильные морские ветры, то какое-то пополнение дюны испытывают.

Встречен нами на участках с высокими (высота до 6–7 м) и четко выраженными дюнами. В общем, пляж может иметь ширину до 50 м, состоит из песка с примесями гравия. Ведущей является фракция 0,25–0,5 мм (30–35 % от общей массы), как и на большинстве других участков песчаных берегов Балтийского и других морей. Сохраняется тесная литодинамическая связь с береговыми песчаными дюнами. Во время морских ветров пляжевый песок подается на дюны, однако во время береговых ветров его возвращение на пляж весьма затруднено. Дело в том, что береговые ветры, даже со штормовыми скоростями, практически полностью гасятся лесной растительностью и не располагают энергией для массового перемещения песка обратно на пляж. Исключение составляют участки с отсутствием леса и оголенной песчаной поверхностью на дюнах (незакрепленные дюны). Поэтому пляжи данного типа берега являются эффективным источником наносов для береговых дюн [10]. Берег этого типа находится либо в состоянии динамического равновесия, либо очень медленно нарастает.

Для того чтобы оценить эоловый перенос песчаного материала на восточных берегах Финского залива (Балтика), следует привести его физические характеристики как для пляжей, так и для дюнных холмов.

Образцы наносов, отобранные на пляже и на дюнах, были рассеяны в стандартных ситах в процессе камеральной обработки. Как можно видеть, фракционный состав пляжевых наносов более разнообразен, чем дюнных, и они менее отсортированы. Залегает больше фракций наносов (10 против 6). На пляжах доминирует фракция 0,25–0,50 мм, содержание которой равно в среднем 35 %, несколько меньше — фракция 0,1–0,25 мм — 20 % (рис. 3). Сумма песчаных фракций равна 73,4 %, а содержание алеврито-пелитовых фракций — около 10 %. Ведущей фракцией оказалась 0,25–0,5 мм, как и на других берегах Балтийского моря [10, 11]. Это указывает на общий невысокий уровень волновой дифференциации

исходного осадочного материала, отражает литологический состав питающих осадочных пород, четко определяет оптимальный состав возможных искусственных пляжей.

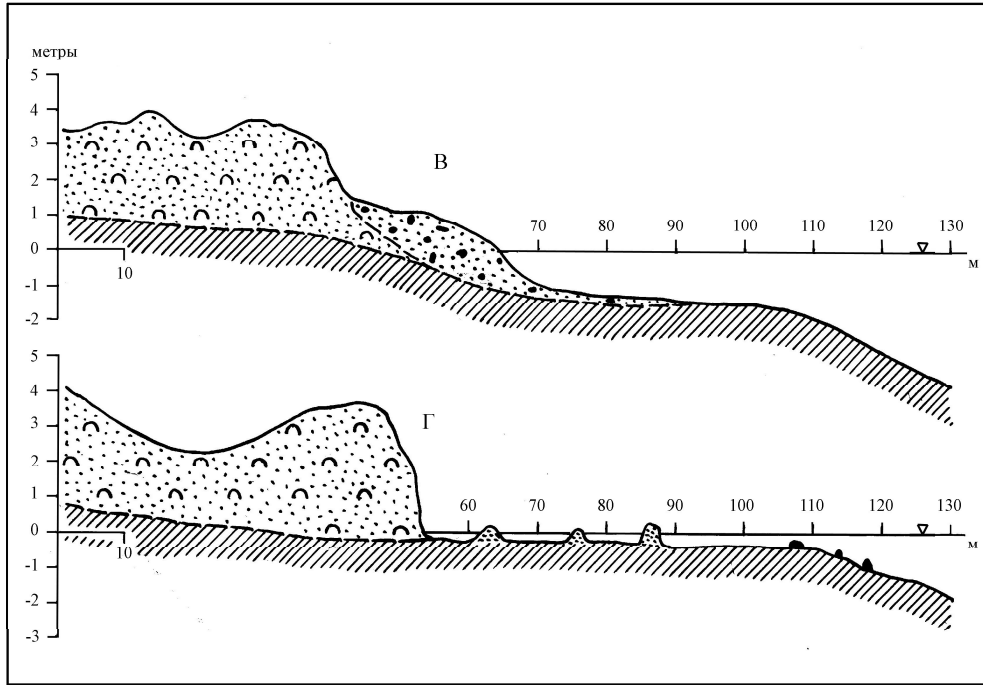


Рис. 2. Типы дюнного берега в вершине Финского залива: В — с насыщением наносами береговой зоны и песчаными дюнами; Г — со слабым дефицитом наносов. Основные отложения: 1 — ледниковый суглинок с включениями гальки и валунов; 2 — флювиальные глины с примесью песка и гравия; 3 — плотные слоистые глины; 4 — пляжевые пески с примесью гравия и гальки; 5 — эоловые отсортированные пески приморских дюн

Средняя величина медианного диаметра наносов на пляже составляет 0,40 мм, что в целом отражает характеристики их фракционного состава. Эта же закономерность прослеживается и для коэффициента сортировки, $S_o = 2,18$. Такое значение указывает на высокую отсортированность пляжевых наносов по сравнению с речными и озерными. Особенности фракционного состава пляжевых наносов отражает также и форма кумулятивной кривой, которая имеет в большей мере г-образную форму, нежели s-образную (рис. 3А-б). Такая особенность также видна и на гистограмме, которая является одновершинной, со смещением вершины к мелким фракциям (рис. 3Б-б). Выполненный анализ фракционного состава пляжевых наносов дает представление о свойствах пляжей и их практическом значении. Но в связи с тесным взаимовлиянием пляжей и береговых дюн представляется целесообразным проанализировать также и фракционный состав этих эоловых образований.

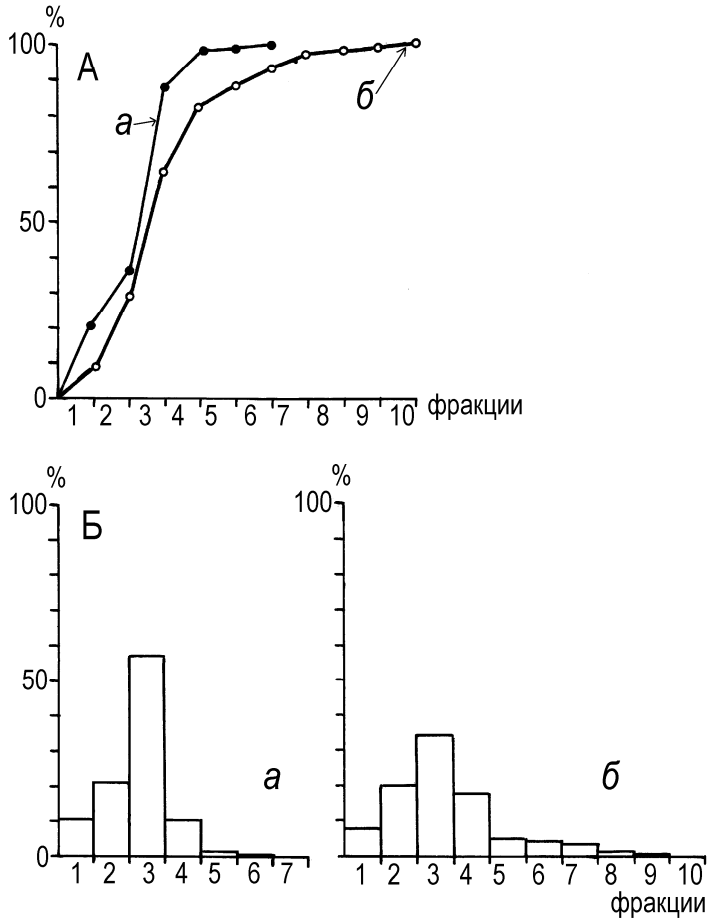


Рис. 3. Характеристика наносов на восточных берегах Финского залива (Балтийское море): А — кумулятивные кривые; Б — гистограммы; а — для эоловых наносов; б — для пляжевых наносов. Обозначения фракций (диаметр, мм): 1 — < 0,1; 2 — 0,1–0,25; 3 — 0,25–0,50; 4 — 0,5–1,0; 5 — 1–2; 6 — 2–3; 7 — 3–5; 8 — 5–7; 9 — 7–10; 10 — > 10

Как было подчеркнуто ранее в этой работе, береговые песчаные дюны изученного восточного берега Финского залива были объектом классических исследований процесса дюнообразования на морском берегу [6, 10]. Прежде всего четко обозначается меньшая ширина спектра фракций дюнных наносов. Ведущей фракцией, как и на пляже, является среднезернистая песчаная 0,25–0,5 мм (57,2 % — почти на 64 % больше, чем на пляже). Вероятнее всего, этот рост содержания произошел за счет уменьшения фракций 0,50–1,00 мм (до значения 10,3 %) и всех других, кроме песчаных. Такое усиление отсортированности наносов на дюнах привело также и к повышению содержания фракции мелкозернистого песка до 21,6 %. В итоге резко возросло количество суммы песчаных фракций

0,1–1,0 мм — до 89,1 %, т. е. почти на 22 % больше, чем эта сумма на пляже. Поэтому построенная кумулятивная кривая для эоловых наносов лежит левее кривой для пляжа, а её форма сильнее тяготеет к г-образной (рис. 3А–а). Приведенные особенности фракционного состава отражаются также и гистограммой (рис. 3Б–а).

Соответствующим образом выглядят и некоторые статистические характеристики. Так, медианный диаметр эоловых наносов в среднем равен 0,32 мм, что на 20 % меньше, чем у наносов пляжевых. Это указывает на вовлечение в эоловую седиментацию в общем гораздо более мелких наносов, чем в составе пляжа. На фоне значения содержания ведущей фракции 57,2 % и всего количества фракций (6), дюнные наносы характеризуются более глубокой отсортированностью: $S_0 = 1,48$. Это почти в полтора раза меньше, чем у наносов пляжевых. При этом почти 79 % наносов представлено на песчаных дюнах всего двумя фракциями: мелкозернистого (МЗ) и среднезернистого (СЗ) песка, как и на большинстве других берегов, а Балтийского — в том числе [6, 11]. Соотношение между этими фракциями характеризуется важным литодинамическим показателем — коэффициентом $K_{\text{соот}} = \text{МЗ}/\text{СЗ}$. Для изученных берегов среднее значение $K_{\text{соот}} = 0,37$ для эоловых форм рельефа, а для пляжа — 0,58. Это подтверждает, что для эоловых отложений на морских берегах характерны наносы менее крупные, лучше отсортированные и с меньшим числом фракций.

Емкость ветропесчаного потока. Важной характеристикой ветропесчаного потока является его емкость. После анализа данных о метеорологическом режиме побережья и составе наносов на пляжах и в составе береговых дюн стало возможным приступить в расчетам емкости согласно разработанной методике [2, 6, 8].

Емкость ветропесчаного потока представляет собой алгебраическую сумму потенциально возможного количества песка, массово перемещаемого совокупностью отдельных ветровых подвижек от разных направлений горизонта в течение года [6]. В этом случае все 100 % ветровой энергии расходуются на перемещение наносов на поверхности пляжей и более крупных аккумулятивных форм.

Используя данные о ветровом режиме (повторяемость по румбам и среднюю скорость по градации скоростей) по метеостанции «Кронштадт», данные о количестве наносов, перенесенных ветром определенной скорости, и учитывая шероховатость подстилающей поверхности, мы рассчитали емкость ветропесчаного потока на северных и южных берегах Финского залива [5, 6, 11]. По расчетным данным была построена роза емкости песчаного потока (рис. 1).

Финский залив располагается в северо-восточной части Балтийского моря. Его береговая линия почти в широтном направлении глубоко вдается в сушу, хотя на отдельных небольших участках берега в его простирании могут быть значительные отклонения. На северном берегу морскими румбами, подающими наносы в эоловую зону, будут ЮЗ, Ю и ЮВ. Береговые ветры, сдувающие наносы в море, — СЗ, С и СВ. Ветры З и В румбов в зависимости от экспозиции береговой линии на одних участках берега могут

быть морскими, а на других береговыми. На южном берегу залива картина противоположная.

Анализ розы емкости и результатов расчетов показывает, что наибольшее количество наносов переносится от юго-запада и юга и составляет соответственно 838,7 и 711, 0 кг/м²·мин. Наименьшее количество переносится от СВ и В (53,75 и 91,4 кг/м²·мин). По остальным румбам значения промежуточные. На северном берегу суммарное значение емкости от береговых румбов (СЗ, С, СВ, В) равно 536,1 кг/м²·мин. Перенос от морских румбов (ЮЗ, Ю, ЮВ, В) в 4 раза больше и составляет 2211,75 кг/м²·мин. Коэффициент эолового сноса ($K_{\text{эол}} = \Pi_{\text{б}}/\Pi_{\text{м}}$) равен 0,24 [3, 6]. Его значение показывает, что наносы сдуваются с поверхности пляжей в море в 4 раза меньше, чем поставляется с пляжей в их тыльную часть и прилегающие дюны. Разность между морскими и береговыми подвижками значительна, равна 1675,65 кг/м²·мин и говорит о наличии благоприятных условий для эоловой аккумуляции и формирования эолового рельефа. Несмотря на генеральное простирание береговой линии от З на В, на отдельных участках она может значительно отклоняться, что, соответственно, повлечет за собой изменение коэффициента эолового сноса. Это изменение не будет столь существенным, чтобы изменить общую картину эолового переноса на северных берегах Финского залива.

Для дополнения общей картины эолового переноса необходимо рассмотреть соотношение отдельных противоположных румбов. Следует отметить, что коэффициент эолового сноса по отдельным румбам изменяется от 0,06 до 0,24 и подтверждает преобладание поступления наносов на сушу не только в общем случае, но и по отдельным румбам. Минимальный коэффициент получен для пары румбов СВ/ЮЗ. Здесь от ЮЗ переносится в 15,6 раз больше наносов, чем от берегового СЗ румба, и величина емкости по ним наибольшая (784,95 кг/(м²·мин)). Если учесть, что этот румб с береговой линией составляет угол близкий к 45°, или ЮЗ:225°, то именно от этого направления будет наибольшая эоловая аккумуляция. Исключение составляет соотношение румбов СЗ/ЮВ, для которых $K_{\text{эол}} = 0,93$, а емкость наносов равна 294,9 кг/м²·мин. В этом случае перенос наносов с суши и со стороны моря практически уравновешен с некоторым преобладанием переноса со стороны моря от юго-востока, а величина эоловой аккумуляции будет в 2–3 раза меньше, чем от юго-запада.

На южном берегу Финского залива ситуация противоположна той, которая отмечается на северном берегу. Здесь береговые подвижки наносов в 4–5 раз превышают морские. В результате наносы с пляжа и прилегающих дюн постоянно сдуваются в море и условия для формирования дюн крайне неблагоприятные.

В естественных условиях далеко не всегда вся ветровая энергия тратится на перемещение наносов [2, 4, 5, 7, 9]. Идеальным условием, когда все 100 % ветровой энергии тратятся на перемещение наносов, является ровная сухая песчаная поверхность большой площади и мощности, сложенная песчаными однородными наносами. На морском берегу такие условия встречаются очень редко. Как правило, ветровая энергия расходуется не

только на перемещение наносов, но также и на преодоление «сопротивляемости» различных элементов подстилающей поверхности [7]. Поэтому реальная картина наиболее точно отражается при изучении мощности ветропесчаного потока [4, 8]. Рассчитать мощность потока довольно сложно, так как необходимо учесть много факторов, которые в свою очередь характеризуются значительной изменчивостью как в пространстве, так и во времени. Наиболее достоверные данные получают при инструментальных измерениях в натуральных условиях. Полевые экспериментальные исследования в северо-западной части Черного моря показали, что мощность потока составляет не более 25 % от емкости. В условиях Балтийского моря эта величина будет еще меньше, так как источник наносов (морской пляж) практически отсутствует на большей части длины береговой линии. Также следует отметить, что ветровой поток гасится сильнее со стороны суши. Следовательно, при прочих равных условиях мощность потока от морских румбов будет больше, чем от континентальных.

Выводы

Анализ исходных данных и обсуждение полученных результатов позволили сделать несколько выводов об условиях формирования эолового рельефа на берегу Финского залива.

Ветровой режим (скорость, повторяемость, продолжительность действия) является благоприятным в течение всего года для перемещения наносов с поверхности пляжей в их тыльную часть и формирования эолового рельефа на северном берегу Финского залива. Менее благоприятные условия для формирования эолового рельефа сложились на южном берегу Финского залива.

Во внутригодовом разрезе времени наиболее благоприятными для развития эоловых процессов и формирования эолового рельефа являются переходные месяцы от осени к зиме и от зимы к осени. Летний период является менее благоприятным.

Источник наносов для формирования ветропесчаного потока — морской пляж — на всем протяжении береговой линии узкий, плоский, с малой мощностью сухого песка. Ширина пляжа недостаточна для формирования насыщенного ветропесчаного потока, способствующего росту эоловых форм.

Процесс формирования эолового рельефа на морском берегу сопровождается изменением состава эоловых наносов под влиянием ветропесчаного потока и отдельных его подвижек. Такая взаимосвязь указывает на тесную и безусловную литодинамическую связь пляжа и береговых дюн. Эти два элемента береговой зоны развиваются синхронно и всегда.

Литература

1. *Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Балтийское море // Гидрометеорологические условия / Отв. ред. Ф. С. Терзиев. — Т. III. — Вып. 1. — СПб.: Гидрометеониздат, 1992. — 450 с.*

2. Вихованець Г. В. Факторы формирования ветропесчаного потока наносов на береговых аккумулятивных формах // Исследование береговой зоны морей: сб. науч. трудов. — К.: Карбон Лтд, 2001. — С. 54–67.
3. Вихованець Г. В. Коэффициент эолового сноса и его рельефообразующее значение в береговой зоне морей // Доповіді НАН України. — 2001. — № 4. — С. 106–109.
4. Вихованець Г. В. Особенности проявления скоростей роста песчаных дюн в условиях береговой зоны морей // Екологічні проблеми Чорного моря: зб. наук. праць. — 2002. — Вип. 4. — С. 52–58.
5. Вихованець Г. В. Основные черты вертикальной структуры ветропесчаного потока на поверхности аккумулятивных форм береговой зоны // Доповіді НАН України. — 2002. — № 10. — С. 111–117.
6. Вихованець Г. В. Эоловый процесс на морском берегу. — Одесса: Астропринт, 2003. — 358 с.
7. Шуйский Ю. Д., Вихованець Г. В. О влиянии подстилающей поверхности на эоловые процессы на песчаных берегах Черного моря // География и природные ресурсы. — 1984. — № 2. — С. 77–84.
8. Шуйский Ю. Д., Вихованець Г. В. Экзогенные процессы развития аккумулятивных берегов в северо-западной части Черного моря. — М.: Недра, 1989. — 198 с.
9. Шуйский Ю. Д., Вихованець Г. В. Экспериментальное создание искусственной дюны на песчаном берегу Черного моря // География и природные ресурсы. — 1997. — № 1. — С. 169–174.
10. Шуйский Ю. Д., Вихованець Г. В. Основные физико-географические черты берегов Балтийского моря в вершине Финского залива // Причорноморський Екологічний бюлетень. — 2011. — Вип. 1 (42). — С. 76–98.
11. Borowka K. Wspolczesne procesy transporty i sedymentacji piaskow eolicznych oraz ich uwarunkowania i skutki na obszarze wydym nadmorskich. — Warszawa — Poznan: Panstwowe Wydaw. Naukowe, 1980. — 126 s.

Г. В. Вихованець, професор

кафедра фізичної географії та природокористування,
Одеський національний університет імені І. І. Мечникова,
вул. Дворянська, 2, Одеса-82, 65082, Україна

**УМОВИ ФОРМУВАННЯ ЕОЛОВОГО РЕЛЬЄФУ У ФІНСЬКІЙ ЗАТОЦІ
(БАЛТІЙСЬКЕ МОРЕ)**

Резюме

Береги Фінської затоки на суттєвій довжині сьогодні руйнуються морськими хвилями під дією штормів. Для захисту використовують різноманітні гідротехнічні споруди, які є зайвим та шкідливим елементом в системі берегової зони, а тому порушують розвиток природи та естетичне враження. До того ж споруди далеко не завжди ведуть до позитивного результату. Разом з тим на піщаних берегах можна захистити береги за допомогою накопичення наносів в берегових еолових формах. Для цього отримано матеріали із вітрового режиму, морфології та динаміки берегів, складу наносів на пляжах та дюнах в східній частині Фінської затоки (Балтійське море) та виконано їх систематизацію та аналіз. Цей досвід може бути застосований і в Україні.

Ключові слова: Балтика, берег, Фінська затока, еоловий рельєф, вітропіщаний потік, пляж, наноси.

G. V. Vykhovanets, professor

Physical Geography Department,
National Mechnikovs University of Odessa,
2, Dvoryanskaya St., Odessa-82, 65082, Ukraine

**CONDITIONS OF AEOLIAN RELIEF FORMATION IN FINNISH BAY
(THE BALTIC SEA)**

Summary

In current period the Finnish coast (the Baltic Sea basin) are destroying along large of the long by power of sea waves and storm surges. For defense marine engineers are using different protective constructions. But this constructions are not harmonious with coastal nature, they disturb structure of coastal environment and aesthetic perception. The part of construction plural are non effective. What is why usage of aeolian accumulation by sand-fences is more effective, and can be recommended for researched shores. At the same time, sea-level changing by impact of wind and storm-surges must be considerate.

Key words: Baltic, coast, Finnish Bay, aeolian relief, wind-sand flow, beach, sediment.

УДК 551.466(477.74) + 578.08

Л. В. Гыжко, преподаватель
кафедра физической географии и природопользования,
Одесский национальный университет имени И. И. Мечникова,
ул. Дворянская, 2, Одесса-82, 65082, Украина

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОДЫ В ЛИМАНАХ АЛИБЕЙ И ШАГАНЫ ЛЕТОМ 2008 ГОДА

Во второй половине августа 2008 г. кафедрой физической географии и природопользования ОНУ имени И. И. Мечникова были исследованы лиманы Шаганы и Алибей из Тузловской группы. Они расположены на северо-западном побережье Черного моря. По натурным измерениям впервые составлены карты (масштаб 1:50000) распространения температуры в поверхностном и придонном горизонтах. В условиях мелководья (глубина менее 2,5 м) обнаружен слой скачка температуры на глубинах 1,3–1,6 м.

Ключевые слова: Черное море, побережье, лиманы, глубина, температура.

Введение

Во время выполнения кондиционной физико-географической съемки лиманов Шаганы и Алибей значительное внимание было уделено исследованию температуры воды. До недавнего времени сведения о её распределении по площади акватории лиманов были отрывочными и единичными. Невозможно было составить полноценную реальную карту температуры, причем с выделением значений на поверхности и у дна водной толщи. Сейчас пришло время такого антропогенного пресса на природную систему изученных лиманов, что без подробной достоверной информации не обойтись. Для обеспечения рационального природопользования и сохранения полезных свойств лиманов настало время для получения такой информации. В этой связи тема данной работы является актуальной.

Цель работы состоит в выявлении и теоретической обработке (обсуждении) температуры воды в лиманах Шаганы и Алибей за последние несколько лет. Для достижения цели данной работы решались следующие основные задачи: а) выполнить анализ общего состояния лиманов Алибей и Шаганы; б) в каждом из лиманов установить закономерности формирования температурного режима на поверхности водной толщи; в) в каждом из лиманов установить закономерности формирования температурного режима в придонном горизонте водной толщи; г) составить карты температу-

ры и установить закономерности её распределения по площади акватории. Таким образом, *объектом исследования* являются акватории лиманов Шаганы и Алибей, а *предметом исследования* — закономерности распределения по площади и по вертикали температуры воды в лиманах Шаганы и Алибей.

Наиболее важным гидрофизическим показателем водной среды является ее температура. Температура оказывает огромное влияние на биологические и химические процессы в водоеме. Она меняется на протяжении суток за период распространения положительных температур, на протяжении сезонов года и в многолетнем разрезе. Однако практически ни один автор не представил данную информацию в пространстве, т. е. карты распределения температуры воды в поверхностном и придонном горизонтах на основании натурной кондиционной физико-географической съемки. Конечно, в течение разных сезонов года и конкретной погоды содержание карт будет различным. Однако закономерности пространственного распределения будут подобными. Именно они необходимы для представлений о природной системе лиманов Шаганы и Алибей и могут быть использованы для оптимального природопользования.

Материалы и методика исследований

Лиманы Шаганы и Алибей исследовались путем отработки физико-географических станций на акватории обоих водоемов. Местоположение гидрологических станций определялось ручным секстантом СНО-Т по ориентирам на берегу. Станции наносились на карту с помощью протрактора ПРМ № 85145 по измеренным углам. На каждой гидрологической станции проводились промеры глубины, определение прозрачности воды, измерялась температура воды на поверхности и возле дна, отбирались пробы воды на поверхности и у дна для определения солености и концентрации взвешенных наносов, отбирались пробы донных отложений. Плотность станций соответствует лимнологической съемке в масштабе 1:50000. Всего было отработано 54 гидрологических станции. На акватории лимана Шаганы отработано 24 станции, лимана Алибей — 30 станций.

В данной статье нас интересует распределение температуры воды по акватории обоих лиманов у поверхности и возле дна. Температура воды измерялась термометром с фиксацией интервала измерений 0–35 °С, с ценой деления у термометра 0,1 °С.

Результаты исследований и их обсуждение

До недавнего времени информацию о температуре воды в лиманах Шаганы и Алибей разные авторы получали по данным одиночного опробования. Полноценная съемка не применялась, разные горизонты не учитывались. Лиманы находятся на побережье Черного моря (рис. 1).

Общие сведения. Лиманы Шаганы и Алибей относятся к маловодным. Глубины лимана Шаганы составляют от 0,1 до 2,1 м, а среднее значение

равно 1,41 м, а в Алибее колеблются от 0,1 до 2,5 м. В лимане Шаганы средняя глубина равна 1,37 м [4]. Лиман Шаганы отделен от Черного моря песчано-ракушечной пересыпью шириной от 80 до 310 м, высотой от 1,4 до 3,5 м. Длина его по продольной оси — 11,5 км, ширина — от 2,2 до 9,3 км, площадь — 74 км², объем воды — 110 млн м³ [1]. Как и Шаганы, лиман Алибей отделен от Черного моря песчано-ракушечной пересыпью шириной 100–250 м, а высотой до 2,9 м, характеризуется повышенной шириной эоловой зоны, часто залегают две эоловых гряды. Соединяется с лиманами Шаганы, Бурнас, Карачаус проливами, а с озером Хаджидер — узким каналом. Длина Алибея по продольной оси равна 15 км, ширина — от 2 до 11 км, площадь — 72 км², а объем воды — 100 млн м³ [2].

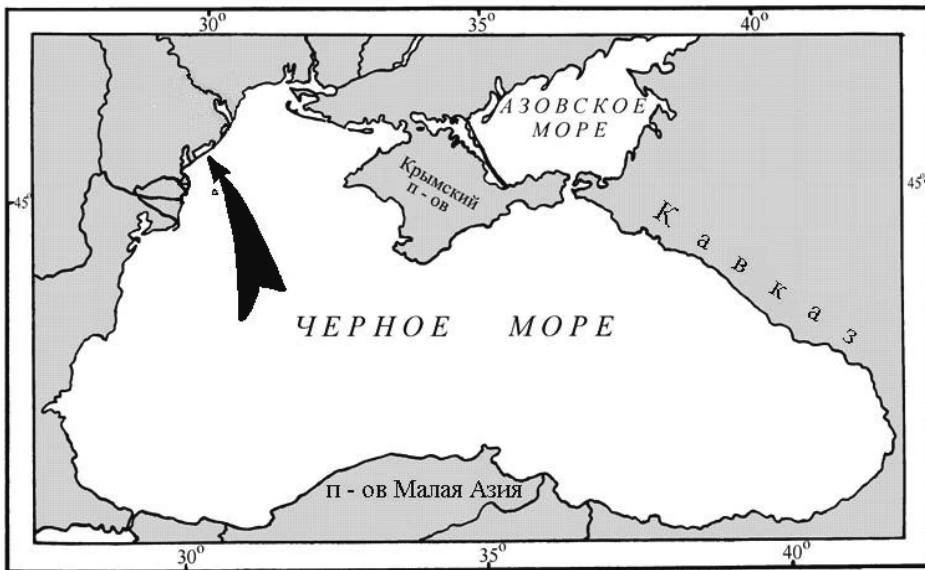


Рис. 1. Схема географического местоположения изученных лиманов Шаганы и Алибей из группы Тузловских лиманов (показаны черной стрелкой) на северо-западном побережье Черного моря

Оба лимана значительны по площади, что приводит к тесному контакту водной поверхности с ветровым потоком. При этом возможно практически синхронное развитие ветровых волн, ветровых течений и стонно-нагонных колебаний уровня воды. Одновременно создаются благоприятные условия для разрушения стратифицированных слоев и значительного перемешивания воды. В итоге обеспечивается динамическое выравнивание температурных градиентов как по горизонтали, так и по вертикали. Охлаждению воды способствует разгрузка подземных вод на дне лимана. Зимой вторичные лиманы охлаждаются сильнее, а летом — прогреваются сильнее. Соответственно, в очаге своего влияния, втекая в Шаганы и Алибей, воды вторичных лиманов (рис. 2) повышают или понижают температуру. Ана-

логичный характер влияния и у морской воды. Правда, она пополняет лиманы преимущественно во время штормового переплескивания через пересыпи и образования временных пров.

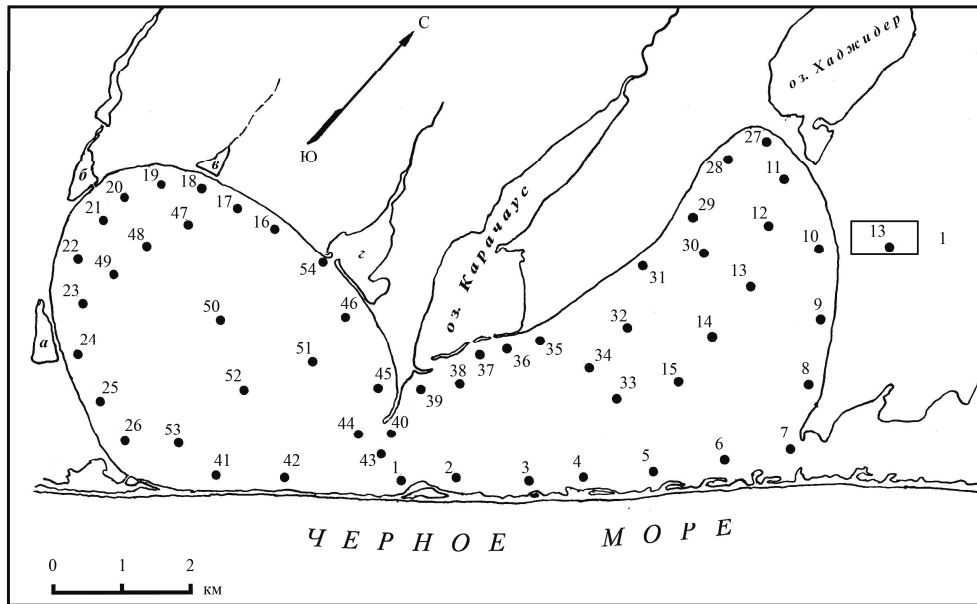


Рис. 2. Картограмма распределения гидрологических станций на акватории лиманов Шаганы и Алибей. Обозначение: 1 — положение станций и ее номер. Вторичные лиманы: а — Солонный; б — Магалевское; в — Мартаза; г — Будуры [5]

Температура воды в лиманах. Во время исследований велись измерения температуры воды в поверхностном и придонном слое воды. Как и другие физико-географические характеристики, температура воды измерялась на 24 станциях в лимане Шаганы и на 30 станциях в лимане Алибей. Такая высокая плотность опробования по площади ранее не применялась (масштаб 1:25000), а в данном случае обеспечивается высокая достоверность полученного результата. В условиях мелководности, относительно простого контура береговой линии, близкого к округлому, спокойного рельефа дна, как правило, принято считать [2, 3], что распределение температуры отличается однообразием как по площади, так и по вертикали водной толщи. Однако в изученных лиманах картина оказалась иной.

В лимане Шаганы наименьшая температура на поверхности (+25 °С) была отмечена на ст. 16 возле подветренного обрывистого берега между вторичными лиманами Мартаза и Будуры (рис. 2). Максимальной же была температура +27,8 °С на ст. 41 возле пересыпи лимана. Как видим, в конце лета температурный фон весьма высок и разница поверхностной температуры в разных частях акватории может достигать $\Delta t = 2,8^\circ\text{C}$ (рис. 3). Для такого водоема, как Шаганы, это весьма существенная разница, которая должна учитываться при хозяйственном использовании лимана [5].

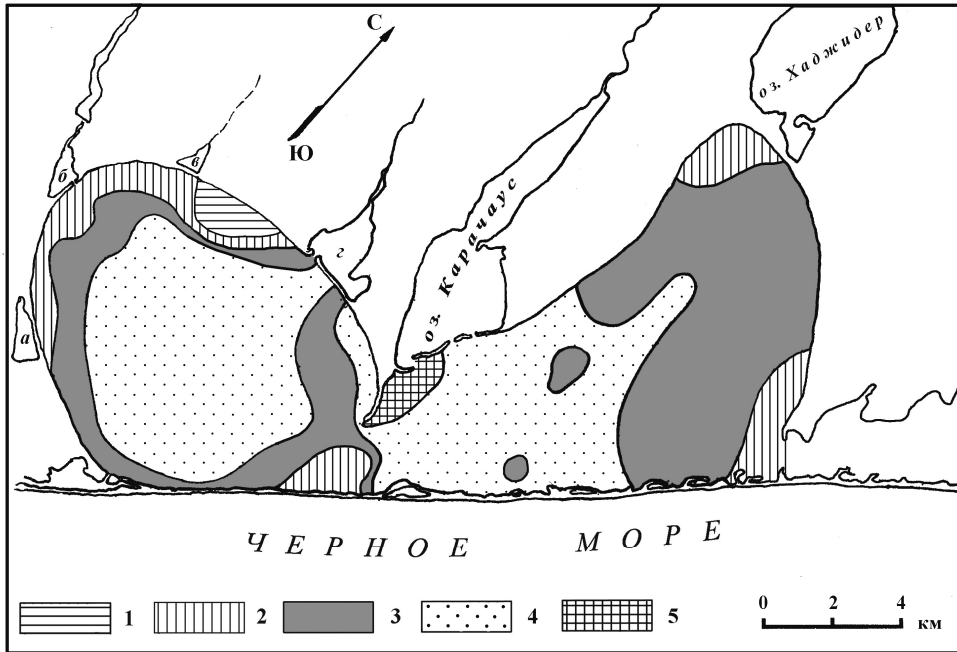


Рис. 3. Картограмма распределения значений температур в поверхностном слое воды лиманов Шаганы и Алибей. Вторичные лиманы: а — Солёный; б — Магалевское; в — Мартаза; г — Будуры. 1 — ≤ 25 °C; 2 — 25–26 °C; 3 — 26–27 °C; 4 — 27–28 °C; 5 — ≥ 28 [5]

Среднее по всей акватории лимана значение поверхностной температуры воды оказалось равным 26,432 °C. Получается, что разность между максимальной и средней температурой составляет +1,368 °C, а между средней и минимальной –1,432 °C, т. е. существенно больше. Это указывает на то, что среднее значение тяготеет к максимальным значениям, и прогревание поверхностных вод является ведущим гидрологическим процессом. В условиях еще достаточно сильной солнечной радиации конца лета можно было бы ожидать повышенной продуктивности первичной продукции в лимане, вплоть до сильного цветения, но этого не произошло. Достаточно существенная динамичность вод приводит к перемешиванию воды, а окислительный процесс регулирует нормальное состояние воды [3, 5]. В этой связи можно утверждать, что температура поверхностных вод благоприятствует высокой биологической продуктивности, в том числе — и промысловых организмов в данном лимане.

Что касается придонных вод, то в лимане Шаганы их минимальная температура составляет 24,5 °C (ст. 16). Она ниже, чем на поверхности, на 0,5 °C, хотя глубины на данной станции не более 1 м. В итоге можем считать, что даже на малых глубинах вертикальный гидротермический градиент превышает барьер скачка температуры на 0,2 °C. Максимальная из придонных была равна 27,5 °C (ст. 41) — на 0,3 °C больше минималь-

ной, что тоже составляет достаточно большую величину вертикального перепада. Значения выше средних в лимане Шаганы в придонном слое отмечено на 48 % площади (рис. 4).

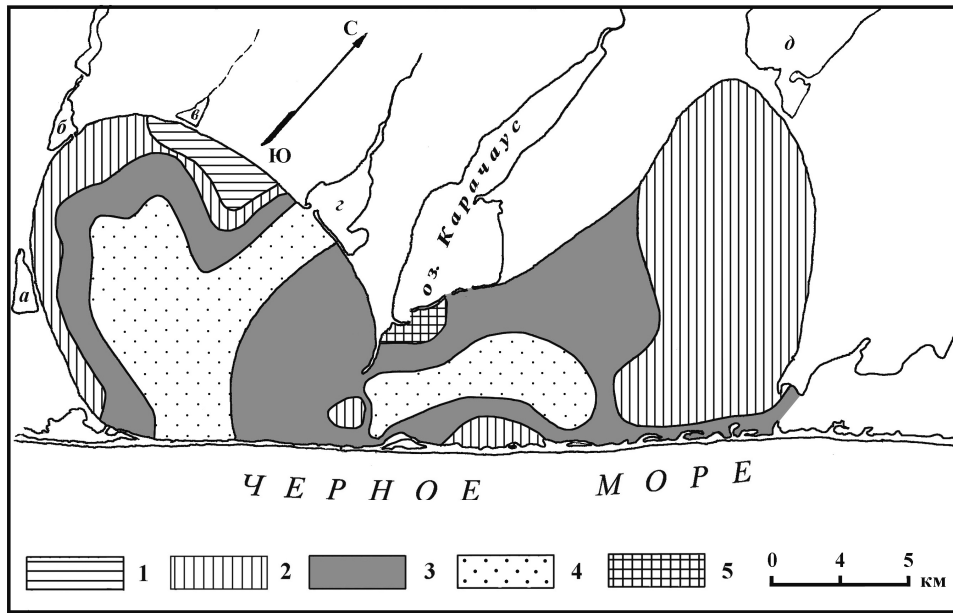


Рис. 4. Картограмма распределения значений температур в придонном слое воды лиманов Шаганы и Алибей. 1 — ≤ 25 °С; 2 — 25–26 °С; 3 — 26–27 °С; 4 — 27–28 °С; 5 — ≥ 28 °С. Вторичные лиманы: а — Солонный; б — Магалевский; в — Мартаза; г — Будуры [5]

Отклонение максимальной температуры от средней составило +1,324 °С, а минимальной от средней –1,676 °С. Значит, среднее ближе к максимальным значениям, как и у поверхностных вод. В общем же разница между максимальной и минимальной температурами в придонном слое равна 3 °С, что больше по сравнению с поверхностной температурой. Эти различия можно объяснить тем, что изменчивость поверхностных вод, которые соприкасаются непосредственно с атмосферным воздухом, более активная и на бóльшую величину, а в придонном горизонте температуры более стойкие, менее динамичны. Следовательно, даже в таком мелководном водоеме со значительной площадью, как Шаганы, обнаружена достаточно четко выраженная термическая стратификация, разделение толщи воды на горизонты с разной температурой. Причем разность даже между средними значениями существенна: в поверхностном горизонте среднее значение равно 26,432 °С, а в придонном 26,176 °С, т. е. разность составила 0,256 °С. Это тем более необычно, что летом вода сильно прогревается и до дна в очень мелком, но обширном приморском водоеме.

Вероятнее всего, что обнаруженный нами термический режим лимана, в отличие от более глубоких лиманов (например, Тилигульского, Березан-

ского, Донузлава), характеризуется высоким летним фоном в придонном горизонте. А различия, подчас существенные, на различных станциях указывают, что летом на температуры воздействуют суточные колебания приземной части атмосферы и достаточно активное перемешивание слоев воды. Нечасто температура поверхностной воды равна температуре придонной воды (например, на ст. 49, 50, 53), в частности — во второй половине светлого времени суток.

В лимане Алибей распределение температуры воды подобно тому, которое обнаружено в Шаганах. Естественно, что конкретные значения несколько иные. В частности, на поверхности воды максимальная температура равна 28,1 °С (ст. 38, 39), а минимальная — 25,8 °С (ст. 8). Как видим, разность между ними достигает 2,3 °С, что меньше, а значит — в общем и колебания меньше, чем в лимане Шаганы. По максимальным и минимальным абсолютным значениям в Алибее величины тоже меньше, соответственно на 0,3 °С и 0,8 °С. Следовательно, в Алибее вода на поверхности имеет более низкие крайние значения, хотя средняя по всем станциям величина температуры очень близка — она равна 26,707 °С. Это на 0,275 °С больше, и получается, что в общем в Алибее на поверхности вода теплее при меньшем отклонении от среднего. Максимальная температура отклоняется от средней на 1,393 °С, а минимальная — на 0,907 °С. Эти абсолютные отклонения меньше, чем на Шаганах, а потому не только максимумы и минимумы меньше, но и разброс значений ряда также меньше. Эта найденная нами закономерность выделяет Шаганы из ряда соседних лиманов на побережье Черного моря.

Значит, ряд значений температуры на выполненных станциях тяготеет в большей мере к минимальным, а не к максимальным (рис. 3 и 4). В самом деле, 59 % всех станций показали воду более холодной, чем среднее значение в поверхностном слое. В этой связи можно сделать заключение, что поверхностные воды в лимане Алибей более прохладны, чем в Шаганах. Поскольку условия прогревания солнечными лучами у этих водоемов в общем одинаковы, то причину более холодных поверхностных вод в конце лета надо искать в другой плоскости. Видимо, определенное воздействие оказывает разгрузка подземных вод и несколько большая глубина в Алибее.

Что касается придонной воды в лимане Алибей, то летом крайние значения составляют для максимума 28,0 °С (ст. 38, 39), а для минимума 25,5 °С (ст. 3). Это меньше, чем на поверхности толщи воды, но больше, чем в придонных водах Шаганов также в конце летнего сезона. Такая закономерность указывает на значительное термическое разнообразие изученных лиманов, а потому на возможность проживания весьма разнообразных животных, в т. ч. и промысловых, включая и пригодных для акклиматизации. По крайней мере, этому благоприятствует термический режим вод в лиманах Шаганы и Алибей.

При всем разнообразии значений, среднее для *придонного горизонта* в Алибее равно 26,341 °С, что на 0,366 °С меньше, чем у поверхностной воды Алибея, но на 0,165 °С больше, чем у дна лимана Шаганы. К тому же отклонение максимума от среднего значения составляет +1,66 °С, а

минимума — только на $-0,841$ °С. Как видим, среднее тяготеет к низким температурам (рис. 3 и 4). Следовательно, донная вода в Алибее в общем холоднее поверхностной, как и на лимане Шаганы. Такое температурное расслоение, очевидно, является весьма характерным для всех изученных лиманов, несмотря на их крайнюю мелководность и открытость ветрам всех направлений и скоростей. Надо обратить особое внимание на эту закономерность, поскольку оба лимана имеют примерно равные глубины и рельефные контуры чаши, а потому подавляющее большинство авторов уверено, что в таких мелководных лиманах отсутствует термическая стратификация. Она значительно влияет на изменения планктона, его видового состава, массы, численности, продуктивности и пр., тех организмов, которые находятся в начале пищевой цепи. Получается, что и по показателям придонных вод лимана Алибей этот водоем благоприятен для выращивания пищевой ихтиофауны и других морепродуктов. Мало того, указанные характеристики температуры весьма благоприятны для накопления солей и отдельных химических элементов в илах, что благоприятно влияет на формирование лечебных илов («лиманских грязей» — «пелоидов»).

Выводы

1) Исследование температуры воды в лиманах Алибей и Шаганы впервые получено на основании кондиционной физико-географической съемки в масштабе 1:50000. Температурные характеристики воды увязаны с остальными географическими элементами природной системы лиманов.

2) В обоих лиманах обнаружена термическая стратификация водной толщи, что считается незаконномерным для столь мелководных лиманов. Причем, летом на поверхности температура воды больше, чем в придонном горизонте.

3) Разность между минимальной и максимальной температурами в поверхностном горизонте воды в Алибее составила $2,3$ °С, в Шаганах — $2,8$ °С. В придонном горизонте разность между максимальной и минимальной оказалась равной $2,5$ °С в Алибее, а в лимане Шаганы — $3,0$ °С. Следовательно, в Шаганах разброс температур больше как на поверхности, так и у дна. В общем, можно считать, что в Шаганах температура воды в общем выше, чем в Алибее.

Литература

1. *Географічна енциклопедія України*: в 3 томах / Редкол. О. М. Маринич (відпов. редактор) та ін.: Томи 2–3. — Київ: УРЕ ім. М. П. Бажана, 1990.
2. *Розенгурт М. Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. — Киев: Наукова думка, 1974. — 224 с.
3. *Тимченко В. М.* Экологическая гидрология водоёмов Украины. — Киев: Наукова думка, 2006. — 383 с.
4. *Эдельштейн К. К.* Лимнологическая практика. — Москва: Изд-во Московского унив., 1989. — 96 с.
5. *Шуйский Ю. Д., Выхованец Г. В., Гыжко Л. В., Вержбицкий П. С.* Физико-географические черты природы лиманов Шаганы и Алибей на побережье Черного моря // Причорноморський Екологічний бюлетень. — 2009. — № 1 (31). — С. 96–111.

Л. В. Гижко

кафедра фізичної географії та природокористування,
Одеський національний університет імені І. І. Мечникова,
вул. Дворянська, 2, Одеса-82, 65082, Україна

**РОЗПОДІЛ ТЕМПЕРАТУРИ ВОДИ В ЛИМАНАХ АЛІБЕЙ І ШАГАНИ
ВЛІТКУ 2008 РОКУ**

Резюме

Влітку 2008 р. були досліджені лимани Шагани та Алібей з Тузловської групи, що розташована на північному узбережжі Чорного моря між гирлами річок Дністер та Дунай. Площа лиману Шагани становить 74 км², а Алібею — 72 км². На акваторії обох були відпрацьовані 54 станції. На кожній станції вимірювалася температура води у поверхневому та придонному шарах. Були побудовані карти розповсюдження температури води на поверхні і у придонного горизонту в масштабі 1:50000. Виявлений шар стрибку на глибинах 1,1–1,6 м в умовах значної мілководності, глибини становлять менше за 2,5 м.

Ключові слова: Чорне море, узбережжя, лимани, глибина, температура, картографування.

L. V Gizhko

Physical Geography Department,
National Mechnikov's University of Odessa,
Dvoryanskaya St. 2, Odessa-82, 65082, Ukraine

**DISTRIBUTION OF WATER TEMPERATURE IN ALIBEY
AND SHAGANY LIMANS DURING SUMMER END OF 2008**

Summary

In the summer of 2008 were studied limans Shagany and Alibey Tuzlovskoy group of limans. Both limans situated on the Northern Black Sea coast between deltas Dnube and Dnestr Rivers. Area of Shagany liman is 74 km² and Alibey liman 72 km². In total, 54 hydrological station were worked out on the liman's aquatory Each station measured the water temperature. Maps were constructed distribution of water temperature on the surface and bottom in the horizon.

Key words: Black Sea, coast, limans, depth, temperature, mapping.

¹ Е. Д. Гопченко, доктор геогр. наук, проф.

¹ В. А. Овчарук, канд. геогр. наук, доцент

² Ладжель Махмуд, канд. геогр. наук, доцент

¹ кафедра гидрологии,

Одесский гос. экол. университет

ул. Львовская, 15, Одесса-16, 65016, Украина

² кафедра естественных наук,

университет Сэтиф, Алжир

РАСЧЕТНЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКА ПАВОДКОВ НА РЕКАХ СЕВЕРНОЙ ТЕРРИТОРИИ АЛЖИРА

Проведен статистический анализ исходной информации по максимальному стоку паводков на уездах севера Алжира и обоснованы расчетные характеристики региональной формулы максимального стока.

Ключевые слова: гидрология, сток, паводки, анализ, редукционные формулы, уэдды Алжира.

Введение

На протяжении нескольких лет авторами данной статьи, в рамках международного сотрудничества между университетом Сэтиф (Алжир) и Одесским государственным экологическим университетом, проводятся исследования максимального стока рек севера Алжира [2, 3, 5]. Все реки Алжира (уэдды) имеют дождевое питание и в сухое время года пересыхают. Для них характерны резкие колебания расходов воды — от 0–2 до 1000 м³/с и более в период дождей [4]. На уездах сооружаются плотины, водохранилища и ГЭС. Воды уэддов используются для водоснабжения и орошения.

Алжир относится к странам с недостаточным водообеспечением. Обеспеченность водными ресурсами в Алжире при численности населения в 32818 тыс. чел. достигает лишь 460 м³/год на одного человека, что соответствует «высокому» уровню дефицита водных ресурсов [9], так же, как в Тунисе, Египте, Ливии. Соотношение же основных источников водоснабжения составляет: 54 % за счёт поверхностных вод и 36 % — за счёт подземных. Острая необходимость решения проблемы водоснабжения населения стран Африки, особенно Северной Африки, расположенных в наиболее засушливой части континента, отмечается в плане действий «Группы восьми» по Африке [6], в ряде решений ООН, ЮНЕСКО и других международных организаций [10]. В этой связи тема данной статьи является *актуальной*.

Цель данного исследования — это разработка региональной методики расчета максимального стока, которая должна быть оптимальной в условиях недостаточности данных по стоку.

Материалы исследований

Для обоснования расчетных характеристик максимального стока рек исследуемой территории использовались данные 43 водосборов с диапазоном изменения площадей от 77 до 8735 км², средние высоты водосборов колеблются в диапазоне от 278 до 1340 м. Максимальная продолжительность наблюдений — 26 лет.

Методика исследований и моделирование

При статистической обработке гидрологических данных используются несколько методов расчета оценок параметров распределения. Нормативными документами, как ранее действовавшими (СН437, СНиП 2.01.14–83), так и утвержденными на сегодняшний день для стран СНГ (СП 33–101–2003), рекомендуется использовать два метода — моментов и наибольшего правдоподобия [7, 8]. Оба метода получили широкое распространение в практике гидрологических расчетов. В то же время нужно иметь в виду, что оценки дисперсии, коэффициентов вариации и асимметрии при использовании метода моментов имеют отрицательную смещенность. Это приводит к тому, что при больших значениях коэффициентов вариации ($C_v > 0,5$) достоверность моментных оценок существенно снижается, а введение поправочных коэффициентов становится малоэффективным. Поэтому при $C_v > 0,5$ рекомендуется использовать метод наибольшего правдоподобия. При $C_v < 0,5$ методы наибольшего правдоподобия и моментов приводят практически к одинаковым результатам.

Одним из основных требований к статистическим рядам является их случайность. Характеристикой случайности любого ряда может служить коэффициент его внутрирядной связности или автокорреляции r (1). По результатам статистической обработки в целом рассматриваемые ряды обладают незначимыми коэффициентами автокорреляции — от $-0,001$ до $0,29$, однако в некоторых случаях r (1) достигают значений, близких к $0,50$. В таких случаях для значений статистических параметров введены соответствующие поправки.

Еще одно обязательное требование к рядам стока — это их временная однородность. Для всех рядов с продолжительностью наблюдений более 20 лет были рассчитаны значения параметрических критериев (Стьюдента и Фишера) и непараметрического — критерия Вилкоксона.

Результаты и их обсуждение

Анализ однородности исходной информации показал, что в целом рассматриваемые ряды однородны на 5 %-м уровне значимости, и лишь в некоторых случаях — на 2 %-м уровне значимости. Неоднородными оказались три ряда, их хронологические графики показаны на рис. 1–3. Как видно из этих рисунков, в хронологической последовательности стока дождевых паводков на этих постах наблюдаются направленные изменения или

тренд, как в положительную, так и в отрицательную сторону (с коэффициентами корреляции от 0,61 до 0,56). Для дальнейшего расчета по этим рядам необходимо производить пересчет значений по соответствующим уравнениям тренда.

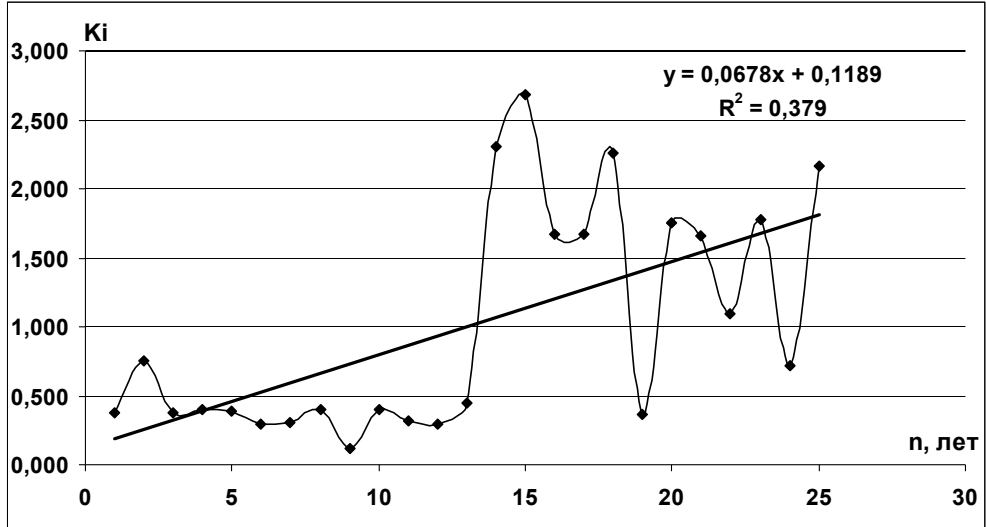


Рис. 1. Хронологический график хода модульных коэффициентов максимального паводочного стока на реке O, Sly-Ouled Ben Abdelkader

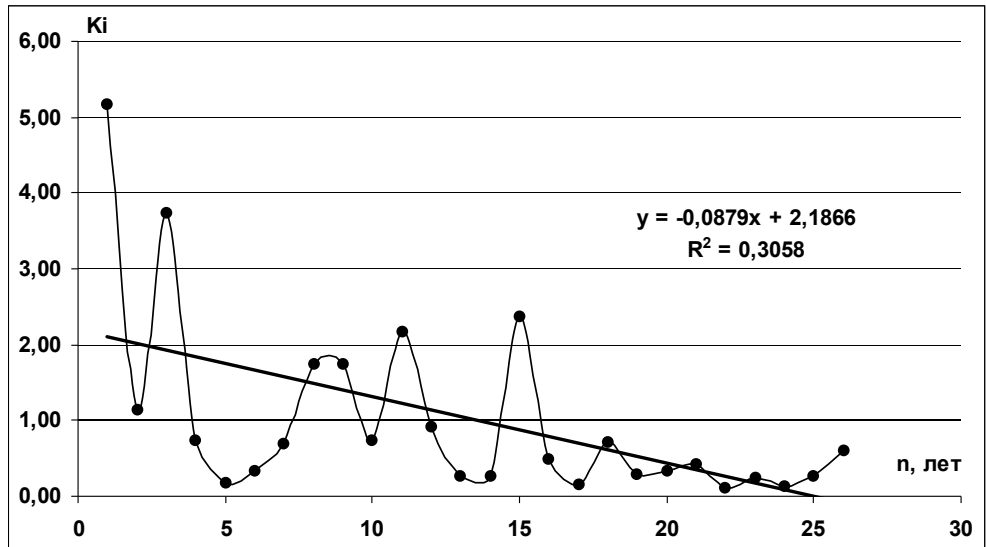


Рис. 2. Хронологический график хода модульных коэффициентов максимального паводочного стока на реке O, El Abda-Ain Hamara

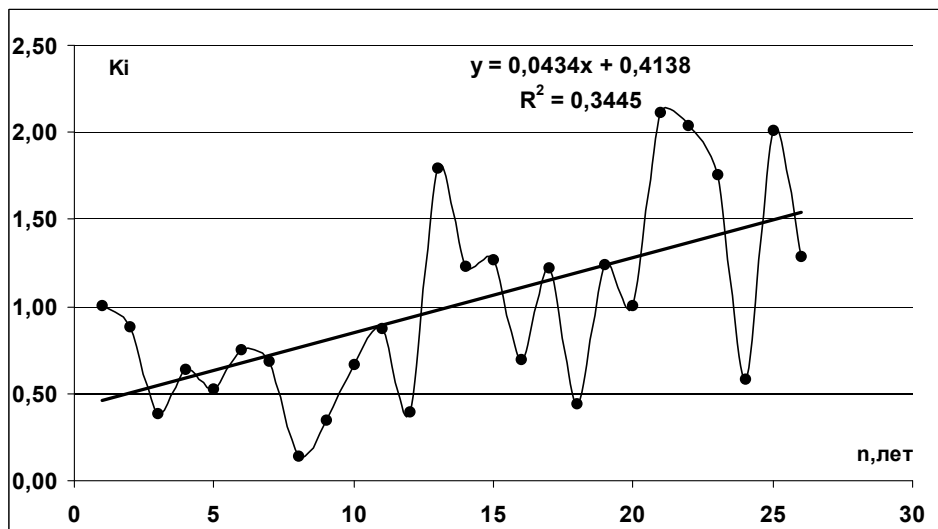


Рис. 3. Хронологический график хода модульных коэффициентов максимального паводочного стока на реке O, Kebie Est-Ain Al Assel

Далее были рассчитаны основные статистические параметры по методам моментов и наибольшего правдоподобия. Полученные по методу моментов коэффициенты вариации колеблются в диапазоне от 0,44 до 2,25, а рассчитанные по методу наибольшего правдоподобия — в пределах от 0,44 до 2,87.

С целью сравнения полученных нами значений построен график, показанный на рис. 4. Как можно видеть, при значениях $C_v \leq 1,0$ оба метода дают практически одинаковые результаты, а в диапазоне $C_v > 1,0$ — значения, полученные по методу наибольшего правдоподобия, — выше в среднем на 11 %. Кроме коэффициентов вариации, рассчитаны также и коэффициенты асимметрии C_s . Их соотношение с коэффициентами вариации (C_s / C_v) является весьма важным показателем. Как уже отмечалось, продолжительность наблюдений на исследуемой территории не превышает 25 лет, а как известно [1, 7], для достоверной оценки уже третьего центрального момента (следовательно, и C_s) необходимы выборки в несколько сотен членов. Поэтому на практике вместо выборочных значений коэффициентов асимметрии рекомендуется использовать районное соотношение C_s / C_v . Такие соотношения подсчитаны как для параметров, полученных по методу моментов, так и для наибольшего правдоподобия.

В целом по исследованной территории соотношение C_s / C_v изменяется в диапазоне от 1,19 до 3,95 (по методу моментов) и в диапазоне от 0,20 до 5,40 — по методу наибольшего правдоподобия. Для сравнения значений, полученных разными методами, построена соответствующая зависимость, представленная на рис. 5. Видно, что на графике разброс точек довольно большой, но в среднем значения, полученные по методу наибольшего правдоподобия, больше, чем моментные оценки, на 32 %. Осредненные значения C_s / C_v составляют: для метода моментов — 1,5, а для наиболь-

шего правдоподобия — 2,3. В качестве расчетных предлагается использовать статистические характеристики, полученные по методу наибольшего правдоподобия. Получается, что выявлены индивидуальные значения C_V и средненное соотношение $C_S / C_V = 2,3 \approx 2,5$.

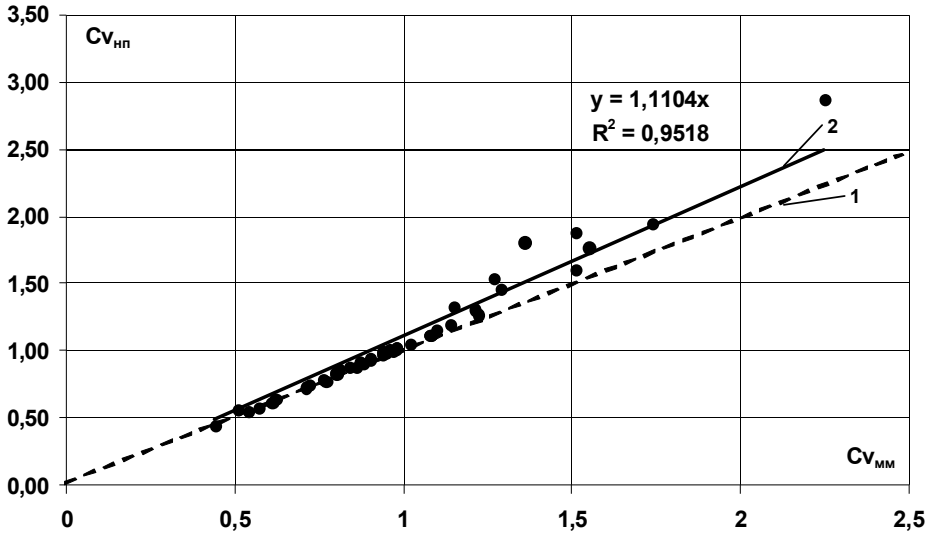


Рис. 4. Сравнение коэффициентов вариации, рассчитанных по методам моментов (ось абсцисс) и наибольшего правдоподобия (ось ординат): 1 — линия равных значений; 2 — линия тренда

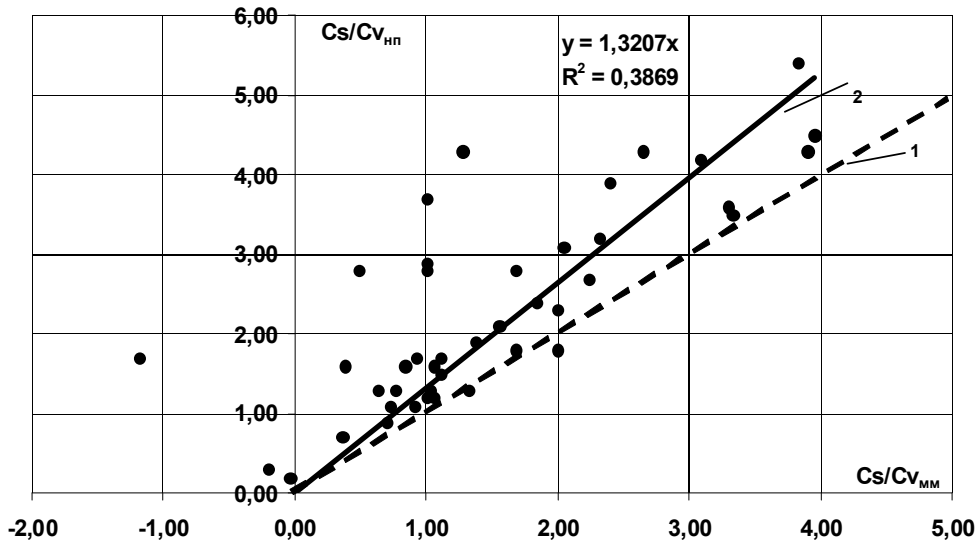


Рис. 5. Сравнение соотношений C_S/C_V , рассчитанных по методам моментов (ось абсцисс) и наибольшего правдоподобия (ось ординат): 1 — линия равных значений; 2 — линия тренда

Уточнение статистических характеристик методом совместного анализа

В последнее время всё большее распространение получают методические подходы, связанные с анализом наблюдений по коллективам гидрологических объектов, возмещающих недостаточность непосредственной информации, представленной гидрологическими рядами по отдельным пунктам.

Идея метода совместного анализа, разработанного С. Н. Крицким и М. Ф. Менкелем [7], заключается в том, что полная дисперсия раскладывается на случайную и географическую составляющие. Сравнивая составляющие дисперсии между собой, можно сделать вывод о возможности объединения между собой данных различных пунктов в один район, а в дальнейшем, на основании средних районных значений, произвести уточнение данных и по отдельным пунктам. Для всех 43 рассматриваемых пунктов наблюдений на реках Алжира было произведено уточнение статистических характеристик $0 (\bar{Q}_m, C_v, C_s / C_v)$ по методу совместного анализа, которые и использованы в дальнейших расчетах. Величины C_v и C_s / C_v удалось осреднить для всей территории, как это показано в табл. 1.

Таблица 1

Значения случайной и географической составляющих дисперсии

Дисперсия	Кол-во постов	$\sigma^2_{\text{полн}}$	$\sigma^2_{\text{случ}}$	$\sigma^2_{\text{геогр}}$	Среднее
C_v	43	0,128	0,2015	-0,087	1,011
$C_s / C_v = 2,5$					

Методика расчета максимального стока паводков

В работах [2, 3, 5] авторов данного исследования показаны возможности применения и обоснованы параметры формул операторного вида и предельной интенсивности для расчета максимального стока рек севера Алжира. С другой стороны, структуры редукционных формул, нашедшие широкое распространение во многих странах мира, в том числе и в Алжире, могут быть получены непосредственно из модели русловых изохрон [1]. В обобщенной редакции они могут быть представлены уравнениями вида

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{(F+1)^{n_1}} \quad (1)$$

или

$$q_m = \frac{q'_m}{(F+1)^{n_1}}, \quad (2)$$

где k_0 — коэффициент трансформации склонового стока, Y_m — слой стока за половодье или паводок, q'_m — максимальный модуль склонового притока; F — площадь водосбора; n_1 — показатель степени редукции.

С другой стороны, формулу (1.2) следует считать, по существу, обобщенным вариантом одномодальной геометрии гидрографов паводков и полово-

дий, но лишь для случая, если изменчивость продолжительности притока вод со склонов T_o по территории в целом невелика и ее допустимо усреднить. При этих условиях q'_m равен:

$$q'_m = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_o} Y_m = k_o Y_m, \quad (3)$$

где $\frac{n+1}{n}$ — коэффициент временной неравномерности склонового притока.

Согласно модели русловых изохрон

$$q_m = q'_m \Psi \left(\frac{t_p}{T_o} \right) \varepsilon_F. \quad (4)$$

Сопоставляя (1) и (2), с одной стороны, (4), с другой, а также принимая во внимание (3), можно показать, что

$$\Psi \left(\frac{t_p}{T_o} \right) \varepsilon_F = \frac{1}{(F+1)^{n_1}}, \quad (5)$$

где $\Psi \left(\frac{t_p}{T_o} \right)$ — трансформационная функция, ε_F — коэффициент русло-пойменного водообмена и регулирования.

В работе [1] указывается, что формулы вида (1) и (2) являются частным случаем, соответствующим незначительной изменчивости q_m по территории T_o . Одним из вариантов обобщения по территории T_o является его картирование. Более того, если наблюдается изменение в одном направлении и T_o , и Y_m , то тогда редукционная формула упростится до уровня (2). При этих условиях параметр q'_m и степенной показатель n_1 могут быть получены при помощи простой графической корреляции. Для этого достаточно прологарифмировать (2) и построить зависимость $q_m = f(F)$.

Основные итоги исследования

Для получения расчетных характеристик формулы (2), по данным 43 водосборов севера Алжира, построена зависимость (рис. 6). Здесь следует отметить, что поскольку величины коэффициентов вариации и соотношения их к коэффициенту асимметрии усреднены по территории, как показано выше, то дальнейшему обоснованию поддавались не максимальные модули заданной обеспеченности, а их средние многолетние значения q_0 . Как видно из рис. 6, зависимость среднеемноголетних модулей стока паводков от площади водосборов выражена достаточно четко, с довольно высоким коэффициентом корреляции ($r_k = 0,74$). В итоге для рассматриваемой территории можно принять показатель степени редукции $n_1 = 0,53$. Опираясь на (2), вычленим теперь из него q'_0 , т. е.

$$q'_0 = q_0 \cdot (F+1)^{0,53}, \quad (6)$$

где q_0 — средние многолетние значения модулей склонового притока паводков.

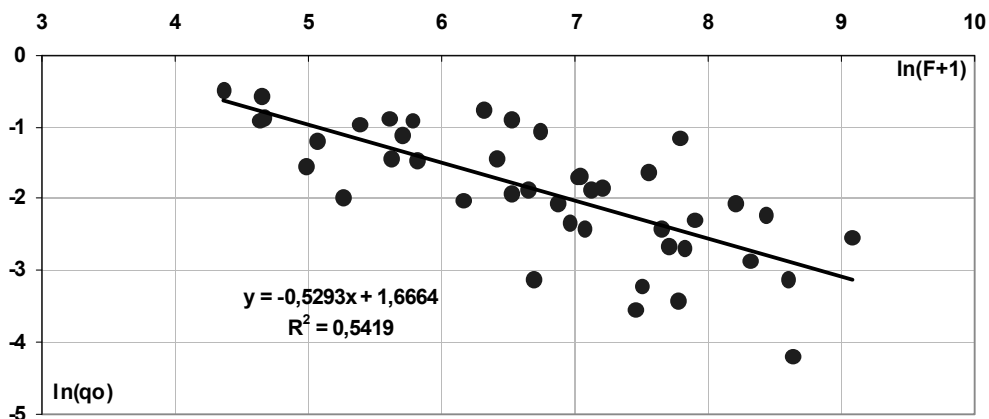


Рис. 6. Зависимость средних многолетних модулей стока паводков от площадей водосборов уэдов севера Алжира

Поскольку на исследуемой территории составляющие параметра q'_0 — это продолжительность притока T_0 и слой стока Y_m , как показано в [3, 5], подчиняются географической зональности и закономерно уменьшаются в направлении с севера на юг, то логично предположить, что и сама величина q'_0 будет изменяться в том же направлении. Действительно, как показано на рис. 7, значения q'_0 с увеличением широты местности возрастают, что является основанием для картографирования данной величины.

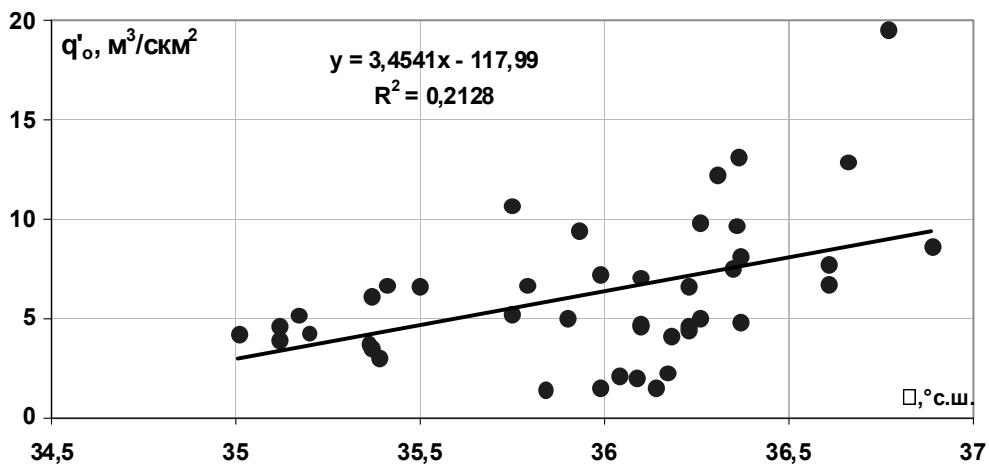


Рис. 7. Зависимость средних многолетних модулей стока паводков от центров тяжести водосборов уэдов севера Алжира

На рис. 8 приводится карта значений q'_0 . Анализируя ее, можно отметить, что значения q'_0 изменяются в довольно широких пределах — от $2,0 \text{ м}^3/\text{скм}^2$ на юге до $18 \text{ м}^3/\text{скм}^2$ — на севере региона. Наибольшие значения приурочены к прибрежной, хорошо увлажненной территории. На северо-

востоке прибрежного Теля наблюдается некоторое снижение величины q'_0 , и далее, по мере продвижения на юг на территорию Атласских гор, сток уменьшается и достигает минимума в пределах внутренних засушливых котловин.

Порядок расчета по предлагаемой методике следующий:

С карто-схемы (рис. 8) по координатам центров тяжести водосбора снимается расчетное значение q'_0 .

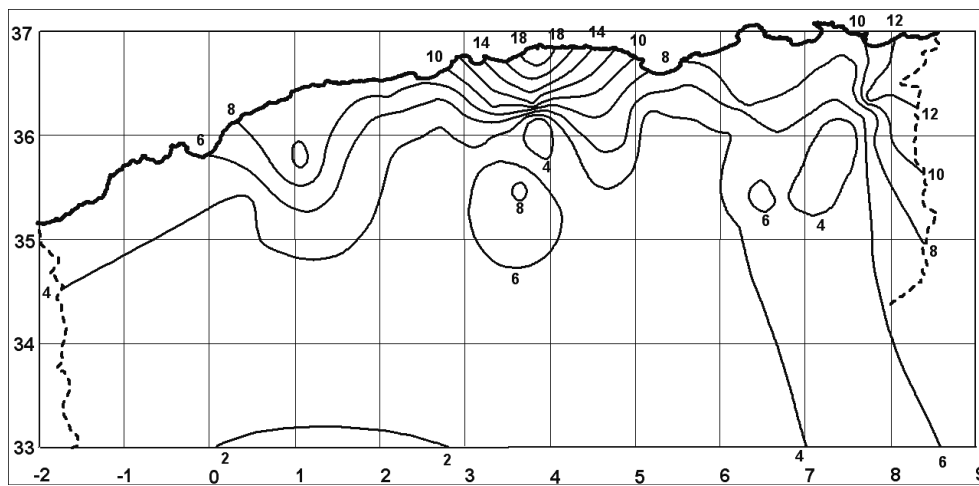


Рис. 8. Карта-схема распределения средних многолетних модулей стока паводков по территории севера Алжира, $\text{м}^3/\text{км}^2$

Затем полученные значения умножаются на модульный коэффициент k_p , который при $C_v = 1,011$, $C_s / C_v = 2,5$ и $P = 1\%$, согласно таблиц трехпараметрического гамма-распределения С. Н. Крицкого и М. Ф. Менкеля [7], равен 4,78. Расчетные значения $q'_{1\%}$ равны:

$$q'_{1\%} = q'_0 \cdot k_{1\%} = 4,78 \cdot q'_0. \quad (7)$$

Получаем, что максимальный модуль расчетной обеспеченности $P = 1\%$ равен:

$$q_{1\%} = \frac{q'_{1\%}}{(F+1)^{0,53}} = \frac{4,78 \cdot q'_0}{(F+1)^{0,53}}. \quad (8)$$

Проверочные расчеты на данных 43 объектов показали, что точность методики составляет $\pm 23,9\%$, что в общем соответствует точности исходной информации ($\pm 23,3\%$).

Выводы

Алжир относится к странам с недостаточной обеспеченностью водными ресурсами, и поэтому вопросы оценки и расчета водного потенциала его рек являются весьма актуальными.

Исходная информация по максимальному стоку рек рассматриваемой территории весьма ограничена и не может быть существенным образом увеличена.

Для определения расчетных характеристик максимального стока паводков на уездах Алжира предлагается формула редукционного типа, полученная непосредственно из модели русловых изохрон.

Точность предлагаемой методики находится на уровне точности исходной информации и, следовательно, ее можно рекомендовать в качестве региональной для уэдов севера Алжира.

Литература

1. Гопченко Е. Д., Овчарук В. А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. — Одесса: ТЭС, 2002. — 110 с.
2. Гопченко Е. Д., Ладжель М., Овчарук В. А. Расчет максимального стока паводков на уездах Алжира с использованием формулы предельной интенсивности // Украинский гідрометеоролог. журнал. Екологія. — 2008. — № 3 — С. 178–188.
3. Гопченко Е. Д., Ладжель М., Овчарук В. А. Максимальный сток паводков на уездах северной части Алжира // Вісник Одеського державного екологічного університету. — 2007. — Вип. 4. — С. 287–296.
4. Горнунг М. Б. Алжирия. Физико-географическая характеристика. — Москва: Географгиз., 1958. — 288 с.
5. Ладжель М., Гопченко Е. Д., Овчарук В. А. О расчете продолжительности притока воды со склонов в период дождевых паводков на уездах Севера Алжира // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. — Одеса: Екологія, 2008. — Вип. 50. ч. 2. — С. 84–92.
6. План дійствий «Групи Восьми» по водним ресурсам (2003). (Франція, 2 июня 2003 г.). Бюллетень «Использование и охрана природных ресурсов в России», НИИ-Природа. Спецвыпуск, № 9–10. — М., с. 145–147.
7. Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик. — Л.: Гидрометеопиздат, 1984. — 448 с.
8. СП 33–101–2003. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. — Москва: Госстрой России, 2003. — 74 с.
9. *Groundwater Resources of the World and Their Use* // Editors: Igor S. Zektser & Lorne G. Everette: UNESCO, 2004. — 346 p.
10. *United Nation Environment Program for Africa: 2025* (<http://www.allafrica.com/specials/water>)

¹Гопченко Є. Д., ¹Овчарук В. А., ²Ладжель Махмуд

¹кафедра гідрології,

Одеський гос. екол. університет

вул. Львівська, 15, Одеса-16, 65016, Україна

²кафедра природничих наук,

університет Сетиф, Алжир

РОЗРАХУНКОВІ ХАРАКТЕРИСТИКИ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ ПАВОДКІВ НА РІЧКАХ ПІВНОЧІ АЛЖИРУ

Резюме

Проведено статистичний аналіз вихідної інформації по максимальному стоку паводків на уеддах півночі Алжиру і обґрунтовано розрахункові характеристики регіональної формули максимального стоку.

Ключові слова: гідрологія, стік, повінь, аналіз, редукційні формули, уедди Алжиру.

Gopchenko E. D., Ovcharuk V. A., Ladzhel' Makhmud

State Hydromet. Institute of Odessa,

Hydrology Department,

Lvovskaya St. 2, Odessa-16, 65016, Ukraine

CALCULATION DESCRIPTIONS OF MAXIMAL RUNOFF OF FLOODS ON THE RIVERS OF NORTH OF ALGERIA

Summary

The statistical analysis of initial information is conducted on the maximal runoff of floods on wed of north of Algeria and calculation descriptions of regional formula of maximal runoff are grounded.

Key words: hydrology, runoff, flood, analyses, reduction formulas, wedds of Algeria.

¹С. В. Мельник, канд. техн. наук, доцент

²Н. С. Лобода, доктор геогр. наук, професор

¹кафедри прикладної екології і гідрогазодинаміки

Одеського національного політехнічного університету,
просп. Шевченка, 1, Одеса-44, 65044, Україна

²завідувач кафедри гідроекології і водних досліджень

Одеського державного екологічного університету,
вул. Львівська, 15, Одеса-16, 65016, Україна

ДИНАМІКА СТОКУ НАНОСІВ ВЕРХНЬОЇ ЧАСТИНИ ДНІСТРА

У коливаннях стоку річних наносів у створі р. Дністер — м. Самбір виділяється період (1969–1984 рр.), коли порушується однорідність ряду спостережень та характер зв'язків між стоком твердих наносів й стоком води. Причинами можуть бути підвищені антропогенні тиски у цей період та зміни характеру формування стоку. Дослідження динаміки річного стоку показали, що в характері формування стоку твердих наносів відбулися зміни, пов'язані із змінами водності і живлення річки через зростання підземної складової стоку.

Ключеві слова: стік наносів, річка Дністер, підземне живлення річок, зміни клімату.

Вступ

Актуальність роботи міститься в необхідності дослідження впливу змін водного режиму, обумовлених як кліматичними умовами, так і водогосподарською діяльністю, на режим наносів з використанням даних попередніх років та останнього десятиріччя, яке відповідає початку 21-го сторіччя.

Стан проблеми. Перші дані по середній багаторічній мутності річок Європейської території СРСР були опубліковані у 1941 р. Г. В. Лопатиним. Пізніше вони були доповнені та оновлені Г. І. Шамовим. Ці роботи хоча й узагальнювали колосальний фактичний матеріал, але не могли бути використаними для регіональних цілей. Протягом накопичення даних почали з'являтися роботи, в яких проводився більш детальний аналіз стоку наносів річок України. Таким прикладом можуть бути роботи Н. І. Дрозда й З. О. Горещької, які виконані в 60-ті роки минулого сторіччя [3, 4]. Детальним розрахункам пересічномісячного й пересічного багаторічного стоку наносів річок Українських Карпат, залежно від впливу різноманітних гідрологічних факторів, присвячені роботи С. М. Кочубея [6]. За участю В. І. Вишневського виконаний великий обсяг робіт по розрахунках та обліку стоку наносів. Карта мутності річок України з урахуванням певних змін наведена в роботі [2]. В роботі І. П. Ковальчука, А. Б. Михновича [5] звертається увага на наявність тенденцій до різкого зростання стоку наносів карпатських річок у 1963–1970 рр. та 1976–1985 рр., яка пояснюється впливом гірничотехнічної, лісозаготівельної, землеробської та інших видів

господарської діяльності, змінами водності. У період економічної кризи, пов'язаної із занепадом СРСР та формуванням нової структури господарства незалежної України, антропогенний тиск на басейни річок, на думку вказаних авторів, зменшився, а зростання стоку води й наносів призупинилося. Проте з другої половини 90-х років минулого сторіччя знов спостерігається інтенсивне збільшення стоку води і наносів. Воно, за даними [10], пов'язане зі збільшенням інтенсивності розвитку господарства, часто має неконтрольований характер та недостатнє наукове обґрунтування.

Дані сучасного моніторингу верхнього Дністра висвічуються у роботах О. В. Пилипович [10, 11], де відмічається, що амплітуда коливання модулів стоку завислих наносів та витрат води за період 1948–2004 рр. для басейнів річок гірської частини сточища Дністра є досить великою. Такі зміни розглядаються як результат впливу багатьох чинників, виявлених при аналізі багаторічної динаміки стоку наносів, води та кількості опадів в пункті спостереження м. Самбір. За результатами цього аналізу виявлено, що максимальні показники стоку наносів (740–640 т/км² за рік) припадають на 1968–1970 рр. і перевищують пересічний багаторічний показник (166 т/км² за рік) в чотири з половиною рази. Крім цього, максимальні показники стоку завислих наносів в часі не корелюються з максимальними показниками витрат води та показниками кількості опадів, що, на думку О. В. Пилипович, може свідчити про вплив інших чинників, зокрема, вирубування лісів, які інтенсивно проводились в даному регіоні в кінці 60-х — середині 70-х років минулого століття.

Мотивом для написання даної роботи послужила публікація у 2006 р. статті І. П. Ковальчука, А. Б. Михновича [5]. В цій роботі надається глибокий та багатогранний аналіз динаміки стоку річок зазначеного регіону, його розподілу по сезонах. Аналізуються причини та екологічні наслідки багаторічних змін стоку у басейні верхнього Дністра. Серед інших гідрологічних наслідків наводиться і аналізується кумулятивна крива залежності модуля стоку наносів від витрат води з 1950 р. до 1990 р. Автори даної роботи визнали доцільним продовження досліджень [2, 3, 4, 5] з метою подальшого вивчення наносів Дністра при поповненні рядів спостережень.

Метою даної роботи є аналіз динаміки стоку води та наносів Верхнього Дністра за 1950–2008 рр. та виявлення закономірностей їх змін на початку 21-го сторіччя. Об'єктом дослідження є верхня частина водозбору р. Дністер. Дністер бере початок на висоті 760 м с гори Розлуч. Станом на 2007 р. в басейні Дністра існує 25 постів, на яких ведуться спостереження за стоком води та наносів. В межах досліджуваної території існує два таких поста. Перший пост є с. Стрілки, яке розташоване на висоті 395 м над рівнем моря, площа водозбору становить 384 км², а середня висота — 620 м. Другий пост є в м. Самбір, що знаходиться на висоті 300 м в 39 км нижче від першого за течією. Площа водозбору тут становить 850 км², а пересічна висота 570 м. Між цими постами в Дністер впадають три річки: Лінінка, Яблонька, Кшелянка (рис. 1). Регулярні спостереження за твердим стоком здійснюються на створі г/п Самбір з 1950 р., а у створі г/п Стрілки — з 1964 р. Розрахунки виконувалися за стандартом [6, 12, 13].

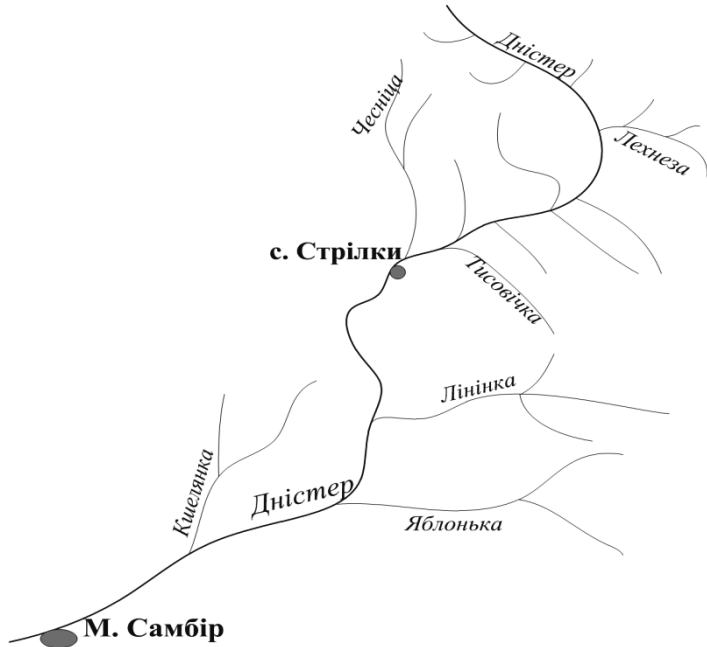


Рис.1. Схема досліджуваної ділянки р. Дністер

Отримані результати та їх аналіз

Аналіз різницевих інтегральних кривих річних опадів (метеостанція «Львів») та річного стоку (р. Дністер — г/п Самбір) дозволив установити, що коливання цих гідрометеорологічних характеристик відбуваються майже синхронно. Позитивна фаза у коливаннях річних величин опадів та стоку почалася з 1964 р. і закінчилася на початку 80-х років. Наступна негативна фаза продовжувалася до середини 90-х, після чого знов відбувся перехід до позитивної фази (рис. 2). Коливання річних наносів у створі р. Дністер — г/п Самбір із деяким запізненням проходять у відповідності із коливаннями водності. Однак позитивна фаза коливань водності другої половини 90-х слабо виражена (рис. 3). Негативна фаза у коливаннях стоку наносів триває до 1968 р., позитивна фаза — до 1985 р., після чого знов спостерігається негативна фаза, на фоні якої відбулося «збурення» у 1997–2001 рр. Тобто починаючи з середини 80-х років характер коливань стоку наносів отримує нові риси, які вказують на зміни в зв'язку стоку наносів з водним стоком. Якщо розглянути різницеву інтегральну криву максимального стоку, то можна визначити перехід до позитивної фази коливань у середині 90-х (рис. 4), який мало позначився на коливаннях стоку наносів.

Аналіз кумулятивних кривих (рис. 5 та 6) також дозволив виявити лише дві характерні точки (1968 р. та 1983–1984 рр.). Для оцінки статистичної однорідності ряд стоку наносів був розбитий на три частини:



Рис. 2. Різницева інтегральна крива середньорічних витрат р. Дністер (м. Самбір) та кількості опадів на метеостанціях м.

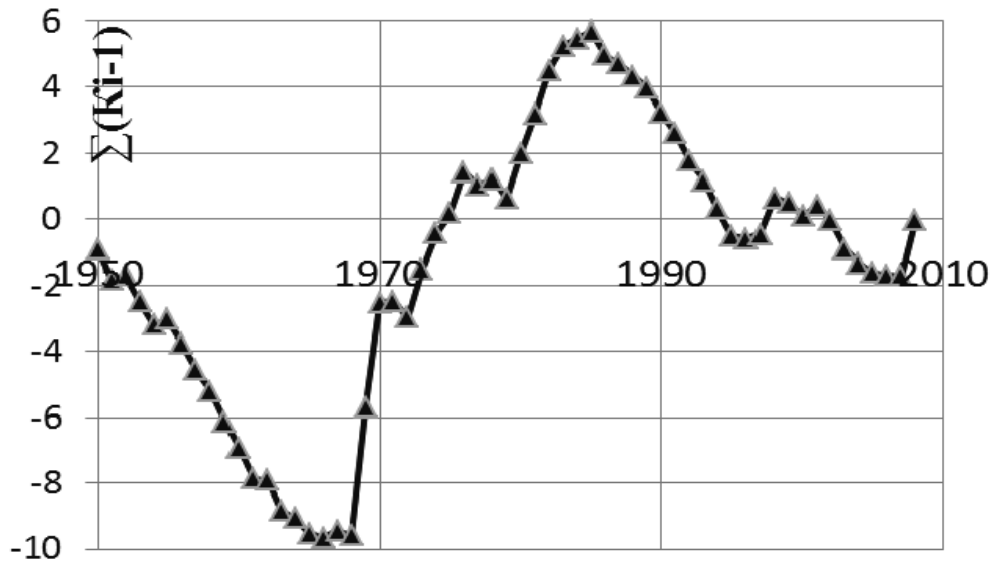


Рис. 3. Різницева інтегральна крива стоку наносів р. Дністер — м. Самбір

відповідно періодам змін кута нахилу відрізків на кумулятивних кривих [12, 13]. Статистична однорідність вибірок визначалася на основі непараметричних критеріїв Вілкоксона. Розрахунки інверсійних та рангових критеріїв дають схожі результати і свідчать, що перша та третя вибірка належать до однієї генеральної сукупності на рівні значущості 0,05. При порівнянні першої та третьої вибірок число інверсій дорівнює 158 та

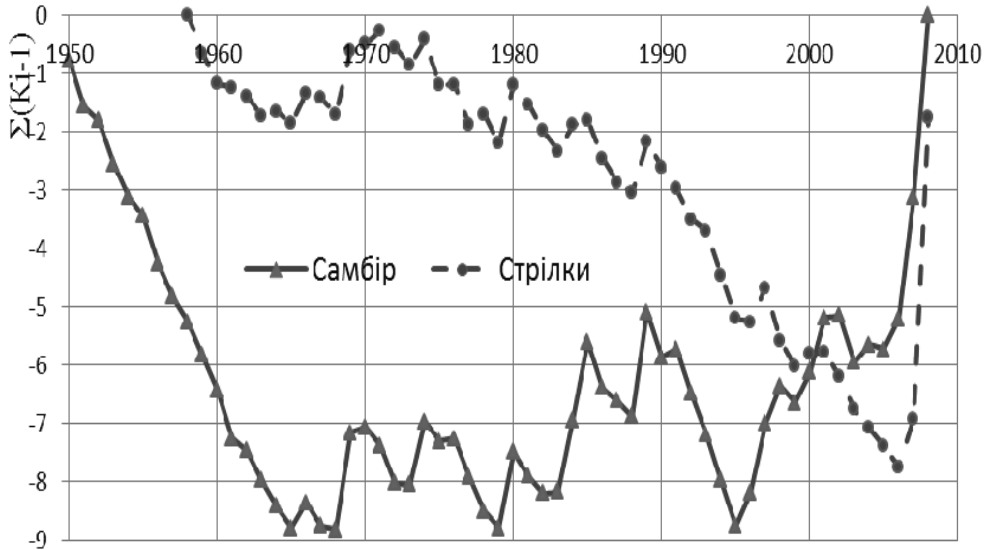


Рис. 4. Різницеві інтегральні криві максимальних за рік витрат р. Дністер на гідропостах с. Стрілки і м. Самбір

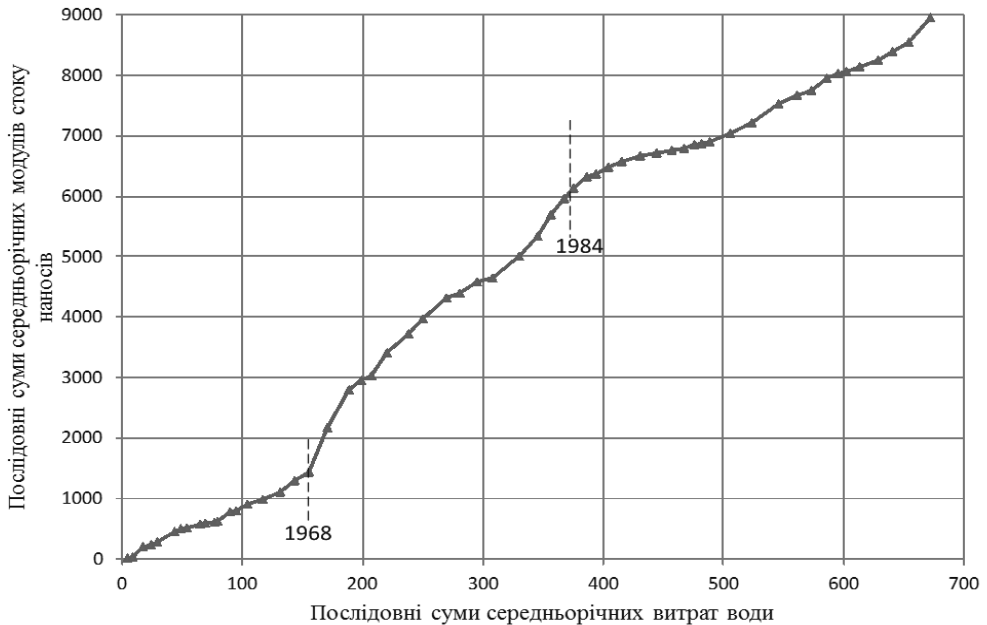


Рис. 5. Кумулятивна крива залежності середньорічних модулів стоку наносів ($t/км^2$) і витрат води ($м^3/с$) р. Дністер (м. Самбір)

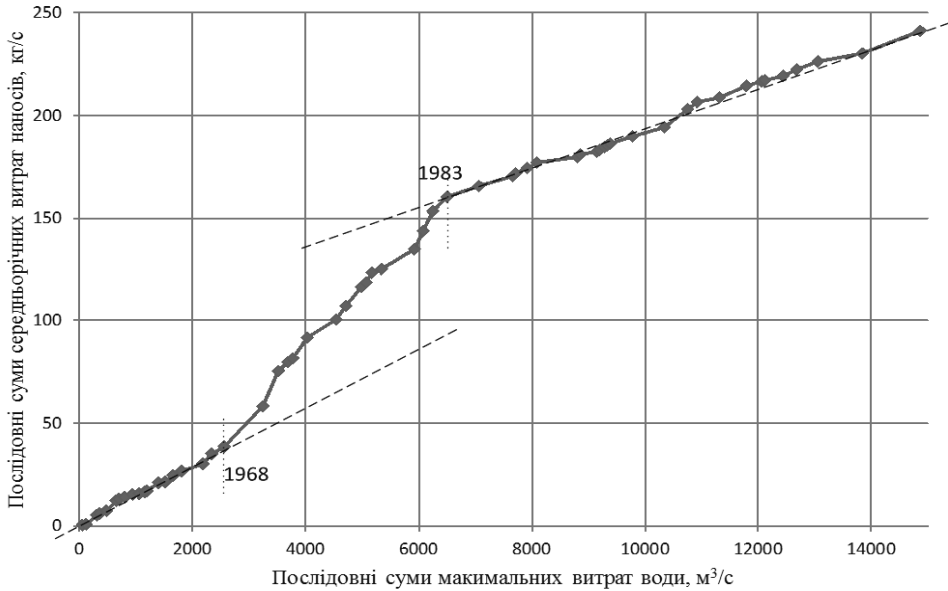


Рис. 6. Кумулятивна крива залежності середньорічних витрат наносів і максимальних витрат води р. Дністер на г/п Самбір

298, тоді як границями критичної області є 146 і 310. З цього випливає, що формування стоку наносів у період 1969–1983 рр. відзначалося дією певного чинника, до якого, насамперед, багато авторів відносять антропогенний. Проте огляд верхньої частини басейну р. Дністер за допомогою сервісу Google Earth та співставлення сучасних зображень з відповідними картами та архівними даними показав, що населені пункти мало змінили свої контури, не виявлено великих промислових новобудов, нових водосховищ, систем водопостачання та змін площі лісів, які могли б вплинути на режим річки. З 1984 р. дія певного чинника зупиняється. Ряд стоку наносів відновляє свою однорідність відносно періоду 1950–1968 рр. Про це свідчать результати статистичного аналізу і графіки на рис. 5, 6. Тому основною причиною зміни кута нахилу на кумулятивній кривій, яка відмічалась в [5], можна вважати фазу підвищеної водності, яка відбувалась з 1969 р. до 1983 р.

Аналіз різницевих інтегральних кривих річного стоку у обох створах показав наявність різниці у характері коливань максимального стоку верхнього та нижнього створів (рис. 4), що можна пояснити різною генетичною природою формування стоку [1]. Водозбір р. Дністер до г/п Стрільки може розглядатися як малий, на якому значна частина талих або дощових вод втрачається на інфільтрацію у водоносні горизонти, чому сприяє значна площа вкриття лісами, яка досягає 40 %. Площа водозбору р. Дністер на г/п Самбір майже у три рази більша у порівнянні із водозбором р. Дністер на г/п Стрільки, і хоча залісеність на цьому водозборі становить 51 %, але внесок підземного живлення у формування стоку зростає.

Ряд авторів у своїх дослідженнях звернули увагу на зростання підземного живлення річок України у останні два десятиріччя. Ця обставина пояснюється зростанням температур повітря у зимовий сезон, зменшенням глибини промерзання ґрунтів, збільшенням кількості відлиг, що сприяє інтенсивній фільтрації талих та дощових вод у водоносні горизонти.

Аналіз розподілу стоку по місяцях за різні розрахункові періоди дозволив установити, що збільшення підземного стоку сприяє вирівнюванню розподілу стоку, при якому зростає внесок зимових (лютий) та осінніх місяців у формування стоку (рис. 7).

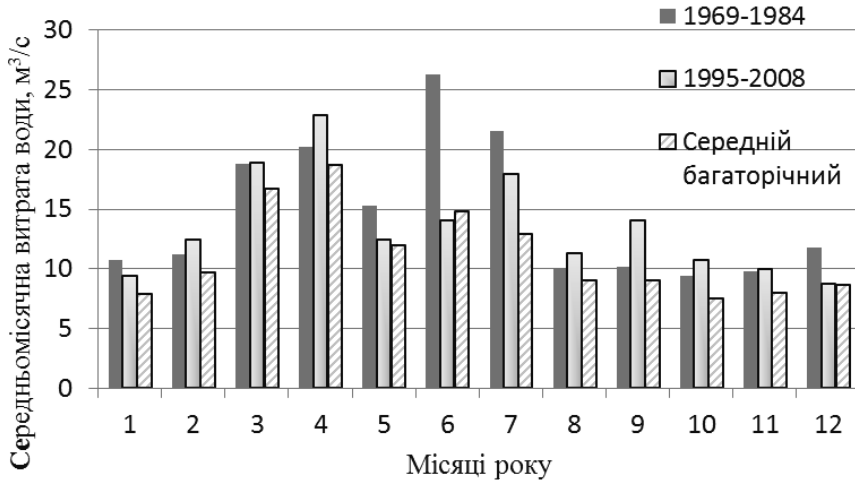


Рис. 7. Сезонний розподіл стоку у багатоводні періоди і середній багаторічний р. Дністер — м. Самбір

Саме зростанням підземного живлення у формуванні річного стоку верхньої частини р. Дністер можна пояснити зменшення стоку наносів, починаючи від середини 80-х років минулого сторіччя. Дані про зростання підземного стоку в басейні Дністра вже згадувалися в роботах В. І. Вишневецького, І. П. Ковальчука і в попередніх роботах авторів [9]. В досліджуваному регіоні за період 1995–2008 рр., порівняно з 1950–1968 рр., підземний стік виріс у 6 разів. Порівняно з багатоводним періодом 1969–1983 рр., підземний стік виріс в 1,6 рази, тоді як загальний стік майже не змінився (пересічні показники за 1969–1983 рр. — 13,7 м³/с і за 1995–2008 рр. — 13,5 м³/с). Особливо інтенсивне підвищення підземного стоку відбувалося на всіх річках регіону у період 1995–1999 рр. Це одна з основних причин зменшення стоку наносів при зростанні загальної водності у 1984–2008 рр.

За весь період спостережень тіснота зв'язку стоку наносів вище з максимальним стоком, аніж із пересічнорічним. Особливо це стосується фази підвищеної водності. Для залежності стоку наносів від максимального стоку доцільно виділити період підвищеного стоку наносів (1969–1983 рр.) в окрему функцію (пунктирна крива, рис. 8).

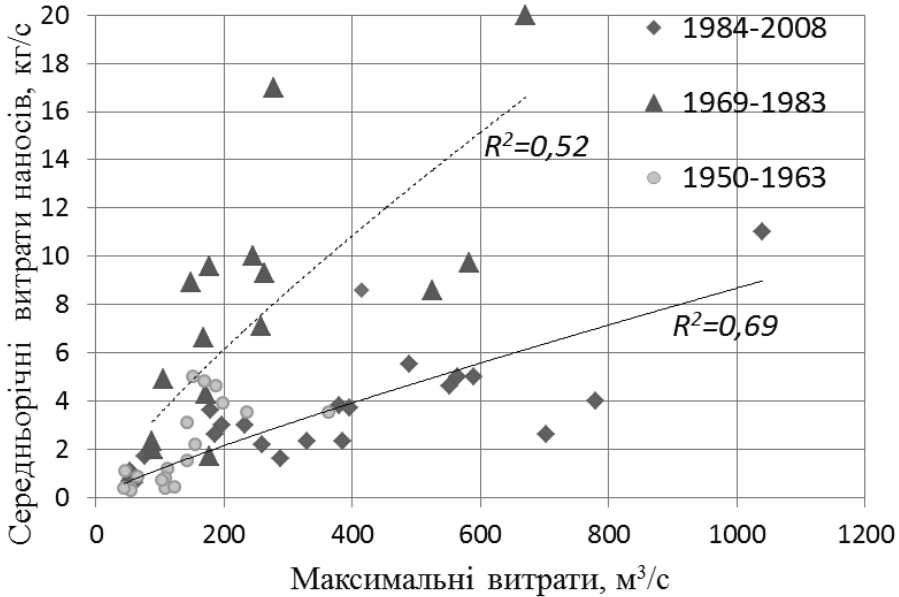


Рис. 8. Залежність стоку наносів від максимальних витрат р. Дністер — м. Самбір для різних періодів

Висновок

У коливаннях стоку річних наносів у створі р. Дністер на г/п Самбір виділяється період (1969–1984 рр.), коли порушується однорідність ряду спостережень та характер зв'язків між стоком твердих наносів й стоком води. Причинами можуть бути підвищені антропогенні навантаження у цей період та зміни характеру формування стоку.

Дослідження динаміки річного стоку води та твердих наносів, виконані для верхньої частини р. Дністер, показали, що в характері формування стоку твердих наносів відбулися зміни, пов'язані із фазами водності і змінами живлення річки. У загальному випадку стік наносів зростає із підвищенням водності і має тісний зв'язок із максимальним стоком.

В останні десятиріччя через зростання підземної складової стоку характер залежності змінився. Інтенсивність зростання твердого стоку при зростанні водності стала менш вираженою. У подальших дослідженнях рекомендується виконувати відокремлення підземної і поверхневої складових річного стоку.

Література

1. Бефани А. Н., Мельничук О. П. Расчет нормы стока временных водотоков и горных Украинских Карпат // Труды УкрНИГМИ. 1967. — вып. 69. — С. 105–131.
2. Вишневецький В. І. Про раціоналізацію спостережень за стоком річкових наносів // Наук. праці Укр. НДГМІ / Під ред. В. І Вишневецького і О. В. Войцеховича. Вип. 248. — К.: Укр. НДГМІ, 2000. — С. 123–137.

3. Дрозд Н. І., Горещька З. О. Стік завислих наносів річок УРСР. Вісті Інст-ту гідрології і гідротехніки АН УРСР, т. 20. Київ, 1966, с. 82–91.
4. Дрозд Н. І. Карта средней мутности вод рек УССР // Труды УкрНИГМИ. Вып. 60. Л.: Гидрометеоздат, 1968. С. 54–61.
5. Ковальчук І. П., Михнович А. В. Режим функціонування річкових систем верхньої частини сточища Дністра // Укр. геогр. журн. 2006. № 2. С. 9–17.
6. Кочубей С. Г. Исследование формирования твердого стока рек Украинских Карпат // Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. К., 1971. 20 с.
7. Мельник С. В. Сток взвешенных наносов на Карпатских притоках Днестра // Вісник Одеського державного екологічного університету. 2006. Вип. 2. С. 192–199.
8. Мельник С. В. Стік завислих наносів р. Дністер // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2006. Т. 11. С. 207–212.
9. Мельник С. В., Лобода Н. С. Динаміка водного режиму і стоку наносів річок Подолії // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2009. Т. 17. С. 55–62.
10. Пилипович О. Моніторингові дослідження стоку завислих наносів у басейнових системах верхньої частини сточища Дністра // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету. Серія: Географія. Тернопіль. № 1. 2005. С. 42–48.
11. Пилипович О. В. Еколого-геоморфологічний моніторинг басейнових систем верхнього Дністра: Автореф. дис. ... канд. географ. наук. Львів, 2007. 25 с.
12. Рекомендации по статистическим методам анализа однородности пространственно-временных колебаний речного стока. Л.: Гидрометеоздат, 1984. 78 с.
13. СП 33–101–2003 Определение основных расчетных гидрологических характеристик.

С. В. Мельник

кафедра прикладной экологии
и гидрогазодинамики Одесского нац. политехн. университета,
просп. Шевченко, 1, Одеса-44, 65044, Украина

Н. С. Лобода

кафедра гидроэкологии и водных исследований
Одесского государственного экологического университета,
ул. Львовская, 15, Одесса-16, 65016, Украина

ДИНАМИКА СТОКА НАНОСОВ В ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ДНЕСТРА

Резюме

В колебаниях стока годовых наносов в створе р. Днестр — г. Самбор выделяется период (1969–1984 гг.), когда нарушается однородность ряда наблюдений и характер связей между стоком твердых наносов и стоком воды. Причинами могут быть повышенные антропогенные нагрузки в этот период и изменения характера формирования стока. Исследование динамики годового стока показали, что в характере формирования стока твердых наносов состоялись изменения, связанные с изменениями водности и питанием реки за счет роста подземной составляющей стока.

Ключевые слова: сток наносов, река Днестр, подземное питание рек, изменения климата.

S. Melnyk

National Polytechnic University of Odessa,
Shevchenko av., 1, Odessa-44, 65044, Ukraine

N. Loboda

Odessa State Environmental University,
Lvovskaya St., 15, Odessa-16, 65016, Ukraine

**DYNAMICS OF THE SEDIMENT YIELDS IN THE UPPER PART
OF DNESTR**

Summary

In fluctuation of annual sediment yields in a river Dnestr (c. Sambor) choose the period (1969–1984) when uniformity of some observation and character of connections between a sediment yields and a water flow is broken. Research of dynamics of an annual flow have shown that the changes connected with variation of hydraulicity and a feeding of the river at the expense of growth by underground component of a runoff.

Key words: a sediment yields, Dnestr, ground water inflow, climate fluctuations.

УДК 546.16:556.5(477.51)

В. І. Тригуб, канд. геогр. наук, доц.,

Я. І. Ігнат, студ.

Одеський національний університет імені І. І. Мечникова
кафедра ґрунтознавства і географії ґрунтів,
вул. Дворянська, 2, м. Одеса, 65026, Україна

ФТОР У ПРИРОДНИХ ТА СТИЧНИХ ВОДАХ ПІВДЕННОГО ЗАХОДУ УКРАЇНИ

Аналізуються географічні особливості вмісту фтору в поверхневих і підземних водах південного заходу України. Вміст фтору в природних водах досліджуваної території зумовлений її географічним положенням і впливом Чорного моря, геоморфологічними особливостями, а також господарською діяльністю людини, зокрема скиданням забруднених стічних вод.

Ключові слова: фтор, природні води, стічні води, забруднення.

Вступ

Водні ресурси є національним надбанням будь якої країни, а рівень кількісного і якісного їх використання — показником як економічного її розвитку, так і здоров'я населення.

Сьогодні фтор — один із найпоширеніших забруднювачів у повітрі, ґрунті, природних водах, продуктах харчування. Він також належить до активних атмосферних і водних мігрантів. Фтор відіграє велику роль і у біохімічних процесах. Нестача його, як і надлишок, у продуктах харчування та питній воді викликає тяжкі захворювання. Тому для нормальної життєдіяльності він необхідний у строго лімітованих кількостях. У досліджуваних нами ландшафтах акумуляція фтору пов'язана з геоморфологічним розташуванням території в південній частині Причорноморської низовини, де відбувається розвантаження підземних і стік поверхневих вод, що формуються на Українському кристалічному щиті та Подільській височині. Тому для умов півдня України є актуальною розробка кількісної оцінки надходження фтору в ландшафти цієї території з атмосферними опадами і перерозподіл його в складі ґрунтів, ґрунтових і підземних вод.

Об'єктами досліджень були підземні, ґрунтові, поверхневі та стічні води регіону.

Підземні, ґрунтові та поверхневі води аналізували загально визнаними методами за стандартними методиками. Усі дослідження виконували потенціометричним методом із застосуванням фтор-селективного електрода марки ЭФ-IV.

Результати досліджень

Якість води є важливою умовою стабільності в регіоні. Вивчення хімічного складу природних вод має важливе значення для наукових досліджень і практичних потреб, оскільки дає змогу раціонально використовувати водні об'єкти та забезпечити їхню охорону від забруднення.

Незважаючи на те, що гідрохімічні спостереження на водних об'єктах нашої держави проводяться достатньо довгий час і нагромаджено великий фактичний матеріал, фтор в природних водах України вивчено доволі слабо. Наявні дані характеризують тільки епізодичний вміст цього мікроелементу в тому чи іншому водному об'єкті.

Систематичні дослідження даного мікроелементу в природних водах південного заходу Причорномор'я також не проводилися, тому прослідкувати багаторічну динаміку його вмісту не має можливості. Ймовірно, однією з причин недостатнього вивчення фтору були складності методичного характеру, тому що були відсутні швидкі, чуттєві і достатньо прості методи їх визначення. В даній статті на основі літературних даних та власних досліджень проведено аналіз вмісту фтор-іону в природних та стічних водах південного заходу України.

Хімічний склад ґрунтових вод досліджуваної території строкатий, їхня мінералізація коливається від 1 до 20 г/л. У складі солей — хлориди і сульфати натрію. Підйом рівня ґрунтових вод у межах вододільних плато спричинив збільшення обводнення лесової товщі та поступове зниження мінералізації ґрунтових вод до 1–15 г/л з перевагою значень 2–3 (5) г/л. З наближенням до заплави Дунаю й узбережжя Чорного моря рівень ґрунтових вод поступово підіймається до поверхні — у природних умовах від 15–25 м на межі з корінним плато до 2–3(5) м на гіпсометрично найнижчих рівнях. Води хлоридно-сульфатного і сульфатного складу, строкатої мінералізації — від 3–5 г/л до 10–15 г/л, а на ділянках безпосереднього розвантаження іноді до 20–30 (50) г/л [5].

Вміст фтору в підземних і ґрунтово-підґрунтових водах

Мінералізація, хімічний склад та, зокрема, вміст фтору в підземних і ґрунтово-підґрунтових водах досліджуваної території формується, головню, транзитом вод з Українського кристалічного щита і Подільської височини. У табл. 1 наведено результати вивчення вмісту фтору в підземних і ґрунтово-підґрунтових водах. Вміст фтору в водах сарматського горизонту (глибина залягання яких понад 140 м) коливається в межах 0,21–2,19 мг/л, а в водах свердловини, закладеної на межиріччі Куяльник–Хаджибей у районі с. Алгестове — 0,21–2,28 мг/л. Важливе значення на формування геохімії фтору ґрунтів має його вміст у водах водоносних горизонтів лесової формації півдня України.

З таблиці 1 видно, в першому від поверхні водоносному горизонті, який приурочений до бузького ярусу лесу, що залягає на глибині від 3–4 до 7–10 м, вміст фтору є в межах 0,16–0,76 мг/л, а у водах другого водо-

носного горизонту, який залягає на глибині 11–14 м і приурочений до дніпровського горизонту лесу, — 0,22–0,31 мг/л.

Таблиця 1

Вміст фтору в підземних і ґрунтових водах [8]

Місце відбору	Глибина відбору, м	Вміст фтору, мг/л
Підземні води		
Межиріччя Куяльник — Хаджибей	140–145	0,29–2,28
Великий Куяльник — Середній Куяльник	103–140	0,61–1,24
Середній Куяльник — Кучурган	125–130	0,51–1,14
Середній Куяльник — Барабой	130–135	0,30–1,1
Хаджибейський лиман — Барабой	140–145	0,22–1,14
Барабой — Дністер	145–160	0,21–1,14
Дністер — Алкалія	140–150	0,65–0,99
Когильник — Нерушай	160	2,19
Ґрунтові води		
Межиріччя Хаджидер — Сарата	5–15	0,16–0,76
	15–31	0,80–1,67
Дракуля — оз. Китай	5–15	0,16–0,48
	15–28	0,69–1,60
Когильник — Нерушай	26	2,09
ГДК	–	1,50

У водоносному горизонті тилігульського ярусу лесу, який залягає на глибині 18–20 м, вміст фтору порівняно підвищений і є в межах 0,21–0,80 мг/л. Найвищі показники вмісту фтору у четвертому і п'ятому водоносних горизонтах, які приурочені до нижньочетвертинних і верхньоцлюценових відкладів, — 0,6–2,09 мг/л [8].

Отже, води лесової формації досліджуваної території мають підвищені концентрації фтору, які в деяких випадках перевищують граничнодопустимі концентрації (ГДК).

Фтор в у природних поверхневих водах

Головними джерелами для промислового виробництва, комунального і сільського господарства досліджуваної території є води рік Дунаю, Дністра, малих річок та лиманів.

Так, річка Дністер — єдине джерело водопостачання центральної частини Одеської області, у якій розташовані міста Одеса, Іллічівськ, Южне, Б-Дністровський. На цій території мешкає понад 50 відсотків населення області і зосереджено 80 відсотків промислового та транспортного потенціалу. Під впливом постійно зростаючого техногенного навантаження на територію басейну Дністра суттєво змінились його гідрологічний та гідрохімічний режими. Територія, якою протікає Дністер та розташований його водозабірний басейн, густо населена, має розвинену промисловість і сільське господарство, які також негативно впливають на показники хімічного та бактеріологічного стану води. Забруднення водних ресурсів басейну та прилеглих територій набуло критичного характеру.

На сьогодні загальна мінералізація річкової води коливається в межах 350–840 мг/дм³ з середніми значеннями близько 500 мг/л, жорсткість — від 3,7 до 7,0 мг-екв./дм³, зважені речовини в середньому — 20–30 мг/дм³, але в період паводку можуть досягати 120 мг/дм³. Вміст фторидів в дністровській воді незначний — менше 0,5 мг/л [3, 7]. Але нерегульоване використання річки в господарських цілях, особливо як приймач стічних вод, а також надходження зливів з сільськогосподарських площ, призводить до зростання окислення річкової води і забруднення нафтопродуктами, фенолами, формальдегідами, фторидами. Результати спостереження останніх років дозволяють підтвердити загальну, за останні роки, тенденцію зниження рівня забруднення води річки. Це поліпшення обумовлене зменшенням об'єму скидань промислових стічних вод з території Молдови і Західної України в результаті економічних змін і припиненням масового надходження в річку токсичних речовин, відновленням та самоочищенням водоймищ.

Формування гідрохімічних умов дельти Дунаю визначається динамікою водного стоку, метеорологічними умовами, кількістю і якістю атмосферних опадів, а також життєдіяльністю водних організмів. Важливе значення має і антропогенний вплив. Розвиток в басейні Дунаю промисловості, сільського і комунального господарства створюють значну кількість стоків, викид яких відбувається постійно. Важливу роль в формуванні гідрохімічного режиму відіграє зарегулювання стоку, пов'язане з будівництвом берегоукріплюючих споруд, водосховищ.

Кількісні і якісні зміни в стоках Дунаю відобразилися і на гідрохімічному режимі ділянки постійної взаємодії річних і морських вод. Трансформація річкової води починається безпосередньо в рукавах дельти під час уповільнення течії. Тут відбувається осадження суспензії, яка абсорбувалась з розчинних речовин.

До речовин, які здатні до активної абсорбції, можна віднести сполуки фосфору і кремнію, а також деякі мінеральні сполуки азоту і органічні речовини. Таким чином, уже в дельті відбувається очищення від різних хімічних сполук. Для дельтової частини Дунаю характерна коагуляція як органічних так і неорганічних компонентів і перехід їх в донні відкладення в результаті процесів седиментації.

Дунайські води є низькомінералізовані. Сума легкорозчинних солей у різні роки є в межах 0,27–0,50 г/л і в середньому становить 0,42 г/л. Для дунайських вод характерно різке зменшення концентрації органічного фосфору (0,025–0,129 мг/л), фосфатів (0,024–0,084 мг/л), кремнію (0,076–0,962 мг/л) [5]. Вміст фтору, за літературними джерелами, коливається від 0,20 до 0,59 мг/л. На основі аналізу річкової води, який був проведений в 2008 році, можна зробити висновок, що концентрація фтору збільшилася. Збільшення кількості фтору можна пояснити декількома факторами: в результаті зміни гідрохімічного режиму річки Дунай відбулися процеси, які призвели до розчинення мінералів, що в своєму складі містять сполуки фтору; антропогенна діяльність призвела до збільшення викидів стоків промислових підприємств в річні води, в склад яких входить безліч важких металів, в тому числі і фтор-іон.

Вміст фтору в поверхневих водах південного заходу Причорномор'я представлений в таблиці 2.

Таблиця 2

Вміст фтору в поверхневих водах південного заходу Причорномор'я

Назва річок, місця відбору	Вміст фтору, мг/г	Назва річок, місця відбору	Вміст фтору, мг/г
Дунай	0,20–0,59	Фонтанка	0,73
Рені	1,04	Когильник	0,34–1,22
Вилково	0,60		
Дністер	0,15–0,27	оз. Китай	0,37–0,56
Великий Ялпуг	0,45	оз. Сасик	0,34–0,60
Сарата	0,40–0,70	оз. Ялпуг	0,48–0,61

У водах малих річок Задністров'я вміст фтору має порівняно високі значення, зокрема, води р. Когильник до 1,22 мг/л, Фонтанки — до 0,73 мг/л, які наближаються до гранично допустимих значень. Вміст фтору у водах озер — лиманів коливається в межах 0,34–0,61 мг/л. Підвищення фтору у водах оз. Сасик відбувається внаслідок виклинювання біля берегів підземних вод понтичного горизонту у вигляді так званих «грифонів», вміст фтору в яких, за літературними даними, становить 0,7–0,8 мг/л, в окремі періоди досягаючи 1,5 мг/л і більше [7].

Вміст фтору в стічних водах міста Одеса

В результаті інтенсивного використання водних ресурсів не тільки змінюється кількість води, але і відбувається зміна складових водного балансу, гідрологічний режим водних об'єктів і якість води. Особливістю використання води в промисловості те, що більша її частина після використання в процесі виробництва повертається в річки і озера у вигляді стічних вод. Води, які відводяться після використання в побутовій і виробничій діяльності, називають стічними. По природі забруднення стічні води поділяються на мінеральні, органічні, бактеріологічні і біологічні. Основними забруднюючими речовинами в стічних водах є нафта, феноли, фториди, комплексні хімічні сполуки. Критерієм шкідливості стічних вод вважають характер і ступінь обмеження водокористування. Розроблені нормативні показники гранично-допустимих концентрацій (ГДК) в стічних водах встановлюється у законодавчому порядку або рекомендуються компетентними установами (табл. 3) [2, 4].

Таблиця 3

Гранично допустимі концентрації фтору в стічних водах [1]

Назва підприємств	Вміст фтору, мг/г
Господарсько-побутові	0,7
Культурно-побутові	0,75
Рибне господарство	0,01
СанПіН	1,5–0,7

Однією із значних причин забруднення водойм, яка призводить до погіршення якості природних і поверхневих вод та порушення нормальних умов гідробіотів, являються викиди господарсько-побутових і промислових стічних вод. Так, тільки протягом року підприємствами, організаціями та установами Одеської області відведено у поверхневі водойми 321 млн куб. м стічних вод, майже половину цього скинуто без очищення або очищено недостатньо. За останні роки збільшився скид недостатньо очищених стічних вод, зменшився скид нормативно очищених. Це обумовлено в першу чергу незадовільним станом каналізаційних очисних споруд та порушенням технологічного процесу очищення стічних вод.

Високого антропогенно-техногенного тиску зазнає і Чорне море, особливо його прибережне мілководдя та Одеська затока. Протягом останніх десятиріч у південно-західній частині Чорного моря, що прилягає до Одещини, значно зросло забруднення морської води сполуками азоту та фосфору. Основними джерелами забруднення Чорного моря в межах Одеської області є стік Дунаю та Дністра, які виносять до моря більш як 80 % забруднюючих речовин [6]. Ріки виносять до моря органічні та мінеральні речовини, пестициди, препарати побутової хімії, токсичні компоненти промислових та сільськогосподарських стічних вод, нафтопродуктів. Значний внесок у забруднення морського середовища припадає на стоки промислових підприємств, комунально-побутові, зливові й дощові з берегової прибережної зони та забруднення внаслідок судноплавства. Поверхневі стічні води на всьому узбережжі області стікають в море від населених пунктів практично без очистки. Протягом року з території Одеси в море потрапляє 27 млн м³ стічних вод, з Іллічівська — майже 5 млн м³. З ними в море попадає відповідно, понад 400 тис. т (в Одесі) та 7 тис. т (Іллічівськ) завислих речовин, майже 500 т нафтопродуктів.

90 % всіх стічних вод з усієї Одеської області сконцентровані в м. Одеса. Тому місто є найбільшим домінантом впливу на природні води Південного Заходу України.

За останні роки загальне річне скидання стічних вод з міста Одеса у водотоки складає 15,6 км³/рік, у тому числі комунальне господарство, якість води якого має свої особливості, — 3,8 км³/рік, з них без очищення — 0,11 км³/рік, недостатньо очищених — 1,25 км³/рік, нормативно чистих без очищення — 0,12 км³/рік, нормативно чистих після очищення — 2,32 км³/рік [5].

Господарсько-побутові стічні води досліджуваної території складають приблизно 20 % всього об'єму стоків, які потрапляють в поверхневі водойми. Вміст фтору в стічних водах різних підприємств міста коливається в широких межах (рис. 1).

Як видно із рисунка, вміст фтору в стічних водах таких підприємств, як «Медлабортехніка», «Горзелентрест», готель «Лондонський», «Аркадія», «Кедр», не перевищує гранично допустимі концентрації.

Підвищений вміст фтору протягом усіх трьох років спостерігався в таких підприємствах, як «Агрек» — від 0,51 до 0,67 мг/л, Аеропорт «Оде-

са» — від 0,46 до 0,81 мг/л, «Одеський коровай» — від 0,34 до 1,35 мг/л, де вміст фтору в окремих випадках перевищує гранично допустимі концентрації.

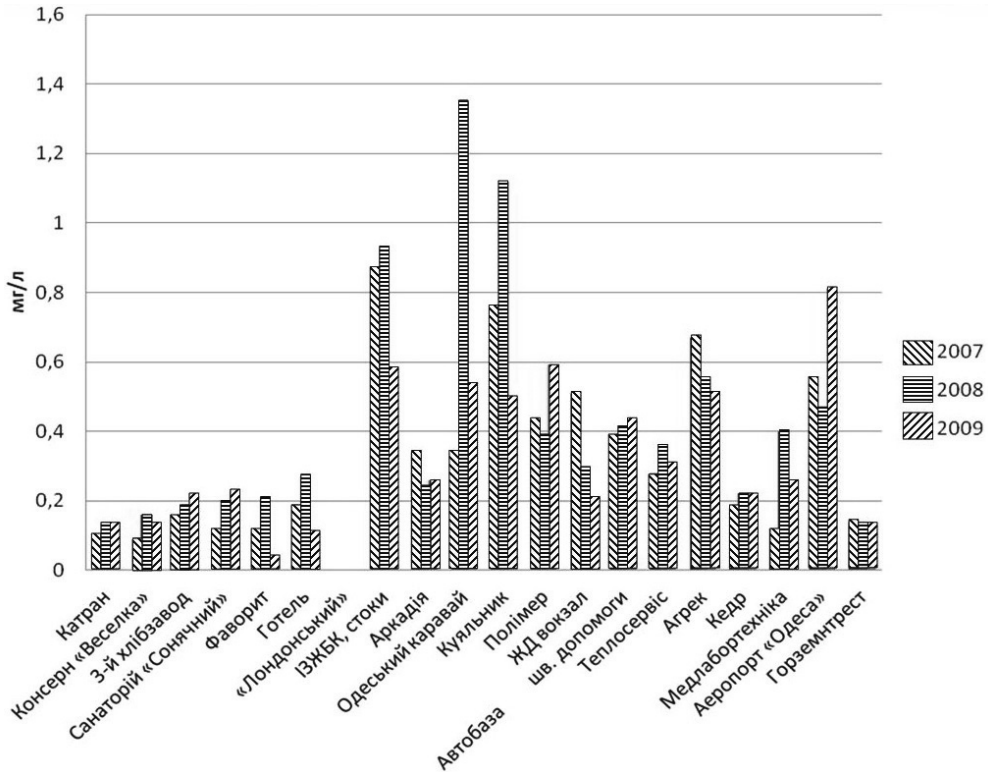


Рис. 1. Динаміка зміни вмісту фтору в стічних водах підприємств м. Одеса в період з 2007 р. по 2009 р.

Високий вміст фтору в стічних водах підприємств: «Хутрова фабрика» — 1,15 мг/л, «Одеський коровай» — 1,35 мг/л, «Куяльник» — 1,12 мг/л, ІЖБК — 0,93 мг/л, що перевищують гранично допустимі концентрації майже вдвічі.

Отже, стічні води міста не проходять повну очистку і тому можуть забруднювати як поверхневі, так і підземні води. Поверхневі води сьогодні належать до найбільш забруднених елементів природного середовища. Незважаючи на спад виробництва та закриття багатьох підприємств, суттєвого поліпшення якості води не простежено. Загалом можна виділити такі чинники, які негативно впливають на стан водних ресурсів території дослідження: скиди стічних вод у поверхневі водойми без належного очищення, прямий скид забруднених стічних вод у поверхневі водойми внаслідок виходу з ладу очисних споруд, самовільний скид стічних вод, розмивання берегів, порушення та руйнування берегових укріплень тощо.

Висновки

При вивченні якості підземних та поверхневих вод, крім визначення компонентів, вміст яких перевищує гранично допустимі концентрації, необхідно враховувати відсутність чи недостатню кількість цілого ряду біологічно активних хімічних елементів, наявність яких у водах зовнішнього середовища та у внутрішніх середовищах організмів відіграє важливу роль у регулюванні процесів життєдіяльності людини. Серед них можна виділити фтор, повна відсутність якого настільки ж небезпечна, як і його підвищені концентрації.

Причорноморська низовина є регіоном підвищеної концентрації фтору, що зумовлено фізико-географічними особливостями території. Вміст фтору в сарматських водах (глибина залягання яких понад 140 м) коливається в межах 0,21–2,20 мг/л. Багаті на фтор води понтичного горизонту — 1,6–2,2 мг/л. Підвищеним вмістом характеризуються води малих річок.

Одним із додаткових джерел забруднення підземних та поверхневих вод фтором являються стічні води. Вміст фтору в стічних водах більшості підприємств міста Одеси має високі значення, в багатьох випадках перевищуючи ГДК. Підвищення концентрації фтору в поверхневих водах, які використовують для господарсько-побутових, в тому числі питних цілей, можуть негативно вплинути на здоров'я населення регіону. Так, за останні десятиріччя серед населення міста спостерігається збільшення таких захворювань, як ендемічний флюороз зубів і кісток, захворювання карієсом зубів, порушення обміну речовин в організмі тощо. Екологічний стан водних ресурсів південного заходу України поліпшили б такі заходи: будівництво нових та реконструкція існуючих очисних споруд, впровадження нових технологій очищення стічних вод, повне каналізування міст і селищ, припинення скидів неочищених стоків у річки і море, проведення робіт з розчищення та берегоукріплення річок і моря, оптимізація господарської діяльності.

Література

1. Акимова Т. А. Экология. — М.: ЮНИТИ, 2001. — 121 с.
2. Акулова К. И., Буштуева К. А. Коммунальная гигиена. — М.: Медицина, 1986. — 230 с.
3. Балюк С. А., Кукоба П. І., Ладних В. Я., Чаусова Л. О., Мирошниченко Л. Г. Забруднення природних вод і ґрунтів біогенними елементами і фтором, шляхи його зменшення // Агрохімія і ґрунтознавство. — К. : Урожай, 1992. — Вип. 54. — С. 25–34.
4. Беляев М. П. Справочник предельно допустимых концентраций вредных веществ в пищевых продуктах и среде обитания. — М.: Госсанэпиднадзор, 1993. — 66 с.
5. Вода и здоровье — 2002 : Сб.научн. ст. / Одесск. гос. центр науч.-техн. и эконом. информации; отв.ред.: К. Д. Бабов, Б. М. Кац. — Одесса, 2002. — 203 с.
6. Одеський регіон: природа, населення, господарство: Навч. пос. / О. Г. Топчієв, І. І. Кондратюк, О. І. Полоса та ін.; За заг. ред. О. Г. Топчієва. — Одеса : Астропринт, 2001. — 184 с.
7. Тригуб В. І., Позняк С. П. Фтор у чорноземах південного заходу України: Монографія. — Львів: Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2008. — 148 с.
8. Тригуб В. І. Географічні особливості вмісту фтору в природних водах Північно-Західного Причорномор'я // Вісник Львівського університету. Серія географічна. Вип. 33. Львів, 2006. — С. 405–411.

В. И. Тригуб, Я. И. Игнат

Одесский национальный университет имени И. И. Мечникова,
кафедра почвоведения и географии почв,
ул. Дворянская, 2, Одесса, 65082, Украина

ФТОР В ПРИРОДНЫХ И СТОЧНЫХ ВОДАХ ЮГО-ЗАПАДА УКРАИНЫ

Резюме

Анализируются географические особенности содержания фтора в поверхностных и подземных водах юго-запада Украины. Содержание фтора в природных водах исследуемой территории обусловлено ее географическим положением и влиянием Черного моря, геоморфологическими особенностями, а также хозяйственной деятельностью человека, в том числе сбросом загрязненных сточных вод.

Ключевые слова: фтор, природные воды, сточные воды, загрязнение.

V. I. Trigub, Y. I. Ignat

Odessa Mechnikov National University,
Department of Soil Science and Soil Geografy,
Dvorianskaya st., 2, Odessa, 65082, Ukraine

FLUORINE IN NATURAL WATER AND SEWAGE OF THE SOUTHWEST OF UKRAINE

Summary

Geographical features of the fluorine's content in surface waters and underground waters the southwest of Ukraine are analyzed. The content of fluorine in natural waters of investigated territory is caused by its geographical position and influence of Black sea, geomorphological features, and also anthropogenic economic activities, in particular disposal the polluted sewage.

Key words: fluorine, natural waters, sewage, pollution.

Ю. Д. Шуйский, доктор геогр. наук, проф.

Г. В. Выхованец, доктор геогр. наук, проф.

Л. В. Гыжко, преподаватель

А. Б. Муркалов, ст. преподаватель

кафедра физической географии и природопользования,

Одесский национальный университет имени И. И. Мечникова,

ул. Дворянская, 2, Одесса-82, 65082, Украина

ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ЧЕРТЫ БУДАКСКОГО ЛИМАНА НА СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ПОБЕРЕЖЬЕ ЧЕРНОГО МОРЯ

Будакский лиман относительно невелик (длина около 17 км, максимальная ширина 2,5 км, площадь в среднем 31 км²), подвержен значительному антропогенному прессу и имеет важное хозяйственное значение. Кондиционная съемка лимана включала 71 станцию (1 станция характеризует 0,44 км² акватории). На этом основании были построены карты рельефа дна, прозрачности, мутности воды, температуры, солености на поверхности и в придонном горизонте, выполнен анализ рельефа песчаной пересыпи лимана. Обнаружены основные закономерности развития природной системы лимана.

Ключевые слова: Черное море, побережье, лиман, рельеф, вода, пересыпь, температура, соленость.

Введение

Для организации территории (акватории), минимизации повреждений природным системам, оптимизации природопользования, сохранения ландшафтного и биологического разнообразия нужно получать все более детальный и совершенный географический материал. В равной мере такие требования относятся и к Будакскому лиману как важному источнику природных ресурсов. Таким образом, существует непрерывная потребность в материале исследований на фоне все более сложного использования природных ресурсов. Вот почему выполненные нами работы являются *актуальными*.

Предметом исследования являются закономерности географического расположения ряда природных характеристик на мелководной акватории небольшой площади. *Объектом* исследования является Будакский лиман в составе северо-западного побережья Черного моря (рис. 1).

Целью представленной статьи являются исследования закономерностей распространения по площади ряда физико-географических характеристик на мелководной акватории Будакского лимана на северо-западном побережье Черного моря. Для достижения цели работы нужно решить *следующие задачи*: а) краткий ретроспективный анализ исследований рельефа дна лимана, прозрачности, температуры и солености лиманной воды; б) анализ закономерностей распределения глубин на всей площади лимана; в) закономерности распространения прозрачности лиманной воды; г) характерные особенности распределения температуры и солености толщи

воды лимана в условиях относительно высоких погодных температур. Для решения основных задач статьи широко использовалась географическая информация других авторов и картографические материалы. Полученные результаты планируется применить для оптимизации природопользования и минимизации вредного влияния антропогенного фактора. Таким образом, работа имеет важное *практическое значение*. Исследование различных физико-географических характеристик Будаковского лимана, которые ранее рассматривались редко или вовсе не рассматривались, создает благоприятные предпосылки для будущего усовершенствования теоретических положений эволюции лиманного типа берегов и лимнологии. В этой связи статья имеет и определенное *теоретическое значение*.



Рис. 1. Схема расположения изученных лиманов на северо-западном побережье Черного моря, Будаковский лиман — 10. Остальные лиманы: 1 — Сасык; 2 — Бол. Джентшей; 3 — Мал. Джентшей; 4 — Шаганы; 5 — Карачаус; 6 — Алибей; 7 — Ходжидер; 8 — Курудиол; 9 — Бурнас; 11 — Днестровский; 12 — Сухой; 13 — Хаджибейский; 14 — Куяльницкий

В полевых и камеральных работах, кроме авторов статьи, принимали участие А. А. Стоян, А. А. Гыжко, П. С. Вержбицкий, Н. А. Роскос, Л. В. Орган. Всем им авторы выражают глубокую благодарность за помощь в исследовании Будаковского лимана.

Материалы и методика исследований

Первичные материалы исследований были получены во время выполнения океанографической съемки на акватории всего Днестровского лимана в масштабе 1:25000, которая сделана в сентябре 2007 г. (рис. 2). Суммарно выполнена 71 станция на площади акватории, равной 31 км² (без прибрежных плавней). Это разрешило охватить одной станцией в среднем 0,44 км² площади лимана, т. е. четырехугольник со сторонами 0,1×0,44 км. Такое апробирование разрешает оценить содержимое съемки для 1:25000. Как видим, данная плотность съемки никогда не применялась на Будаковском лимане, а потому стало возможным получить более достоверные и детальные результаты в сравнении с работами предшественников.

Местоположение гидрологических станций определялось ручным секстаном СНО-Т по ориентирам на берегу (церкви и башне телефонной сети), вынесенным на карту (рис. 2). Результат дублировался прибором GPS. Каждая станция выносилась на карту с помощью протрактора ПРМ № 85145 по измеренным углам и с помощью расчетов по данным GPS. На каждой станции выполнялось несколько измерений ряда природных черт лимана, таких как: глубина, прозрачность воды, температура воды на поверхности и возле дна, соленость воды на поверхности и возле дна, концентрация взвешенных наносов и $C_{орг}$ на поверхности и возле дна. Отбирались образцы донных наносов с дальнейшим водным и ситовым анализом, со статистической обработкой, определениями параметров ветровой волны. В условиях мелководного лимана глубины измерялись жесткой рейкой, которая была разграфлена через 1 см. Прозрачность измерялась диском Секки ДБ-79 с показателями цвета воды с помощью стандартной шкалы цветности. Температура воды определялась термометрами с фиксацией обозначений для интервала 0–35 °С, с ценой деления 0,1°. Соленость рассчитывалась по значениям плотности при имеющейся температуре с измерениями ареометром для воды с соленостью от 0 до 50‰. Образцы воды для измерения взвешенных наносов, органического вещества, плотности и солености воды были отобраны бутылкой-батометром ГРБ-1/75, которая имела объем 1 дм³. Содержание взвешенных наносов было получено фильтровальным прибором Куприна ГР-60 № 07 с применением вынужденного пропуска мутной воды. Вес образцов и навесок измерялся на электронных лабораторных весах SNUG II-300 (Jadever). Образцы донных наносов лимана получены с помощью грунтового щупа колонкового ГР-К-69 и донного малого дночерпателя Петерсона Д-0,025 м³. Работы выполнялись на деревянной рыбацкой лодке длиной 7 м и с осадкой 0,3 м.

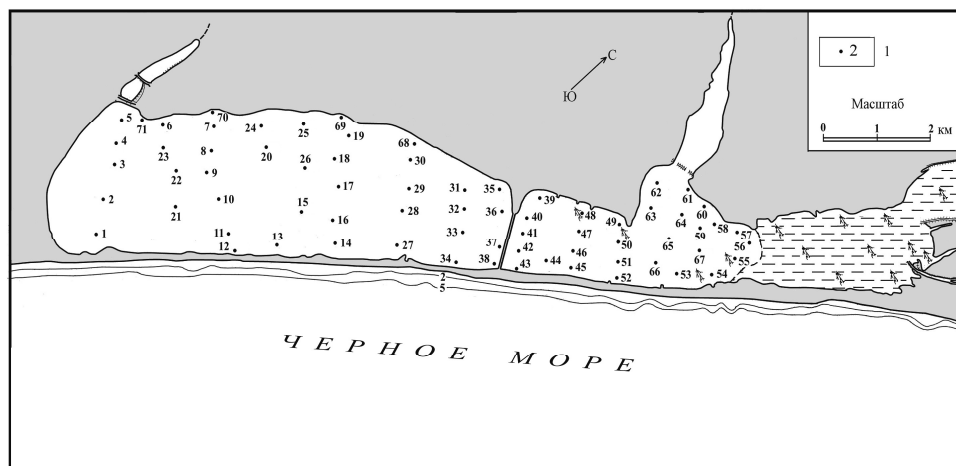


Рис. 2. Расположение гидрологических станций на акватории Будакского лимана по данным съемки в июне — июле 2008 г. 1 — станция и ее номер

В этой работе излагаются не все, а лишь часть полученных результатов. Это материалы о распределении глубин, величин прозрачности, солености и температуры лиманной воды, о концентрациях взвешенных наносов на площади Будакского лимана, о закономерностях их возможного взаимодействия. Результаты исследования других компонентов природы лимана представляются участниками экспедиции в других статьях.

На рабочую карту-кальку были нанесены все станции, которые были отработаны на площади акватории лимана (рис. 2). Потом эти же станции были вынесены с пометками глубин, солености, прозрачности и температуры воды, содержания взвеси и др. Со временем полученные значения были заложены в компьютер, и с помощью программы «Статистика» были получены изобаты, изотермы, изогалины, изолинии равной прозрачности и концентрации взвеси. На пересыпи было выполнено нивелирование поперечных профилей на характерных участках, отражающих реальную ситуацию. Результаты нивелирования были вынесены на график, по которому брались линейные параметры поперечного профиля.

После получения первичного и вторичного эмпирического материала информация была обработана теоретическими методами. Среди них основными были методы систематизации, анализа, картографического, сравнительно-географического. Применялись основные принципы комплексности, системности и пространственно-временного единства.

Анализ и обсуждение материалов исследования

Общая характеристика. Съемка Будакского лимана выполнена по той же методике, что и Днестровского, Бурнасского, Алибея и др., но с более плотной сеткой на единицу площади. Лиман сформировался из устьевого

отрезка голоценового Днестра (рис. 3). Поэтому, в отличие от других, продольная ось этого лимана простирается вдоль, а не поперек генеральной экспозиции морского берега (его пересыпи). В северо-восточной части лимана далеко в сушу вдается Аккембетский залив, а к соседнему Днестровскому лиману примыкает пересыхающий Приморский залив — сейчас он превращается в сплошной покров плавней. От моря лиман отделен узкой пересыпью, сложенной песком с примесью раковинного детрита. Длина пересыпи 17 км, высота до 2,4 м. В естественной части она несет на себе гряды невысоких песчаных дюн (до 1,5 м). Северо-восточная часть пересыпи, со всеми уникальными ландшафтами, претерпела антропогенное уничтожение и превратилась в продолжение поселка Затока.

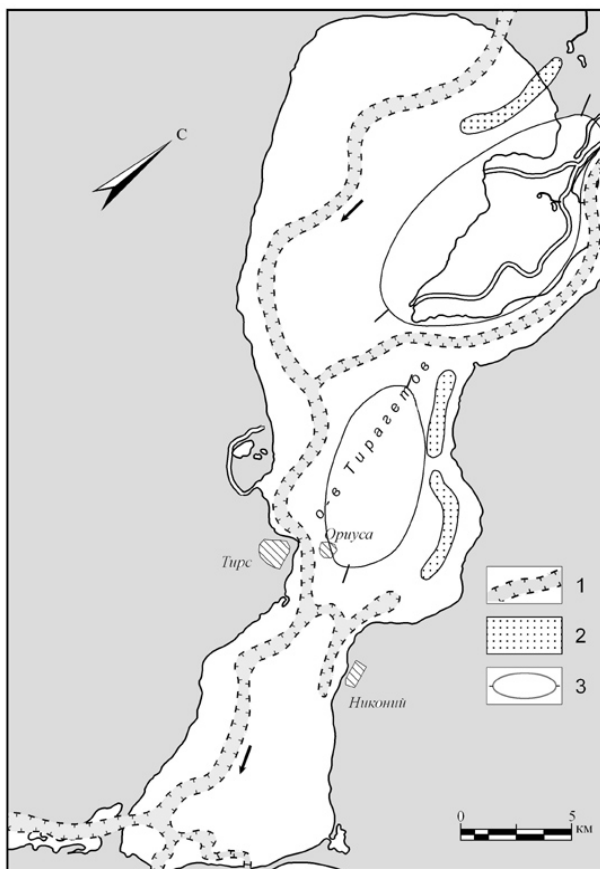


Рис. 3. Палеогеографическая реконструкция Нижнего Днестра на площади современных Днестровского и Будаковского лиманов (схема составлена Г. И. Ивановым, Л. В. Ищенко, М. Ф. Ротарем, Н. Н. Ковалюхом). Условные обозначения: 1 — главные и второстепенные русла Древнего Днестра; 2 — старицы; 3 — мелкие локальные складчатые поднятия с небольшой амплитудой (до 15–25 м). Косая штриховка — античные населенные пункты

По своим размерам Будаковский лиман почти в 10 раз меньше Днестровского, но в 6 раз больше Сухого. Длина лимана вдоль берега составляет чуть более 17 км, максимальная ширина 2,5 км. В этой связи его площадь равна 31 км². Соответственно, объем воды достигает 31 млн м³. В различных работах указывается разная глубина. Так, в книге М. Ш. Розенгурта [13] средняя глубина показана равной 1,1 м, а наибольшая 2,2 м. В книге Л. И. Старушенко и С. Г. Бушуева [18] указывается средняя глубина 1,05 м, а максимальная — 2,2 м. В работах рыбных организаций и Института Биологии южных морей НАН Украины [15] средняя глубина дается равной 1,0 м, а максимальная 2,2 м. Примерно в этих же пределах указывают глубины и другие авторы [6, 10, 12, 19]. Однако почти всегда эти авторы выполняют приближенные измерения, но не применяют кондиционную морфометрическую съемку. Аналогичный подход применяется и к измерениям ряда физико-географических характеристик (прозрачность, температура, соленость и др.). Для преодоления этого пробела, как и у других лиманов, для Будаковского нами будут излагаться достаточно полно изученные величины на основании кондиционной физико-географической съемки [24]. Биологические, химические, метеорологические и др. будем заимствовать в работах других авторов, как и при исследованиях Днестровского, Шаганы, Алибей и других лиманов [7, 22, 24].

Глубины в лимане. По данным выполненных промеров с помощью масштабной рейки (длина 4 м) удалось получить схему распределения глубин и рисунок изобат (рис. 4). Как можно видеть, в лимане по глубинам можно выделить две части: «глубокую» юго-западную и более мелкую северо-восточную. Именно в глубокой части встречены наибольшие глубины $\geq 2,2$ м: на ст. 10, 15 и 18 — 2,20 м, на ст. 17 — 2,22 м, а максимум на ст. 21 — 2,25 м. Эти значения лишь в общих чертах совпадают с полученными другими авторами [18], да и максимум — несколько больше. В мелкой части глубины несколько превышают 1,5 м (1,60 м на ст. 44 и 1,68 м на ст. 46), а почти 70 % площади занято глубинами 1,0–1,5 м. Средняя глубина оказалась равной 1,4 м — также больше (на 33 %), чем приводят другие авторы. Полученные значения указывают на высокую вероятность существенного прогрева воды летом и ее промерзания зимой, высокую степень перемешивания вод при действии ветров, возможность частого повторения небольшой прозрачности и высокой мутности воды. Рельеф окружающей суши и сообщение с соседним Днестровским лиманом указывают на обильное поступление взвешенных частиц, а характер глубин — на высокую вероятность цветения воды.

В обеих частях лимана наибольшие глубины встречены в центре акватории. По-видимому, это связано с поступлением осадочного материала на дно лимана. Наибольшее количество поступает из трех источников. Прежде всего, из соседнего Днестровского лимана по рыбоводным каналам в Приморский залив. К тому же, довольно интенсивный снос обеспечивается стеканием поверхностных вод с коренного глинистого берега. Наконец, третьим источником является песчано-ракушечная пересыпь лимана. Во время штормов её переплескивают морские волны, а вместе с водой в лиман вносится и оса-

дочный материал. Во время умеренных и сильных ветров от морской части горизонта в лиман вносится эоловый материал. В этой связи можно утверждать, что наиболее интенсивное осадконакопление затрагивает прибрежную часть лимана, а наибольшие глубины сохраняются в центре акватории.

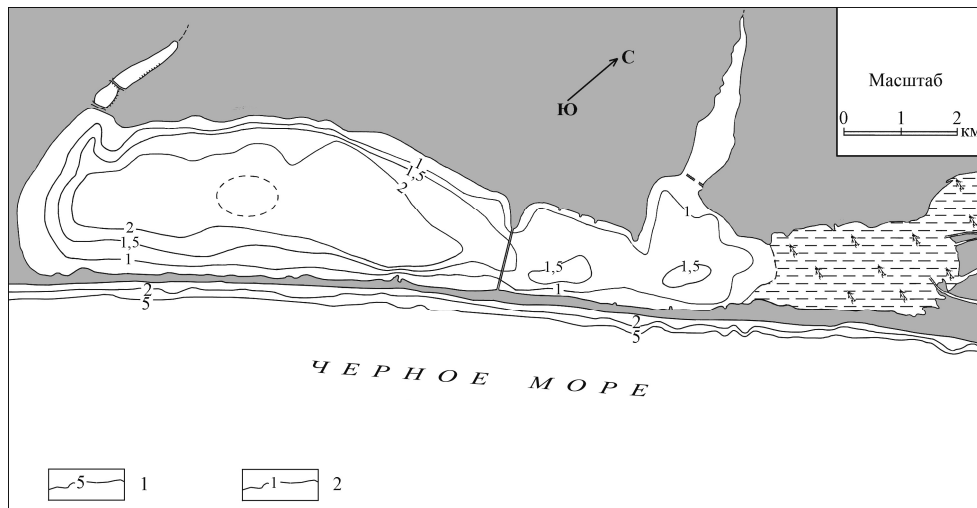


Рис. 4. Картограмма расположения изобат Будаковского лимана по данным прямой батиметрической съемки: 1 — глубины моря; 2 — глубины лимана

Основные динамические свойства лиманной воды. К главным динамическим свойствам нами отнесены прежде всего течения, волны и колебания уровня воды. Поскольку в специальной литературе находятся готовые данные по этому вопросу, то мы будем использовать именно их. Также были использованы конечные количественные математические выражения для расчетов величин течений, волн и колебаний уровня. Часть информации получена авторами во время полевых исследований. Учитывались географические особенности Будаковского лимана: площадь, контуры берега, расположение относительно сторон горизонта, глубина, направления, продолжительность действия и скорости ветра.

Прежде всего, ветровое поле в течение отдельной ситуации покрывает всю акваторию данного лимана. Поэтому нет необходимости выделять области ветрового нагона, области штиля или встречного ветра, области существенного влияния трансформации волн на мелководье. Наиболее близки нашим наблюдениям оказались расчеты по формуле (1):

$$h_p = 0.073 \cdot v_B \cdot \sqrt{\delta \cdot D}, \quad (1)$$

где v_B (w) — скорость ветра, м/с;

δ — крутизна волны, h/l .

При установленной средней глубине 1,4 м и длине разгона над акваторией $D \leq 15$ км по продольной оси лимана могли бы развиваться волны высотой до 1 м. Однако глубины сильно ограничивают размеры волн, их

высота не превышает 0,3–0,4 м, а длина — 2,0–2,5 м. Еще более сильные ограничения для размеров волн складываются и во время действия поперечных ветров по линии ЮВ:СЗ и СЗ:ЮВ. У таких волн фазовая скорость равна 1,7 м/с. Однако орбитальная скорость значительно меньше (в 2,0–2,5 раза), что позволяет развивать относительно небольшую взмучивающую способность у донных осадков. Аналогичные характеристики волн получаются и расчетными методами [3, 20]. К тому же дно сложено в основном илистыми и глинистыми фракциями осадков, которые подвержены влиянию сил сцепления и уплотнения. Вот почему во время даже умеренных ветров, иногда — даже сильных, нельзя фиксировать высокую мутность воды в лимане в условиях весьма небольших глубин (рис. 4).

Конечно, Будаковский лиман имеет гораздо меньшие глубины, чем другие, скажем, Хаджибейский, Тилигульский, Днепро-Бугский или Донузлав. И волны в нем могут развиваться мелкие [3, стр. 40]. Но обратим внимание на важную характеристику — на крутизну волны δ . Если неизвестны высота h и длина волны l , то для дальнейшего получения значений h_p воспользуемся формулой (2):

$$\delta = \frac{1}{0,9 \cdot \sqrt{100 + v_B^2}}. \quad (2)$$

По натурным значениям получается, что $\delta \leq 0,3$. Такая волна относится к крутым. Она обладает значительной размывающей способностью при выходе к линии уреза. Однако она себя реализует в качестве «волны размыва» лишь при нагонах, когда повышение уровня воды ведет в соприкосновение водную толщу и морской берег, сложенный глинистыми породами или песком. Во время ветров поверхность лимана покрывается множеством коротких и крутых волн, чем создается исключительно шероховатая поверхность. В этой связи растет полнота реализации касательного напряжения ветрового потока T_k при конкретной скорости ветра w и высоты ветровых волн h_p , от которой зависит коэффициент K_0 . Именно это создает возможность сильных нагонов, согласно (3):

$$T_k = K_0 \cdot w^2 \cdot \cos \alpha_p. \quad (3)$$

Теперь возникает вопрос, в соответствии с формулами Кольдинга, Совершаева и Караушева: какая часть Будаковского лимана в максимальной мере может быть подверженной ветро-волновым нагонам с наибольшими амплитудами, кратковременным ростом уровня воды и значительным волновым влиянием. Особенности развития ветров по направлениям указывают на то, что наибольшей повторяемостью обладают восточные и северо-восточные ветры. Наибольшие скорости бывают при северо-восточных и восточных направлениях действия ветров (рис. 5). Как видим, акватория Будаковского лимана подвержена максимальному влиянию северо-восточных, восточных и северных ветров, создающих в лимане доминирующее продольное генеральное направление к юго-западу. Именно в юго-западной части лимана чаще всего наблюдаются нагоны, особенно — наиболее вы-

сокие [23]. Они обычно превышают ординар акватории на величину ≥ 1 м при длительных (сутки и более) ветрах, согласно прямым измерениям. В этой части лимана у рыбучастка Лобаз образовалась генерация штормовых валов, сложенных плохо окатанной ракушкой с примесью песка, засоленной и покрытой суккулентами. С противоположной стороны лимана, в устье балки Вольной образовалась аккумулятивная терраса и петлевидная коса, длиной около 300 м с небольшим озером посередине. Следовательно, к гидрометеорологическому признаку добавился и геоморфологический, по которому именно юго-западная часть лимана является наиболее динамичной и экологически здоровой.

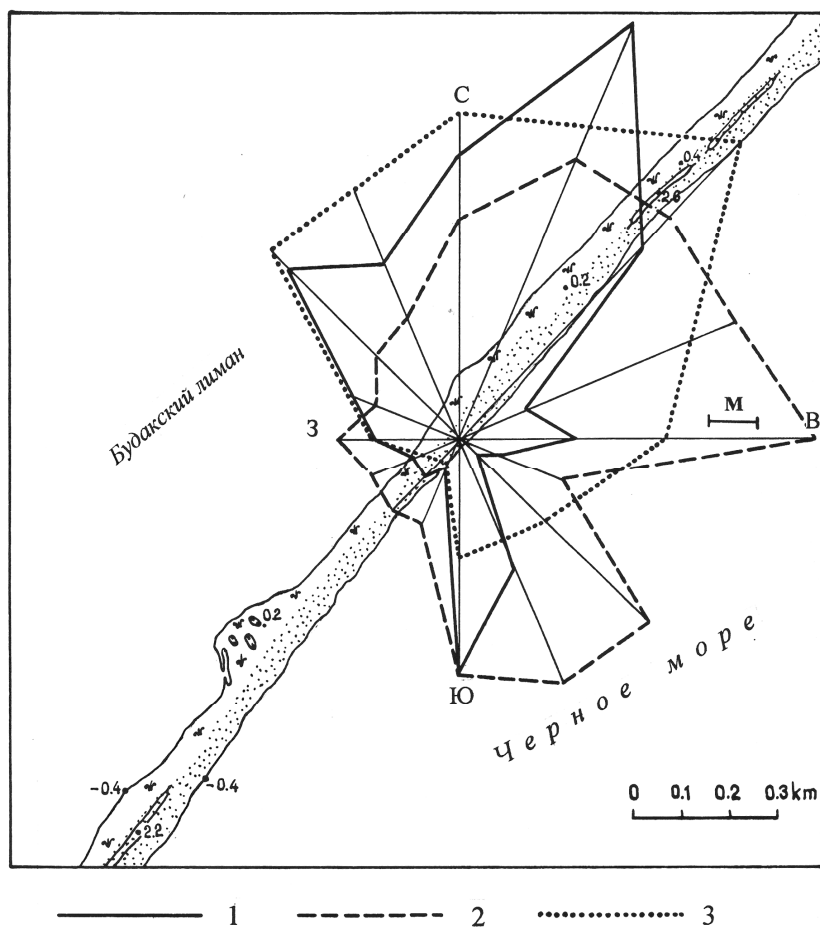


Рис. 5. Розы повторяемости ветра (1), скорости ветра (2) и фактического количества перенесенного песка (3) на песчаной поверхности пересыпи Будацкого лимана. М — масштаб, по которому определяются величины каждой розы: для (1) и (2) — одно деление соответствует 1 % повторяемости и 1 м/с скорости; для (3) — одно деление равно 20 кг/м² перемещенных наносов за время эксперимента (по данным Г. В. Выхованец [4])

Как утверждает В. М. Тимченко [20], поле течений в лиманах контролируется ветровым режимом. Причем токи и скорости течений различны при ветрах разного направления, скорости и продолжительности действия. В цитированной работе, помимо собственных разработок, рекомендуются модели по экспериментам А. С. Судольского, позволяющие рассчитывать направления ветровых и дрейфовых течений, средние скорости, отношения между придонной и средней скоростями, орбитальные скорости и др. При этом учитываются негативные и позитивные превышения уровня, их распределения и гидростатические градиенты. Картирование течений, очевидно, — это дело будущего в Будацком лимане.

Прозрачность воды в лимане. Как и в других лиманах, в Будацком прозрачность измерялась белым диском Секки с постоянной высоты 3 м в точках, показанных на рис. 2 [5, 21, 22]. Измерения проводились на 71 станции по всему лиману и вдоль берега каждые 200 м на глубинах $\geq 0,3$ м. Обобщение полученной информации позволило построить картосхему распределения прозрачности, как и в других исследованных лиманах (рис. 6). В ряде работ встречаем сообщения о крайне низкой прозрачности вод лимана. Так, авторы [13, 14, 15, 20] подчеркивают, что прозрачность в нем составляет 0,26–0,50 м, редко — больше.

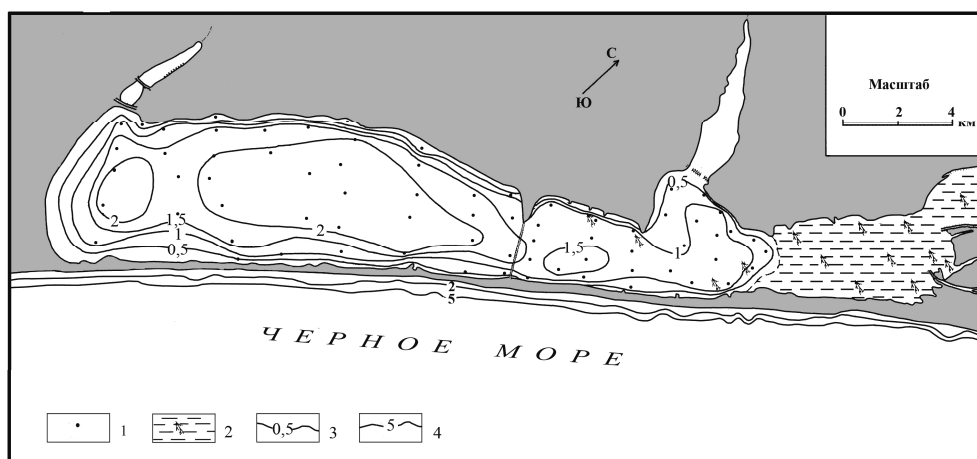


Рис. 6. Картосхема распределения прозрачности воды в Будацком лимане. Условные обозначения: 1 — гидрологические станции; 2 — плавни; 3 — значения прозрачности, м; 4 — глубины моря, м

Как можно видеть на рис. 6, около четверти всей площади Будацкого лимана занято значениями абсолютной прозрачности, что составляет более 2 м. Так, прозрачность 2,2 м была обнаружена на станциях № 10, 15, 18, а на ст. 17 — даже 2,22 м. На 15 станциях прозрачность приближается к значениям максимальных глубин 2 м и глубже, что составляет 21 % всех отработанных станций. На более 80 % всех станций глубина совпадает со значениями прозрачности, причем главным образом в юго-западной, более

глубокой части, вне сильного влияния бытовых сбросов в Затоке. В северо-восточной части прозрачность заметно меньше, чем в юго-западной (рис. 6). Все это указывает на общую существенную осветленность воды в лимане. Как результат, максимальная прозрачность составляет 2,22 м, минимальная 0,27 м, а средняя 1,38 м.

Прозрачность Π (см) растет с уменьшением мутности воды ρ_b (г/см³). При этом учитываются потери массы взвеси при прокаливании (ППП), что обусловлено некоторым ростом прозрачности при снижении органических частиц. Влияние взвешенных наносов связано с рассеиванием световой энергии частицами взвеси и, как результат, с меньшей величиной проникновения света в воду. Солнечной освещенностью пронизывается меньшая мощность водного слоя. Снижается прогрев воды, но повышаются возможности водной толщи насытиться кислородом. Зависимость между прозрачностью и мутностью воды в значительной степени определяется составом взвесей. Поэтому увеличение прозрачности ведет к увеличению фотического слоя, как эмпирически показано на примере ряда приморских водоемов Украины [20]. Прозрачность обеспечивает проникновение света в воду, лучшую освещенность водорослей и, как результат, — более высокую продуктивность хлорофилла. Этот процесс становится меньше при росте концентрации взвеси. Становится меньше и толщина фотического слоя (рис. 7), что сказывается на первичной продукции и состоянии трофической цепи. Как можно видеть, в причерноморских лиманах зависимость толщины фотического слоя от мутности имеет наименьший разброс на графике до $\Pi = 1,5$ м. С ростом прозрачности выше 1,5 м зависимость становится хуже, а отклонение от среднего больше.

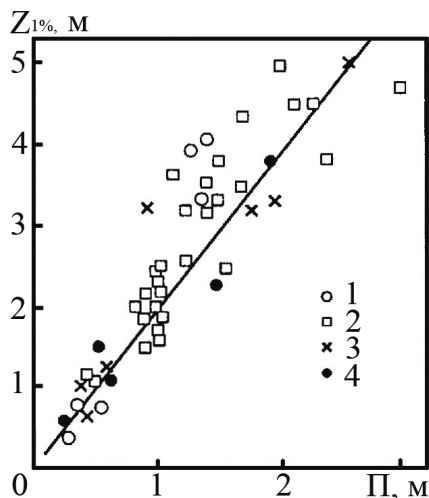


Рис. 7. Зависимость толщины фотического слоя воды $Z_{1\%}$ от прозрачности Π , м, согласно натурным измерениям в лиманах Украины (по В. М. Тимченко [20]): 1 — закрытые лиманы морского побережья; 2 — открытые лиманы; 3 — лиманы дельты Днепра; 4 — придунайские лиманы

Соответственно, В. М. Тимченко получил статистически обоснованное эмпирическое выражение (4). Оно позволяет рассчитать толщину фотического слоя по известной мутности и оценить условия обитания растений в воде.

$$P = 190 \cdot \rho_b^{-0,513} \cdot 10^{0,006(PMP)} \quad (4)$$

Повышенная продуктивность хлорофилла происходит под влиянием активизации фотосинтеза. Наряду с мелководностью и значительным перемешиванием воды, это ведет к развитию достаточно обильной кормовой базы в лимане. В связи с развитием ветрового режима прозрачность воды претерпевает сезонную изменчивость. Но какой-либо многолетней закономерности тренда не обнаружено [15]. В общем, как и на многих других озерах, в Будацком лимане прозрачность зависит от сноса терригенного осадка, развития биогенной взвеси, особенно в периоды цветения воды, от режима волнения, скоростей и направления действия течений, от глубины лимана. Поэтому далее следует проанализировать результаты исследования взвеси в водной толще.

Концентрация взвеси в воде лимана. На каждой выполненной станции (рис. 2) батометром-бутылкой (1 дм³) отбирались пробы воды в поверхностном (0–10 см) и придонном (в слое до 15 см от дна) горизонтах. Соответственно, лабораторная обработка показала, что в поверхностном горизонте значения составляют от 9,35 до 390,11 г/м³. В придонном горизонте они равны соответственно от 10,0 г/м³ (ст. 10 и 61) до 644,23 г/м³ (ст. 55), что существенно выше, как и в Днестровском лимане. Однако, в связи с тем, что в Днестровский лиман впадает большая река Днестр и по причине большой площади акватории развивается волновой размыв берегов, то это превышение вполне закономерно. Разница крайних значений мутности воды сказывается и на средних значениях: в поверхностном горизонте оно составляет 50,06 г/м³, а в придонном — 74,53 г/м³, т. е. почти в 1,5 раза больше. Такое распределение является в общем нормальным. Например, в Днестровском лимане эта разница равна всего 1,2 раза, что бывает при бóльшей динамичности водной толщи, с более сложной системой течений. К тому же в этом лимане на поверхности содержится в 2,8 раза больше взвешенных наносов, а в придонном — в 2,3 раза, что и отражает более интенсивный и непрерывный снос осадочного материала в Днестровский лиман по сравнению с Будацким.

На этом общем фоне оказалось, что по всей акватории Будацкого лимана суммарная закономерность не выдерживается, далеко не везде в поверхностном горизонте находится меньше наносов, чем в придонном. Мало того, лишь на 42 станциях (59 % от суммы) у дна наносов больше, чем на поверхности. Причем разница может быть очень большой. Так, на ст. 4 она достигала 6,9 раза, на ст. 17 и 18 — 6,6 раза, а на ст. 53 — даже в 10 раз. А вот на 29 станциях (41 % от суммы) в поверхностном горизонте наносов больше, чем у дна. Кроме того, в целом на средние значения мутности повлияло также и то, что чаще всего разница не столь велика от кратного между донными и поверхностными содержаниями взвесей.

Полученные данные позволили впервые построить карты распределения взвешенных наносов в воде Будаковского лимана. Были составлены: отдельно карта распределения мутности в поверхностном горизонте и отдельно — для придонного горизонта. Они составлены в масштабе 1:25000, хотя на схеме в работе представлены в более мелком для формального удобства. Исследование поверхностного горизонта производилось во время очень слабого ветра, со скоростями до 4 м/с и дующим вкрест простирания морского берега. Такой ветер оказывал весьма слабое влияние на поверхность воды, что вело к медленному движению воды и несущественным нагонам (до +5 см). При этом ветровая волна практически не проявлялась, согласно выражению (3).

Вся полученная информация позволила выделить 5 групп мутности по показателю концентрации во всей толще воды в лимане. Это в основном пелитовые фракции со средним диаметром $\leq 0,05$ мм. Около трети площади акватории лимана занято концентрациями ≤ 40 г/м³, около половины — концентрациями в интервале 40–80 г/м³, а наименьшую, несущественную площадь занимают значения ≥ 160 г/м³. Полученные данные позволили построить карту мутности воды в поверхностном горизонте (рис. 8). Интервалы мутности 80–120 г/м³ и 120–160 г/м³ располагаются очень малыми очагами и в общем распределении концентраций играют незначительную роль. Наибольшие концентрации приурочены к северо-восточной части лимана. Они формируются под влиянием выноса из Аккембетского залива, стоков органики с пересыпи, где находится районная рекреационная зона Белгород-Днестровского района, из Приморского залива, откуда выносятся продукты отмирания плавневой растительности, а с территории пгт Сергеевка — во время дождей и таяния снега.

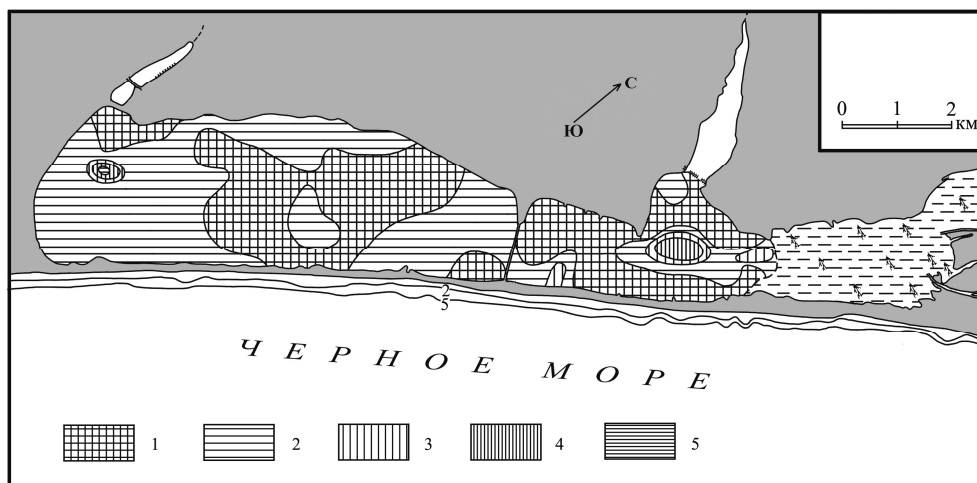


Рис. 8. Картограмма распределения мутности (г/м³) в поверхностном слое водной толщи Будаковского лимана. Значения в лимане: 1 — ≤ 40 ; 2 — 40–80; 3 — 80–120; 4 — 120–160; 5 — > 160

Из Аккембетского залива преобладает терригенная фракция, а с пересыпи, из Приморского залива и с территории Сергеевки — органические частицы. Повышенным является фон мутности от берега, где находятся прилегающие к лиману поселки Вольное, Попаздра, Чебановка и Косовка. Поэтому можно утверждать, что значительная часть взвешенных частиц в Будацком лимане имеет антропогенное происхождение. Показательно, что не обнаруживается зависимость содержания взвеси в поверхностном горизонте воды Будацкого лимана от прозрачности (рис. 6) и рельефа дна (рис. 4). По всей видимости, обнаруженные в воде концентрации взвеси не могут препятствовать такой прозрачности, которая в большинстве случаев допускает видимость дна.

Как можно видеть (рис. 9), придонные значения мутности характеризуются более высокой равномерностью. Как и в поверхностном слое, у дна руководящие значения принадлежат интервалу $40\text{--}80\text{ г/м}^3$ — около 70 % площади акватории. Максимумы приходятся на станции 55 ($644,23\text{ г/м}^3$), 71 ($349,51\text{ г/м}^3$) и 59 ($218,75\text{ г/м}^3$). А вот минимальных значений больше, и они приурочены к станциям 10 и 61 (по 10 г/м^3), 13 и 47 (по 20 г/м^3). Среднее значение оказалось равным $74,53\text{ г/м}^3$.

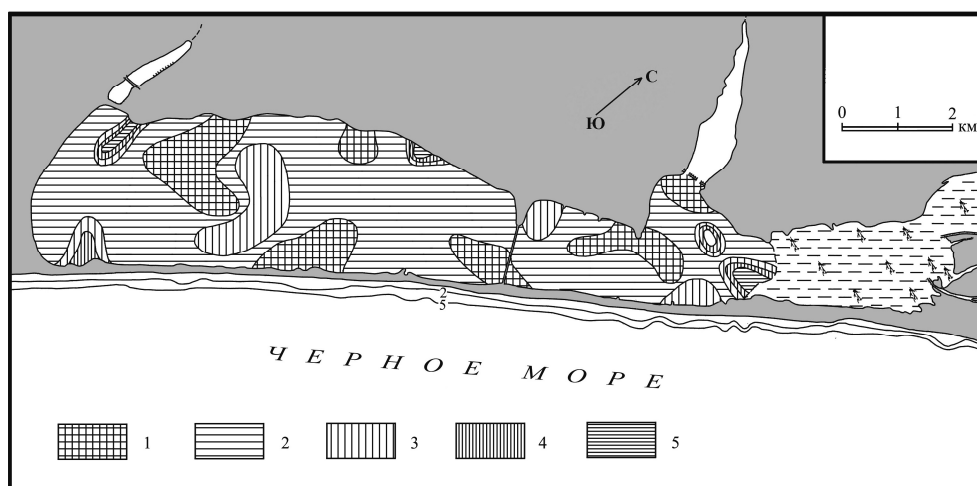


Рис. 9. Картограмма распределения мутности (г/м^3) в придонном слое толщи воды Будацкого лимана. Значения в лимане: 1 — ≤ 40 ; 2 — $40\text{--}80$; 3 — $80\text{--}120$; 4 — $120\text{--}160$; 5 — > 160

При составлении карты обратила на себя внимание очаговость распространения высоких и низких концентраций взвешенного вещества. Как и в Днестровском лимане, такое явление объясняется нами ресуспензией донных осадков в условиях очень мелководного лимана (рис. 4). В настоящее время исследователи склоняются к мысли, что возникновение ресуспензионного механизма продуцируется внутренними волнами — сейшми [11]. Их прохождение при действии ветра и небольшого ветрового волнения в водоеме достаточной площади в целом может создавать повышенные при-

донные концентрации. Они ассоциируются с т. н. «нефелоидными» слоями воды повышенной мутности: во время измерения прозрачности диском Секки отчетливо чувствовалось слабое замедление плоского белого диска на расстоянии 0,45–0,55 м от поверхности дна, в основном глубже изобаты 1 м. В северо-восточной части Будаковского лимана во взвеси господствуют органические частицы. В придонном «нефелоидном» слое концентрации чаще всего в 2–4 раза выше, чем в поверхностном слое, и это явление нередко фиксируется в очень небольших озерах, площадью до 10 км². Поэтому закономерно его встретить и в Будаковском лимане.

Ресуспензия донных отложений обеспечивает значительные изменения содержания мельчайших бентических водорослей в водном столбе придонного горизонта. При этом она влияет на таксономический состав фитопланктонных сообществ. Как и в Днестровском и других лиманах, при этом уменьшается прозрачность воды, снижается поток света в придонный слой и на поверхность дна, а это влияет на вегетацию фитопланктона и погруженных макрофитов. Взмучивание минеральных частиц со дна увеличивает общую поверхность твердого субстрата, оно сопровождается ростом бактериальной продукции в воде [15].

Из приведенных данных было возможным рассчитать литодинамическую емкость водной толщи Будаковского лимана, как это сделано на примере Днестровского лимана. Однако мы не видим в этом научного смысла, поскольку пока не ставим задачу расчета баланса наносов в лимане, в отличие от Днестровского.

Температура воды в Будаковском лимане. Из ряда исследований лимана Бурнас в течение многих лет [10, 14, 15, 18] стало известным, что для природных характеристик типичными являются многолетние изменения в зависимости от изменений окружающих физико-географических условий. На всех станциях во время съемки лимана измерялась температура воды в поверхностном и придонном слое. Оказалось, что в начале лета температура воды уже установилась и находилась на уровне летнего режима как на поверхности, так и в придонном горизонте. В целом, здесь мы принимаем выводы ряда авторов, что изменения температур характеризуются суточными, сезонными и многолетними изменениями [13, 14, 15, 16, 17].

Максимальная измеренная температура воды в Будаковском лимане составила 27,0 °С (ст. 11, 12, 19, 38 и др.). Минимальной была температура, равная 23,0 °С (ст. 68). Неоднократно встречаются значения 24,0 °С (ст. 64). С учетом всех значений, полученных на 71 станции, средняя температура воды в поверхностном слое лимана равна 25,85 °С. Для июня это обычная температура, соответствующая климатическому фону [14, 19]. Что касается значений в придонном горизонте, то их измерения выполнялись одновременно с поверхностными. У дна лимана максимальные значения идентичны, они составляют также +27 °С. Минимум несколько меньше и равен 22,5 °С. Вместе с тем отдельные различия привели к тому, что в придонном горизонте среднее по лиману значение оказалось равным 25,51 °С, т. е. на 0,34 °С меньше, чем на поверхности. Для выполненного количества станций это ощутимо большая разница, которая свидетельствует, что уже

в начале лета в течение суток мелководная толща воды (средняя глубина 1,44 м), подверженная значительному перемешиванию до дна даже во время бризовых ветров, оказывается стратифицированной по термическому признаку. Поэтому надо ожидать, что ряд выполненных станций должны были характеризоваться температурными различиями в поверхностном и донном горизонтах.

Действительно, оказалось, что значения на 48 станциях (или 67,6 % всего количества) характеризуются тем, что у дна температура меньше, чем на поверхности. На разных станциях разность различна — от 0,2 до 1,0 °С. Это значит, что в толще воды Будацкого лимана может сформироваться слой скачка температуры воды с величиной до 0,5 °С в 1 м глубины. Такая особенность лимана является необычной, поскольку в подавляющем большинстве библиографических источников авторы утверждают, что в водоемах с глубинами 1–2 м невозможен слой температурного скачка. Однако, как видим, и в Днестровском, и в Будацком лиманах с такими глубинами довольно четко фиксируется слой скачка температуры воды даже в начале летнего сезона. Например, разница температур в столбе воды на поверхности и у дна составляла 1,0 °С на ст. 1, 2, 4, 8 и др., а на ст. 3, 6, 11, 23, 37 и др. она была равной 0,5 °С, на ст. 61 — 0,3 °С, на ст. 59 и 62 — 0,2 °С. При этом на 23 станциях (или 32,4 % от всего количества) было обнаружено фактическое равенство температур у поверхности и у дна. И не было ни одной станции, на которой бы температура воды была ниже на поверхности и выше у дна. Все эти значения указывают на тенденцию устойчивости слоев воды и определенные затруднения их перемешивания. Видимо, основную роль в процессе перемешивания играет влияние солёности, а в меньшей мере — анемобарических явлений. Примерно такие же абсолютные значения температур для начала лета показывают и другие авторы [1, 14, 15, 18, 20], хотя, как правило, они не указывают, на каком горизонте производились измерения, в каком масштабе, какие при этом были физико-географические условия, в какой части лимана производился пробоотбор и на каких глубинах. Такие недочеты делают практически невозможными сравнения с данными других авторов.

По результатам экспедиционных и камеральных исследований были построены карты распределения температур в Будацком лимане. В поверхностном горизонте, как можно видеть (рис. 10), преобладает температурный интервал 26–27 °С в начале лета. Ему немного уступают значения 26 °С и 27 °С и более. Они и определяют среднюю температуру в поверхностном горизонте водной толщи. Причем эти значения встречаются в разных частях лимана, что свидетельствует об очень сложном распределении по площади. К тому же минимальные температуры встречаются вдоль северного берега лимана и по левому флангу на выходе из Аккембетского лимана, где возле берега на дне разгружаются подземные источники прохладной воды.

Иной является распределение температуры по площади Будацкого лимана в придонном горизонте (рис. 11). Больше половины акватории занято температурами в интервале 25–26 °С, в отличие от поверхностного слоя, т. е. у дна господствует менее теплая вода. Порядка 20 % площади акватории

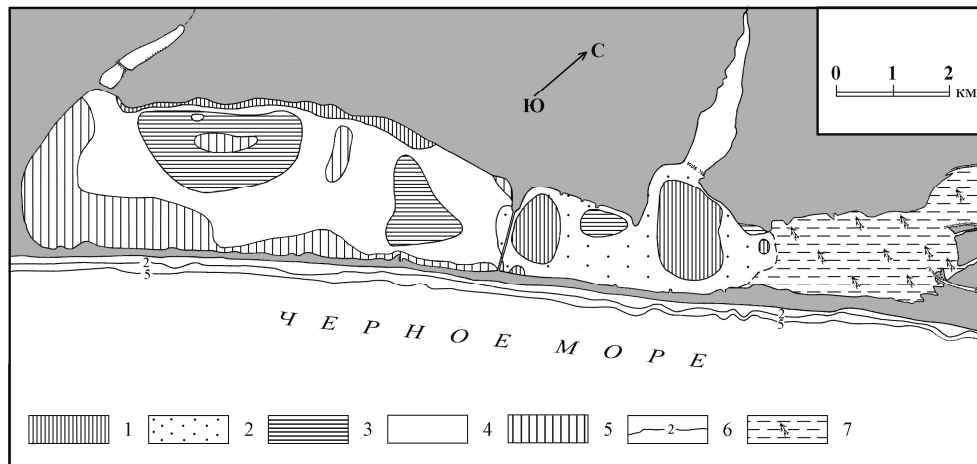


Рис. 10. Картограмма распределения температуры ($^{\circ}\text{C}$) в поверхностном слое воды в Будаковском лимане по данным кондиционной съемки в июне 2008 г. Условные обозначения: 1 — $\leq 25,0$; 2 — $25,0-25,5$; 3 — $25,5-26$; 4 — $26-27$; 5 — ≥ 27 ; 6 — глубины моря; 7 — плавни

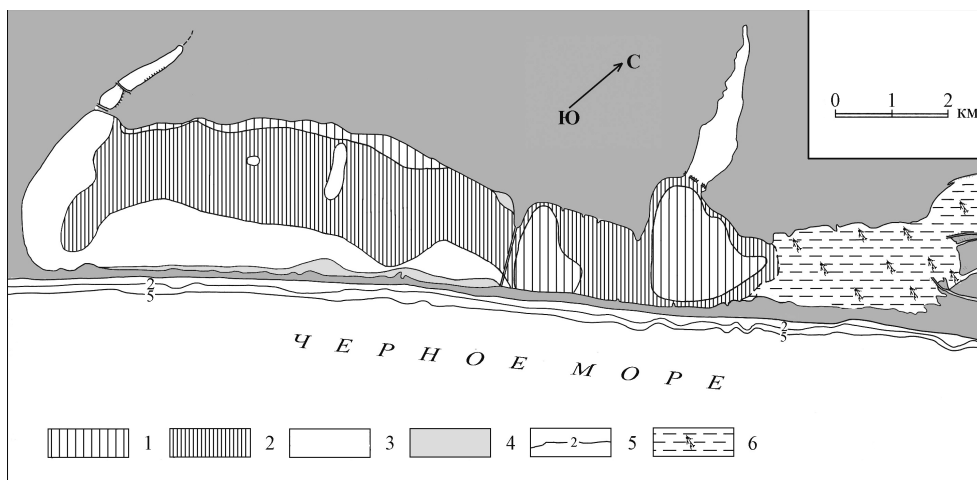


Рис. 11. Картограмма распределения температуры ($^{\circ}\text{C}$) в придонном слое воды в Будаковском лимане по данным кондиционной съемки в июне 2008 г. Условные обозначения: 1 — $\leq 25,0$; 2 — $25-26$; 3 — $26-27$; 4 — > 27 ; 5 — глубины моря; 6 — плавни

занято водой с температурами $< 25^{\circ}\text{C}$, в том числе и вдоль северного берега лимана (как и на поверхности), что еще более понижает общий фон в придонном горизонте. Что касается Приморского залива, покрытого плавнями, то там существенно нарушен режим как в поверхностном, так и в придонном горизонте. В заливе значительно влияют тепловые сбросы с баз отдыха и пансионатов, а также ослабленный водообмен с остальной частью

лимана [22]. На отмели, прилегающей к пересыпи, вода в придонном слое характеризуется повышенными температурами (26–27 °С), а различий в температурах между придонным и поверхностным слоями не обнаружено.

Как видим, на примере Будацкого лимана обнаруживаются такие физико-географические особенности природы, на которые ранее не обращали внимания. Их и следует учитывать при разработке оптимального природопользования. Температуры начала лета 2008 г. станут важным дополнением в общий арсенал физико-географической информации о водах этого лимана и сравнительным материалом при повторных термических съемках и с данными по другим лиманам.

Соленость в воде Будацкого лимана. На каждой станции в Будацком лимане определялась соленость по плотности и температуре в поверхностном и придонном горизонтах, как и на других лиманах. В общем ряд исследователей показал [10, 13, 15], что значения солености невелики, но весьма контрастны, они составляют от 2 до 32‰ в разные годы [18]. Эта природная характеристика полнее всего описана как общая составная гидрохимического режима. Было доказано, что на нее оказывают влияние атмосферные осадки, испарение, водообмен с Днестровским лиманом по рыбоводным каналам и водообмен с морем во время образования прорыв. Соленость изучалась наряду с исследованиями других физико-географических характеристик на каждой гидрологической станции (рис. 3).

В поверхностном горизонте среднее по лиману значение составляет 16,64‰, что несколько меньше, чем у дна (16,77‰). Такое распределение закономерно, в связи с тем, что более соленая вода тяготеет к придонному слою. Еще большая разница у минимальных значений — 12,00‰ (ст. 56) на поверхности и 13,12‰ (также на ст. 56) у дна. Такая ситуация закономерна, поскольку ст. 56 находится в северо-восточной части лимана (глубина 0,86 м), у плавней, подверженных влиянию пресной воды из Днестровского лимана. В то же время максимальное значение солености несколько более высокое на поверхности водной толщи и равно 20,32‰ (ст. 20), а вот у дна равно 20,18‰ (ст. 5 и 16) в более глубокой юго-западной части акватории. В целом в юго-западной части Будацкого лимана соленость несколько выше, чем в северо-восточной, подверженной влиянию Днестровского лимана, стока из Аккембетского залива и сбросов опресненных бытовых стоков из населенных пунктов.

Различия величин солености между поверхностным и придонным слоями лиманной воды существенны. На это указывают характеристики на станциях на всей акватории. Равная соленость в обоих слоях была установлена всего на 7 станциях (9,9 % от суммы), и все они находятся в юго-западной части лимана. В то же время на 39 станциях (54,9 % от суммы) у дна концентрировалась более высокая соленость, чем на поверхности, что соответствует нормальному вертикальному распределению, несмотря на мелководность лимана, открытость местности и частой повторяемости слабых, умеренных и сильных ветров. И все же на поверхности встречена более высокая соленость, чем у дна, но только на 25 станциях (35,2 % от суммы). Это довольно большой процент такой инверсионной закономерности.

ти, который все равно указывает на вертикальное перемешивание, а также на высокое испарение в начале лета и небольшое влияние дождей (за месяц 5 дней с дождем, в основном кратковременным ливневым). Как можно видеть, распределение солености в толще воды Будаковского лимана более сложное, чем отмечали ранее другие исследователи [14, 19, 20]. Такие особенности гидрохимического режима показали, что перемешивание воды и насыщение её кислородом происходит не только под влиянием анемобарических причин, но также и под влиянием распределения плотности воды.

По данным выполненных исследований были построены картосхемы распределения для поверхностного и придонного горизонтов. На поверхности слоя воды наибольшая площадь занята значениями солености 17–18‰ и 18–19‰ (рис. 12). На них приходится около 65 % всей площади акватории, расположенной главным образом в юго-западной части лимана. Минимальная площадь (до 5 %) поверхностного слоя занята водой с соленостью > 20‰. Минимальные и максимальные интервалы солености на картосхеме распределены отдельными небольшими очагами. В общем, по солености четко выделяются две части лимана — северо-восточная и юго-западная. В пределах первой обнаружен пониженный фон, а в пределах второй — повышенный фон содержания солей в воде. На такую закономерность ранее указывали многие другие авторы [1, 2, 15]. В представленном виде данная картосхема может служить как сравнительный материал и для представлений о влиянии окружающих условий на толщу лиманной воды.

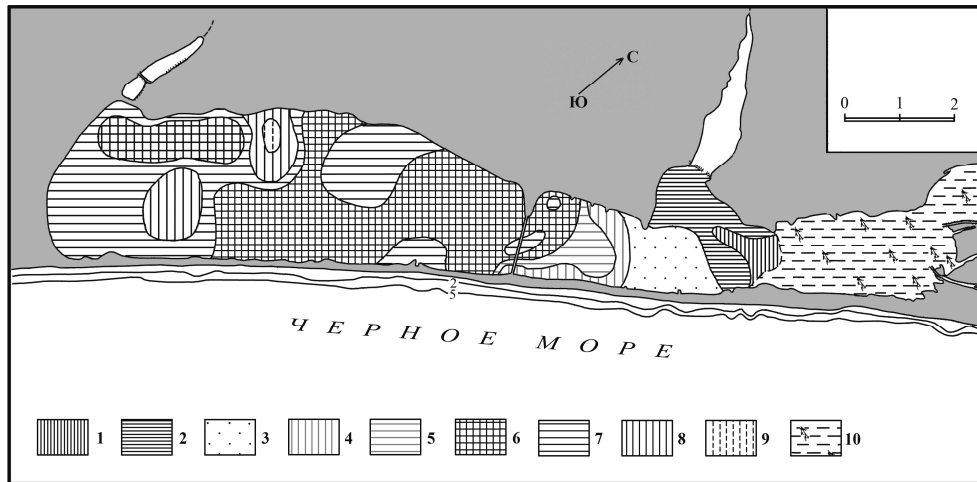


Рис. 12. Картосхема распределения солености (‰) в поверхностном слое воды Будаковского лимана. Величины солености: 1 — 12–13; 2 — 13–14; 3 — 14–15; 4 — 15–16; 5 — 16–17; 6 — 17–18; 7 — 18–19; 8 — 19–20; 9 — >20‰; 10 — плавни

Обнаружена небольшая похожесть картосхемы солености поверхностной воды и солености придонной воды (рис. 13). Эта закономерность может быть пояснена относительно небольшой величиной отклонения от средне-

го — не более 25 % по максимальному значению и не более 30 % по минимальному на поверхности водной толщи. А в придонном горизонте отклонение максимума величины от средней и того меньше — 20 %. Отклонение минимального значения от среднего только 22 %. Отклонения в общем весьма похожи, что указывает на относительную однородность данных средних значений, хотя конкретные величины солености на обоих горизонтах на отдельных станциях могут быть гораздо выше. Как можно видеть, наибольшая площадь слоя придонной воды занята содержанием соли в воде, равным интервалам 17–18‰ и 18–19‰. Значительная площадь слоя относится к интервалу 13–14‰, минимальной солености, как и в поверхностном горизонте. Эти невысокие значения связаны с влиянием пресной воды из Днестровского лимана, их подземных источников и в результате сбросов загрязненных бытовых вод в Приморский и Аккембетский заливы. Такая картосхема построена впервые на основании кондиционной крупномасштабной съемки. Как и схема солености в поверхностном горизонте, данная (рис. 13) может использоваться для сравнений с другими лиманами, для представлений о свойствах воды в Будакском лимане и о влиянии на соленость окружающих условий.

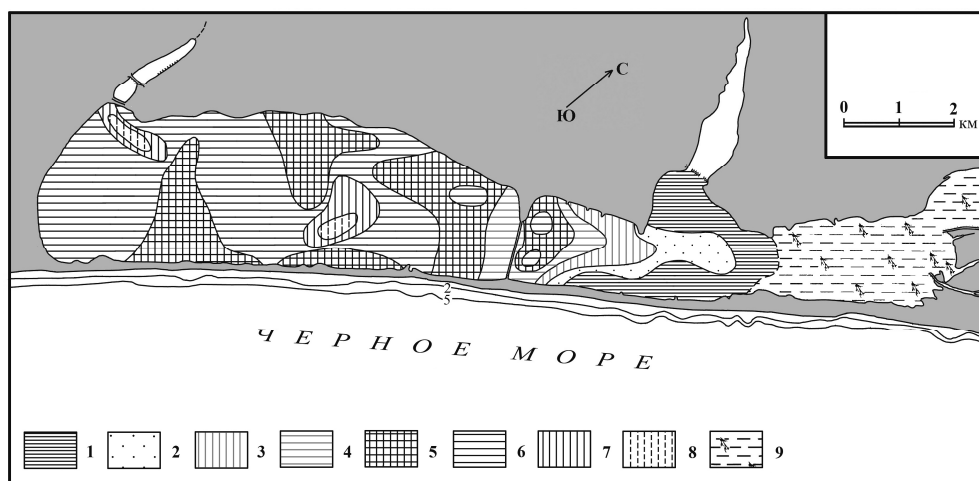


Рис. 13. Картосхема распределения солености (‰) в придонном слое воды Будакского лимана. Величины солености: 1 — 13–14; 2 — 14–15; 3 — 15–16; 4 — 16–17; 5 — 17–18; 6 — 18–19; 7 — 19–20; 8 — >20‰; 9 — плавни

Гидрохимические свойства воды. Общая гидрохимическая характеристика воды включает не только значения солености на конкретных станциях, но также и некоторые другие, важные для природы сложных лиманных систем. Причем в Будакском лимане и химический состав воды также различается, с одной стороны, в юго-западной части акватории, а с другой — в северо-восточной части. Такие различия являются типичной чертой этого лимана [9, 15]. Далее анализ гидрохимического состояния лимана излагаем по данным цитированных работ.

В первое десятилетие XXI столетия вода в лимане является слабощелочной, поскольку величины pH обычно лежат в пределах 8,2–8,6. Было отмечено перенасыщение воды кислородом, поскольку показатель O_2 составлял от 9,25 до 12,35 мг/дм³ весной и осенью. При этом процент насыщения достигал 101–165 %. Это указывает на относительно высокую аэрацию толщи лиманной воды и в общем небольшую разницу между соленостью и температурой воды в поверхностном горизонте, с одной стороны, а с другой — у дна. Видимо, исключения составляют летние ситуации, при продолжительных высоких температурах, безветрии и загрязнении бытовыми стоками из рекреационной зоны пгт Затока, а также при смывах с территории других населенных пунктов, происходит лавинное развитие цветения воды, как например в 2002 г. Наблюдались низкие концентрации биогенных и высокие — органических веществ. Например, содержание всех форм фосфора и азота, по сравнению с 1960-ми годами, снизилось в 5 раз, кремния в 2 раза, но содержание органического вещества возросло в 10 и более раз [15]. Разложение основной части органического вещества (фитопланктона) происходит не в донных отложениях, а в толще лиманной воды. По содержанию органики она характеризуется как гиперэвтрофная. За прошедшие почти 50 лет обнаружилось ощутимые изменения.

Не исключено, что установленные изменения гидрохимического режима связаны с перестройкой природной системы Будаковского лимана. Если ранее основным потребителем биогенных веществ и продуцентом органического вещества были макрофиты, то в настоящее время это звено в лимане почти отсутствует. Соответственно, потребление биогенных веществ происходит за счет развития фитопланктона. В результате повысилась вероятность развития гипоксии, особенно после массового сброса бытовых стоков с крупного рекреационного участка в пгт Затока [15]. Этому способствует застройка пересыпи Будаковского лимана, сейчас также и многоэтажными зданиями, которые не имеют централизованных очистных сооружений и бытовые стоки направляют в лиман.

Представляют известный интерес и биогенные вещества в донных осадках, хотя их содержание и невелико. Как было показано ранее в этой статье, типичным является поле водной взвеси, хотя и не столь плотное, как можно было бы ожидать при имеющейся мелководности водоема. В итоге мелководность обеспечивает минерализацию и разрушение органического вещества, взмучиваемого со дна в водную толщу. А взмучивание осадка и поровых вод обуславливает переход растворенных минеральных соединений азота, фосфора и кремния в воду. Донные осадки лимана усиливают процесс эвтрофирования, поскольку величина потока из них фосфора может достигать 50 %, а аммонийного азота — 40–70 % всех запасов [8]. Сейчас в лимане существует низкая численность аэробного сапрофитного бактериобентоса (в среднем 1400 кл. · г⁻¹). Вместе с тем численность анаэробного сапрофитного бактериобентоса составляет в среднем 110000 кл. · г⁻¹, при крайних значениях от 3000 до 170000 кл. · г⁻¹. Поэтому можно утверждать, что в донных осадках лимана доминирует анаэробная деструкция органического вещества. В этой связи токсичные соединения создают бакте-

риальное заражение донных осадков. В общем Будаковский лиман относится к водоемам с мезотрофными α -олигосапробными водами с превышением нормы К-И.

За последние 30 лет биологи установили возрастание продукции фитопланктона в 6–7 раз, которая через поглощение достигла 7,04–7,58 мг $O \cdot dm^3 \cdot сут^{-1}$. Деструкция варьировалась от 1,75–3,21 мг $O \cdot dm^{-3} \cdot сут^{-1}$ (среднее годовое 17,63). Концентрация хлорофилла «а» в поверхностном слое лиманных вод колебалась от 1,20 до 60,7 мг $\cdot m^{-3}$ [15]. В составе фитопланктона обнаружено 58 видов и внутривидовых таксонов. В их числе: диатомовые — 23, динофитовые — 14, синезеленые — 11, зеленые — 5, эвгленовые — 2, примнезиофитовые — 2, прохлорофитовые — 1. В 2002 г. в Будаковском лимане биологи впервые наблюдали «цветение» воды, сформированное мелко-размерными клетками с численностью в январе 1,7 млрд кл. $\cdot dm^{-3}$. В мае она выросла в 9 раз. За период последних 60 лет средняя численность фитопланктона выросла в 21 раз.

Ранее С. Б. Гринбарт, затем Ф. С. Замбриборщ, Я. И. Димитриев, а сейчас Л. И. Старушенко и С. Г. Бушуев [18] и П. В. Шекк [15] фиксируют существенные изменения видового состава рыб и их продуктивности в лимане. Если в 60-х годах XX века насчитывалось 22–29 видов, то сейчас — до 40 видов. Это кефаль, глосса, бычок, карась, атерина, судак, плотва, карп и др. Среднегодовая продуктивность 50 лет назад составляла 10,6 кг $\cdot га^{-1}$, а в последнее десятилетие — 4,0–5,0 кг $\cdot га^{-1}$.

Как можно видеть, Будаковский лиман находится в потенциально благоприятных условиях для производства морепродуктов и создания марикультуры. При планировании использования его природных ресурсов следует приоритетное внимание уделить снижению антропогенного пресса. В дальнейшем целесообразно установить режим оптимального природопользования.

Морфология и динамика пересыпи лимана. Как подчеркивалось ранее в этой статье, у береговых лиманов одним из важнейших элементов является пересыпь. Обычно она отделяет лиман от моря, что создает характерный только для него гидролого-гидрохимический режим, оказывает воздействие на седиментацию на дне, на колебания уровня, на водную переработку берегов, на формирование живых организмов, на воздействие антропогенного фактора. Поэтому важно знать черты морфологии и динамики изученной пересыпи.

Результаты исследования пересыпей, в том числе и Будаковской, изложены в книге Ю. Д. Шуйского и Г. В. Выхованец [23], а также в известной монографии [10]. Но эти результаты относятся к концу 80-х годов XX столетия и требуют обновления. Позже была исследована роль эолового фактора в формировании пересыпи и выявлен механизм её эволюции [4, 23]. В последующие годы были выполнены повторные топосъемки Будаковской пересыпи, выполнено топографо-грунтовое профилирование и обработаны полученные данные. Всего было отработано 9 характерных профилей, на которых было взято 137 проб береговых наносов. Весь этот материал был представлен так, как и в упомянутой книге [23].

Прежде всего, обращаем внимание на различия пересыпи на северо-восточном и юго-западном участках, которые разделены мостом через лиман. Хорошо видно, что северо-восточная часть пересыпи имеет ширину от 65 до 95 м, высоту — от 1,2 до 2,1 м (среднее 1,43 м) (рис. 14). Это на 10–40 % меньше, чем в 70-х годах минувшего столетия, а по объемному параметру ($\text{м}^3/\text{м}$) — почти в 2 раза. Такие изменения указывают на деградацию пересыпи и безостановочное её разрушение. Причин тому несколько, которые уже долгое время действуют совместно. Во-первых, необоснованная и безграмотная застройка пересыпи, особенно на отрезке Белгород-Днестровской районной территории. Во-вторых, эффективное нарушение механизма наносообмена между морским пляжем и лиманной зоной, что привело к уничтожению лиманной зоны и выведению из процесса развития эоловой зоны. В-третьих,

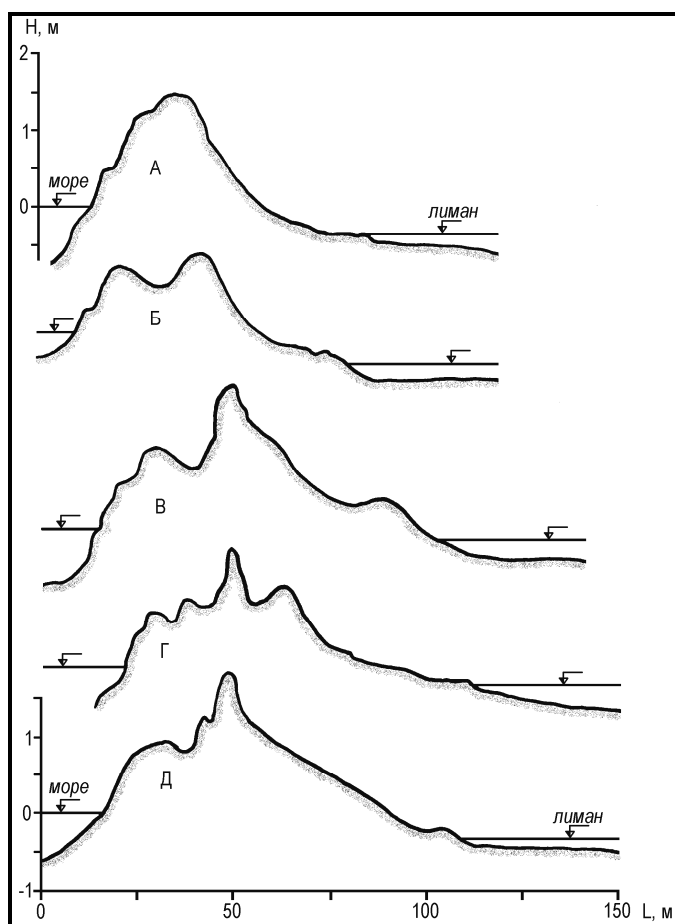


Рис. 14. Характерные поперечные профили вкрест простираения песчаной пересыпи Будаковского лимана (А — Д) на её северо-восточном участке в условиях усиленной деградации под влиянием антропогенного фактора. Шкала высоты Н, шкала длины L, метры

уничтожение реального и наиболее обильного источника песчаных наносов выше по потоку наносов, на Грибовской пересыпи, на Терновской террасе и на северной части пересыпи Днестровского лимана. В-четвертых, несанкционированный вывоз пляжевого песка в неизвестном направлении какими-то лицами.

В то же время на юго-западном участке Будацкой пересыпи, к юго-западу от моста размеры пересыпи гораздо больше (рис. 15). Ширина составляет от 110 до 155 м, а местами, в точках выдвигания конусов выноса прибойного потока в лиман, она может быть значительно больше. Это в 1,16–2,38 раз больше, чем северо-восточнее моста. И по высоте разница большая. Измеренные значения высоты меняются от 2,1 до 3,1 м, а в среднем равны 2,6 м. Это в 1,8 раза больше по среднему показателю по сравнению

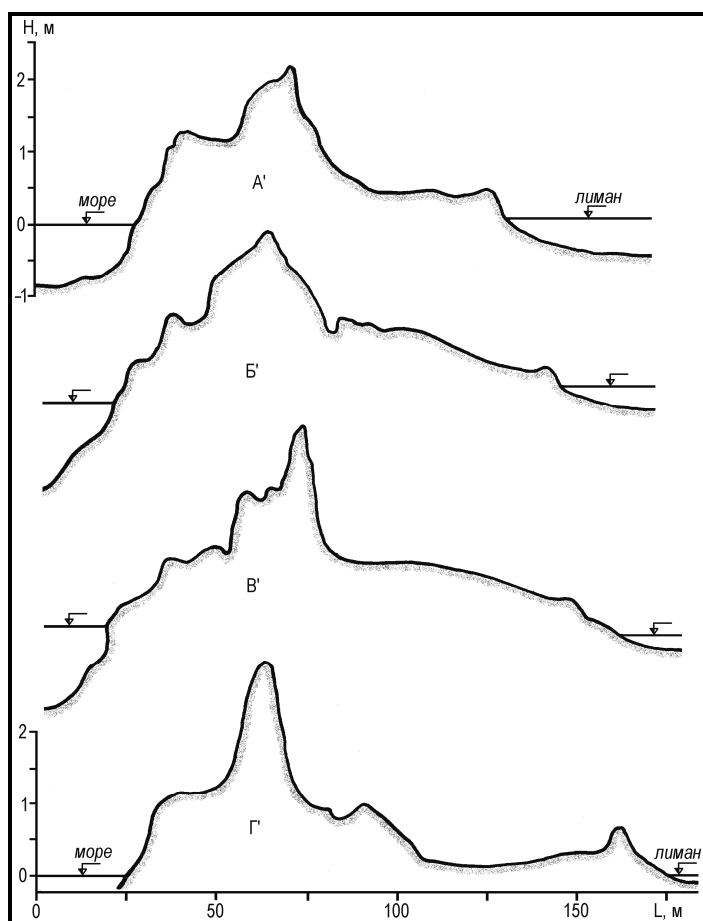


Рис. 15. Характерные поперечные профили вкост простираия песчаной пересыпи Будацкого лимана (А — Г) на её юго-западном участке в условиях ослабленного влияния антропогенного фактора. Шкала высоты Н, шкала длины L, метры

с северо-восточной частью пересыпи. Кроме того, её юго-западная часть характеризуется более крупными береговыми дюнами и четко выраженной лиманной зоной, в то время как северо-восточнее моста дюны выражены нечетко, в большинстве отсутствуют, как и лиманная зона. Соответственно, береговая линия быстрее отступает северо-восточнее моста, там и штормовые прорывы пересыпи бывают сильнее, чаще и дольше. И как результат, на юго-западе еще сохраняется растительность и животные, соответствующие окружающим абиотическим условиям. Это ведет к небольшому нарушению структуры ландшафта на пересыпи. В то же время на северо-востоке такая структура в основном уничтожена, за исключением небольшого участка перед мостом напротив Сергеевки.

Общая деградация, охватившая пересыпь Будаковского лимана, может быть подтверждена не только шириной и высотой, но также и динамикой. Типичным в этом отношении является участок на северо-восточной части пересыпи на Rp5Г/56. В качестве первичной приводится нивелировка профиля 20.08.2000 г. Повторные нивелировки были выполнены в 2005 г. и 2008 г. За прошедшие 8 лет береговая линия со стороны моря отступила на 22 м, т. е. в среднем на 2,75 м/год за указанный срок (рис. 16). Отступление береговой линии данной пересыпи было всегда. В условиях, близких естественным, когда влияние антропогенного фактора было слабым предельным, отступление было относительно небольшим.

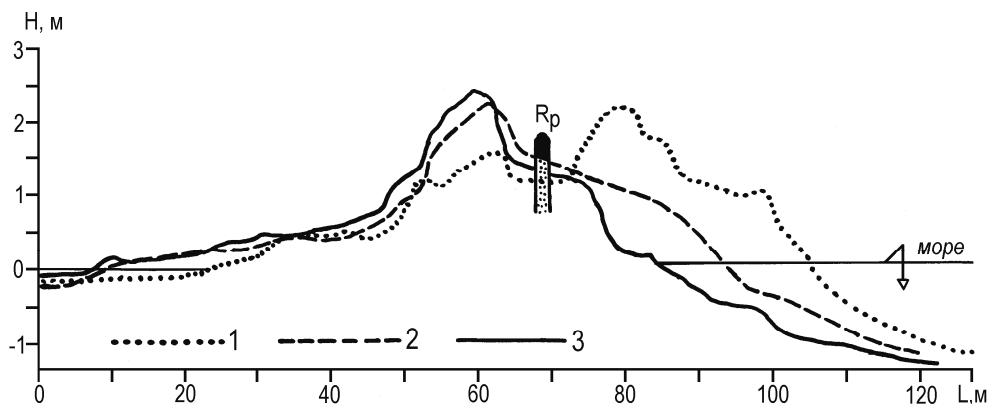


Рис. 16. Динамика поперечного профиля на песчаной пересыпи Будаковского лимана на участке запредельного антропогенного влияния по данным нивелирования: 1 — 20.08.2000 г.; 2 — 09.09.2005 г.; 3 — 27.08.2008 г.

Согласно результатам работы [23], в период 1957–1971 гг. вдоль берега от санатория «Золотые пески» до моста среднее значение расстояния, на которое отступила береговая линия, составила 24 м. Следовательно, за 16 лет общее отступление составило 24 м, или в среднем 1,5 м/год. Получается, что под влиянием усиления антропогенного пресса увеличиваются и средние скорости отступления берега. За последние 10 лет они возросли в 1,8 раза. Однако это не просто рост скоростей. Согласно рис. 16, отступление морской

стороны пересыпи сопровождается гораздо более медленным нарастанием (в 2–3 раза) береговой линии со стороны лимана. Как видим, происходит уменьшение ширины пересыпи, что является еще одним реальным признаком деградации, кроме разницы в размерах (рис. 14 и 15). И конечно же, в условиях тотальной безграмотной застройки Будацкой пересыпи и постепенного уменьшения её размеров происходит исчезновение характерного ландшафта песчаных эоловых форм прибрежно-морского типа.

На этом общем фоне, как было показано, еще сохраняется ландшафтная структура пересыпи к юго-западу от моста. Причины такого выражения пересыпи к юго-западу от моста кроются в том, что там отсутствует существенное влияние антропогенного фактора и еще действуют природные механизмы эволюции. Эта часть Будацкой пересыпи еще пока в состоянии самовосстанавливаться после естественных и искусственных возмущений. По этой же причине сохраняется пока относительно «здоровой» та часть северо-восточной половины пересыпи, которая примыкает к мосту и находится напротив Сергеевки. Она эксплуатируется щадяще, с сохранением допредельного антропогенного возмущения. Здесь не ведется строительство, не прокладываются дороги, а если вывозится песок, то втайне от властей и в очень небольшом количестве. В этой связи, крайне необходимо эту часть пересыпи передать громаде Сергеевки как средство продолжать «традиционную хозяйственную деятельность местного населения» — рекреационную. Чтобы и в дальнейшем «сергеевскую» часть не застраивать, не строить дорогу, рекреантов перевозить с коренного берега и возвращать обратно. В противном случае её ждет такое же разрушение, как и на Затокской и Белгород-Днестровской районной территории.

Выводы

1) Впервые выполнена комплексная физико-географическая съемка Будацкого лимана и всех его основных элементов: лиманной чаши, водной толщи и пересыпи. Она позволила получить именно ту информацию, которая обычно обеспечивает сохранение полезных свойств лимана, оптимальное природопользование, минимизацию антропогенного воздействия, дальнейшее «здоровое» состояние лимана.

2) Наибольшие глубины $\geq 2,2$ м встречены в юго-восточной части лимана: на ст. 10, 15 и 18 значение равно 2,20 м, на ст. 17 — 2,22 м, а максимум на ст. 21 — 2,25 м. В мелководной части глубины несколько превышают 1,5 м (1,60 м на ст. 44 и 1,68 м на ст. 46), а почти 70 % площади занято глубинами 1,0–1,5 м. Средняя глубина оказалась равной 1,4 м.

3) Около четверти всей площади Будацкого лимана занято водой с абсолютной прозрачностью, что составляет более 2 м. Прозрачность приближается к значениям максимальных глубин 2 м и глубже на 21 % всех отработанных станций. На более 80 % всех станций глубина совпадает со значениями прозрачности. Максимальная прозрачность составляет 2,25 м, минимальная 0,27 м, а средняя 1,38 м.

4) В поверхностном горизонте значения мутности составляют от 9,35 до 390,11 г/м³. В придонном горизонте они равны соответственно от 10,0 г/м³ (ст. 10 и 61) до 644,23 г/м³ (ст. 55). Нами выделено 5 групп мутности по показателю концентрации. Это в основном пелитовые фракции со средним диаметром $\leq 0,05$ мм. Около трети площади акватории лимана занято концентрациями мутности ≤ 40 г/м³, около половины — концентрациями в интервале 40–80 г/м³, а наименьшую, несущественную площадь занимают значения ≥ 160 г/м³

5) Максимальная измеренная температура воды в Будаковском лимане составила 27,0 °С (ст. 11, 12, 19, 38 и др.). Минимальной была температура, равная 23,0 °С (ст. 68). Неоднократно встречаются значения 24,0 °С (ст. 64). С учетом всех значений, полученных на 71 станции, средняя температура воды в поверхностном слое лимана равна 25,85 °С. В придонном горизонте среднее по лиману значение оказалось равным 25,51 °С, т. е. на 0,34 °С меньше, чем на поверхности.

6) В поверхностном горизонте среднее по лиману значение составляет 16,64‰, что несколько меньше, чем у дна (16,77‰). Такое распределение закономерно, в связи с тем, что более соленая вода тяготеет к придонному слою, даже несмотря на существенное ветровое перемешивание воды. На поверхности слоя воды наибольшая площадь занята значениями солёности 17–18‰ и 18–19‰. Наибольшая площадь слоя придонной воды занята содержанием соли в воде, равным интервалам 17–18‰ и 18–19‰.

7) Будаковский лиман находится в потенциально благоприятных условиях для производства морепродуктов и создания мариккультуры, для рекреационного использования и развития селитебной деятельности. При планировании использования его природных ресурсов следует приоритетное внимание уделить снижению антропогенного пресса. В дальнейшем целесообразно установить режим оптимального природопользования.

Литература

1. *Адобовский В. В.* Современные процессы высыхания и осолонения лиманов с ограниченным водообменом // *Эколог. проблемы Черного моря.* — 2002. — Вып. 3. — С. 3–8.
2. *Бабинец А. Е., Сухорезный А. А.* О гидрохимических особенностях донных отложений лиманов Северо-Западного Причерноморья // *Геологич. журнал.* — 1981. — Вып. 41. — № 2. — С. 104–111.
3. *Башкиров Г. С.* Динамика прибрежной зоны моря. — Москва: Морской транспорт, 1961. — 220 с.
4. *Выхованец Г. В.* Эоловый процесс на морском берегу. — Одесса: Астропринт, 2003. — 384 с.
5. *Выхованец Г. В., Гыжко Л. В., Вержбицкий П. С., Стоян А. А., Гыжко А. А., Муркалов А. Б.* Физико-географическая характеристика лимана Бурнас на северо-западном побережье Черного моря // *Вісник Одеського національного університету. Географ. та геол. науки.* — 2008. — Т. 13. — Вып. 6. — С. 44–56.
6. *Геология шельфа УССР.* Лиманы // *Общ. ред. Е. Ф. Шнюков.* — Киев: Наукова думка, 1984. — 176 с.
7. *Гыжко Л. В.* Изучение солёности лимана Бурнас на побережье Черного моря // *Вісник Одеського національного університету. Геогр. та геол. науки.* — 2009. — Т. 14. — Вып. 16. — С. 59–67.

8. Денисова А. И., Нахшина Е. П., Новиков Б. И., Рябов А. К. Донные отложения водохранилищ и их влияние на качество воды. — Киев: Наукова думка, 1987. — 163 с.
9. Журавлева Л. А., Александрова Н. Г. Гидрохимический режим // Лиманы Северного Причерноморья. — Киев: Наукова думка, 1990. — С. 29–69.
10. Лиманно-устьевые комплексы Причерноморья // Под ред. Г. И. Швевса. — Ленинград: Наука, 1988. — 304 с.
11. Мартынова М. В. Влияние взмучивания донных отложений на экосистемы водоемов // География и природные ресурсы. — 2007. — № 4. — С. 38–41.
12. Природа Одесской области. Ресурсы и их рациональное использование и охрана / Под ред. Г. И. Швевса и Ю. А. Амброз. — Киев — Одесса: Вьща школа, 1979. — 144 с.
13. Розенгурт М. Ш. Исследование влияния зарегулированного стока р. Днестра на солевой режим Днестровского лимана. — Киев: Наукова думка, 1971. — 132 с.
14. Розенгурт М. Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов одесских лиманов. — Киев: Наукова думка, 1974. — 224 с.
15. Северо-западная часть Черного моря: биология и экология / Отв. ред. Ю. П. Зайцев, Б. Г. Александров, Г. Г. Миничева. — Киев: Наукова думка, 2006. — 703 с.
16. Склярук Д. И. Грязевые озера и лиманы Украинской ССР и их практическое использование. — Киев: Изд-во АН УССР, 1959. — 265 с.
17. Склярук Д. И. Лиманы и озера Северного Причерноморья и их природные лечебные ресурсы // Труды Одесского госуд. университета им. И. И. Мечникова. — 1962. — Т. 152. — Вып. 10. — С. 68–73.
18. Старушенко Л. И., Бушув С. Г. Причерноморские лиманы Одесщины и их рыбохозяйственное использование. — Одесса: Астропринт, 2001. — 152 с.
19. Тимченко В. М. Эколого-гидрологические исследования водоёмов северо-западного Причерноморья. — Киев: Наукова думка, 1990. — 238 с.
20. Тимченко В. М. Экологическая гидрология водоемов Украины. — Киев: Наукова думка, 2006. — 383 с.
21. Чепижко А. В., Кадурін В. Н., Шатохіна Л. Н., Гижко Л. В. Еколого-геологічна система Березанського лиману — проблема її відновлення і регулювання // Причорномор. екологічний бюлетень. — 2009. — № 1 (31). — С. 79–87.
22. Шуйский Ю. Д. О результатах географических исследований Днестровского лимана на побережье Черного моря // Причорн. еколог. бюлетень. — 2009. — № 1 (31). — С. 55–78.
23. Шуйский Ю. Д., Выхованец Г. В. Экзогенные процессы развития аккумулятивных берегов в Северо-западной части Черного моря. — Москва: Недра, 1989. — 198 с.
24. Шуйский Ю. Д., Выхованец Г. В., Гыжко Л. В., Стоян А. А., Вержбицкий П. С. Физико-географические черты природы лиманов Шаганы и Алибей на побережье Черного моря // Причорноморський екологічний бюлетень. — 2009. Вип. 1 (31). — С. 96–111.
25. Эдельштейн К. К. Лимнологическая практика. — Москва: Изд-во Московск. унив., 1989. — 96 с.

Ю. Д. Шуйський, Г. В. Вихованець, Л. В. Гижко, О. Б. Муркалов
кафедра фізичної географії та природокористування,
Одеський національний університет імені І. І. Мечникова,
вул. Дворянська, 2, Одеса-82, 65082, Україна

ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ РИСИ БУДАЦЬКОГО ЛИМАНУ НА ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОМУ УЗБЕРЕЖЖІ ЧОРНОГО МОРЯ

Резюме

Будацький лиман відносно невеликий (довжина близько 17 км, максимальна ширина 2,5 км, площа пересічно 31 км²), він зазнає потужного антропогенного тиску і має суттєве господарське значення. Кондиційна зйомка лиману налічувала 71 станцію (1 станція характеризувала близько 0,44 км² акваторії). На підставі зйомки були складені карти рельєфу дна, прозорості, каламутності води, температури, солоності на поверхні та в донному шарі. Визначені провідні закономірності розвитку природної системи лиману.

Ключові слова: Чорне море, узбережжя, лиман, рельєф, вода, пересип, температура, солоність.

Yu. D. Shuisky, G. V. Vykhovanets, L. V. Gyzhko, A. B. Murkalov
Physical Geography Dept.,
National Mechnikov's University of Odessa,
2, Dvoryanskaya St., Odessa-82, 65082, Ukraine

PHYSICAL GEOGRAPHY OF BUDAKI LIMAN ALONG NOTHERN COAST OF THE BLACK SEA

Summary

Budaki liman is relatively small (31 km, long 17 km with maximal wide 2,5 km). It expose of impact of anthropogenic press and have noticeable economic significance. Standard limnologic survey was accomplished on 71 stations (in average 0,44 km² per the one station). According the noted survey, different maps were constructed: maps of the bottom relief, bottom sediments, water suspension, transparence, temperature, salinity in surface and bottom layer etc. Basic natural peculiarities were discovered for natural system of Budaki liman.

Key words: Black Sea, coast, liman, relief, water, shore bar, temperature, salinity.

Г. А. Будзика, аспірант,
Центр досліджень науково-технічного потенціалу
та історії науки ім. Г. М. Доброва НАН України,
бул. Т. Шевченка, 60, Київ-32, 01032, Україна

СТИСЛИЙ ІСТОРИЧНИЙ ОГЛЯД ДЕРЖАВНИХ ПРОГРАМ ДОСЛІДЖЕНЬ УКРАЇНИ В АНТАРКТИЦІ

Проаналізовано Державні програми досліджень України в Антарктиці. Виділено основні напрямки досліджень та показано їх зміну та деякі результати. Показано внесок України в географічні дослідження Антарктики відповідно до низки програм наукових та науково-виробничих досліджень.

Ключові слова: Антарктика, станція, Вернадський, дослідження, програма.

Вступ

Треба зазначити, що українські вчені почали досліджувати Антарктику ще за часів Радянського Союзу. Тоді вони брали широку участь в складанні програм, в антарктичних зимівлях та поточних вимірюваннях, в обробці інформації, у виготовленні та налаштуванні приладів та обладнання, у виробленні транспортної техніки, в складанні карт, в підготовці та публікації наукових робіт, в роботі державних установ. Вони працювали на станціях Мирний, Молодіжна, Ленінградська, Беллінсгаузен та ін. Тому в Україні було накопичено багато цінних матеріалів, склалася спільнота кваліфікованих фахівців, набуто цінний досвід антарктичних досліджень. Тому незалежна Україна в 90-ті роки ХХ століття вже була готовою до робіт в Антарктиці.

Дослідження українських вчених в Антарктиці, починаючи з 1996 р., проводяться згідно до прийнятих Державних програм географічних, геологічних, біологічних та геофізичних робіт на українській станції «Академік Вернадський». В ході тривалих переговорів вона була передана Україні Великою Британією на певних умовах. Кожна наступна Програма є розвитком та логічним продовженням попередньої. Державні програми досліджень України в Антарктиці показують зміну напрямків і змісту досліджень, які корелюються із основними напрямками досліджень, що зазначені в концепції SCAR (Науковий комітет з антарктичних досліджень).

Мета даного дослідження полягає в здійсненні історичного аналізу Програм досліджень України в Антарктиці, їх змін та виявлення перспектив реалізації інтересів нашої держави в Антарктичному регіоні. Для досягнення мети роботи треба вирішити наступні провідні завдання: а) проаналізувати перші дослідження самостійної України в Антарктиці; б) розкрити успадкування українських досліджень України від попередників; в) визначення подальших досліджень України в Антарктиці. Аналіз завдань та їх вирішень має суттєве теоретичне значення, а використання ви-

сновків для господарської практики обумовлює практичне значення статті. Зазначене дає підстави для ствердження, що об'єктом роботи є директивні документи для вивчення полярної та субполярної Антарктичної зони, а предметом є історичний аналіз програм досліджень України в Антарктиці. Для координації антарктичних досліджень та виконання підсумків робіт в Україні створено Науковий комітет з Антарктичних досліджень.

Матеріали та методи досліджень

При написанні статті використовувались нормативно-правові акти, які затверджували Державні програми досліджень в Антарктиці, а також опубліковані матеріали фахівців з досліджень в Антарктиці. В процесі аналізу необхідної інформації використовувались методи узагальнення, історичний, співставлень, а також систематизації та класифікації даних.

Аналіз матеріалів дослідження

Згідно із попередньою домовленістю, внесеною в Меморандум про передачу станції «Академік Вернадський», Україна повинна продовжити ряд тривалих досліджень, які до цього велись на станції британськими спеціалістами. Було продовжено найбільш тривалі в Антарктиці метеорологічні спостереження, іоносферні та магнітні, а також спостереження за змінами озонового шару. Дослідження, які проводились британськими вченими, українські вчені зобов'язані були не лише продовжувати, а й розширювати [1]. Після передачі станції було продовжено роботи з радіофізики і розповсюдження радіохвиль, дослідження зв'язків між умовами розповсюдження радіохвиль і параметрами атмосфери з використанням даних магнітометрів, ріометрів, вертикального зондування іоносфери, даних про варіації міжпланетного магнітного поля. Практично до 1997 р. на станції «Академік Вернадський» проводились багаторічні спостереження за станом озонового шару, земного магнетизму та гідрометеорологічні спостереження.

З 1997 р. дослідження проводились згідно до прийнятої Першої Державної програми досліджень України в Антарктиці, терміном на 1996–2000 рр., яка була затверджена постановою Кабінету Міністрів України № 719 від 4 липня 1996 р. Згадана програма була включена в Національну програму досліджень та використання ресурсів Азово-Чорноморського басейну, інших районів Світового океану на період до 2000 року [3]. Уже в 1997 р. були організовані перші великомасштабні дослідження, які ділилися на дві частини — наукові спостереження на станції «Академік Вернадський» і експедиційні дослідження у відкритому морі, що прилягає до Антарктичного п-ова. Протягом даного періоду були виконані три морські антарктичні експедиції, дві з яких (1996–1998 рр.) були відпрацьовані на судні «Ернст Кренкель», а третя — в 2000 р. на НДС «Горизонт». В ході морських експедицій виконувалися дослідні роботи в районах морів Беллінсгаузена, Скотія та Уедделла, а також в районах Південних Ор-

кнейських та Південних Шотландських островів. В результаті була суттєво уточнена карта океанічного дна в даних районах. За результатами гідро-біологічних досліджень були отримані певні уявлення про стан біоресурсів приатлантичних морів, які досліджувались [2]. В 2000 р. в рамках П'ятої антарктичної експедиції Українським антарктичним центром було введено нові напрямки досліджень на станції, а також оновлене наукове обладнання. До вищезазначених досліджень були включені також дослідження фізики верхньої атмосфери, сейсмоакустичні, гляціологічні, океанологічні (океанографічні), біологічні та медико-фізіологічні. Пріоритетним напрямком в програмі були біоресурсні та океанографічні дослідження, що було обумовлено перспективою використання харчових біоресурсів, а також сировини для потреб народного господарства нашої держави. З метою дослідження механізму виснаження озонового шару було запропоновано проводити метеорологічне вивчення динаміки полярних стратосферних і аерозольних хмар [3].

З 2002 р. була прийнята Друга Державна програма досліджень України в Антарктиці. Вона виступає розвитком та логічним продовженням попередньої Першої Програми на 1996–2000 рр., згідно з якою дослідження проводяться включно до 2010 р. Друга була затвердженою Розпорядженням Кабінету Міністрів України № 442-р від 13.09.2001 р. Вона увесь час фінансувалася за рахунок коштів з державного бюджету [6]. Замовником зазначеної Програми було Міністерство освіти й науки України, а Національний антарктичний науковий центр (НАНЦ) виконував функції органа керування і координації пунктів Програми. Для її виконання й проведення українських антарктичних експедицій під керуванням НАНЦ широко залучались інститути й організації вищої школи України, інші державні й недержавні організації.

В даній програмі зафіксовані такі напрямки, переважно географічних, науково-дослідних робіт:

- океанографічні та біоресурсні дослідження;
- гідрометеорологічні;
- фізика атмосфери та ближнього космосу;
- ядерно-фізичні дослідження Земної кулі та її атмосфери;
- геолого-геофізичні дослідження Земної кори;
- біологічні (системне дослідження структури та функцій антарктичних біоценозів) дослідження материка та океану;
- медико-фізіологічні дослідження людей в Антарктиді;
- розробка та впровадження нових технологій в умовах низьких температур;
- науково-інформаційна та туристична діяльність.

У рамках вказаних напрямів Україна брала участь в 16 проектах III Міжнародного Полярного Року. Вона співпрацює з антарктичними організаціями 14 країн (Аргентина, Чилі, Перу, Греція, Іспанія, Люксембург, Польща, Чехія, Болгарія, Словенія, Словаччина, Росія, Великобританія, США). Результати досліджень українських учених регулярно представляються на міжнародних науково-технічних конференціях і в науково-технічній

літературі [7]. Сформувалася і поповнюється вченими українська школа антарктичних дослідників. Готуються та виконуються інтерактивні публікації, в тому числі складання картографічних документів та доповіді на міжнародних наукових конференціях.

В розпорядженні Кабінету Міністрів України від 3 лютого 2010 р. «Про схвалення Концепції Державної цільової науково-технічної програми проведення досліджень в Антарктиці на 2011–2020 роки» йдеться про наступне. Зазначається: «У зв'язку із тим, що строк дії Державної програми проведення досліджень в Антарктиці на 2002–2010 рр., схваленої розпорядженням Кабінету Міністрів України від 13 вересня 2001 р., закінчується 31 грудня 2010 р., виникла потреба у розробленні нової програми на 2011–2020 роки» [8]. В даному Розпорядженні підбиті підсумки 14 років досліджень України в Антарктиці. В ньому віддзеркалені провідні досягнення, які показують внесок України в антарктичні дослідження і збереження довкілля:

- створено систематизований каталог первинних зразків, картографічних матеріалів та схем розрізів (профілів) геолого-геофізичного змісту з використанням супутникових даних; розроблений метод гравіметричної томографії, який дав змогу відобразити внутрішню структуру земних надр і виявити перспективні нафтогазові родовища (розрахункові запаси нафти в Антарктиці становлять 107 млрд тонн, природного газу — 15 трлн куб. метрів);

- проведено біоресурсні та океанографічні роботи під час морських експедицій на науково-дослідному судні «Ернст Кренкель», які сприяли поглибленню уявлення про морські біосистеми та медико-санітарні чинники регіону і підтвердили перспективність атлантичної частини Антарктики для промислу криля і риби;

- вперше в світі сформульовано концепцію дослідження техногенного впливу на «електромагнітний клімат» Землі, розроблено метод довгострокового прогнозу погоди для Антарктичного півострова; відтак, антарктичну станцію «Академік Вернадський» включено до глобальної системи відстеження кліматичних змін;

- поблизу антарктичної станції «Академік Вернадський» закладено біогеографічний полігон на базі унікальної антарктичної ландшафтної бази, створено топографічну карту полігону, застосований комплексний підхід до вивчення антарктичної флори та фауни дав змогу отримати принципово нові дані про фітовіруси та ґрунтові мікробні ценози;

- вперше в Антарктиці на антарктичній станції «Академік Вернадський» впроваджено технологію з переробки твердих харчових відходів; результати медико-біологічних досліджень українських учених враховані під час розробки медичних стандартів і створення міжнародної системи охорони здоров'я в Антарктиці.

Обговорення результатів досліджень будуть проведені в рамках V Міжнародної Антарктичної Конференції «Антарктика і глобальні системи Землі: нові виклики та перспективи», яка була запланована на травень 2011 р. Ураховуючи результати виконання Державної програми проведення дослі-

джен в Антарктиці на 2002–2010 рр., подальші дослідження на період до 2020 р. пропонується проводити на державному рівні відповідно до нової Державної цільової науково-технічної програми проведення досліджень в Антарктиці на 2011–2020 рр. Ця Програма сприятиме зміцненню і розвитку міжнародної співпраці в Антарктиці і в Системі Договору про Антарктику на принципах гармонійного поєднання національних інтересів України і інших Сторін Договору про Антарктику.

Метою Програми є забезпечення проведення фундаментальних та прикладних наукових досліджень в Антарктиці, ефективного функціонування антарктичної станції «Академік Вернадський», виконання Україною міжнародних зобов'язань відповідно до Договору про Антарктику та науково обґрунтованої оцінки перспектив освоєння біологічного та мінерально-ресурсного потенціалу регіону.

Дана Програма буде здійснюватись по таких напрямках:

- геолого-геофізичні дослідження;
- геокосмічні дослідження;
- метеорологічні дослідження;
- океанографічні дослідження;
- фізичні дослідження;
- біологічні дослідження;
- медико-фізіологічні дослідження;
- логістичне забезпечення діяльності;
- діяльність у Системі Договору про Антарктику.

А конкретніше Програма передбачає: проведення щорічних досліджень на Українській антарктичній станції «Академік Вернадський» з модернізацією її науково-технічної бази, сезонні морські експедиції по вивченню біологічних та мінеральних ресурсів, наземних та морських екосистем, дослідження антарктичних зразків гірських порід та біологічних об'єктів в лабораторіях НАН і МОН України, інших організацій. Також передбачається створення інформаційних систем і технологій, спостережно-аналітичної системи для контролю за станом морського середовища району станції «Академік Вернадський» та суходолу архіпелагу Аргентинських островів. Планується виконувати дистанційний моніторинг стану верхньої атмосфери та геокосмосу, розробка новітніх біотехнологій знешкодження медико-біологічних небезпечних органічних відходів та очищення стічних вод антарктичних станцій. За програмою потрібна активна участь представників України в роботі міжнародних антарктичних організацій та участь у міжнародних проектах, які виконуються у рамках SCAR, створення на о. Галіндез біогеографічного полігону для комплексних міжнародних наукових досліджень за участю дослідників інших країн — учасниць Договору про Антарктику, інших антарктичних організацій. Особливу увагу потрібно сконцентрувати на створення системи підготовки і перепідготовки фахівців для роботи в антарктичних експедиціях [8].

Програма визначає стратегію діяльності, національні інтереси України в Антарктиці, забезпечить подальші дослідження української антарктичної станції «Академік Вернадський» та участь України в системі договору про

Антарктику. Один із керівників робіт України в Антарктиці директор Національного антарктичного наукового центру академік Петро Гожик навів таке визначення: «Державна цільова науково-технічна програма проведення досліджень України в Антарктиці на 2011–2020 роки — це комплекс взаємопов'язаних завдань і проектів наукових досліджень в Антарктиці. Вона визначатиме стратегію діяльності, національні інтереси України в Антарктиці на найближчу і віддалену перспективу».

Після виконання Програми очікується отримати певні політичні, економічні, наукові, технічні та комерційні результати, що сприятимуть соціально-економічному розвитку України:

- забезпечити проведення досліджень на антарктичній станції «Академік Вернадський», модернізацію її науково-технічної бази;
- визначити найперспективніші ділянки шельфу моря Беллінсгаузена на вуглеводну (нафта, газ) та рудну спеціалізацію;
- розробити схему зміни великомасштабної глобальної атмосферної циркуляції та погодних умов над районом Антарктичного півострова до середини XXI століття і методи прогнозування погоди;
- створити сезонну науково-дослідну базу на Антарктичному півострові;
- визначити закономірності впливу метеорологічних умов і динаміки океанічного середовища на формування і розподіл зон підвищеної біологічної продуктивності та промислової значущості західно-антарктичного сектору Південного океану;
- визначити критерії оцінки стану людини під час тривалого перебування в екстремальних умовах та розробити комплексну технологію профілактики дизадаптаційних порушень, збереження здоров'я і працездатності учасників антарктичних експедицій;
- розробити і впровадити нові технології, препарати та матеріали;
- створити інформаційні системи і технології, спостережно-аналітичні системи для здійснення контролю за станом морського середовища;
- провести дистанційне регулярне зондування стану верхньої атмосфери та геокосмосу та створити моделі перенесення енергії з поверхні Землі на висоти геокосмосу;
- визначити структурно-функціональну та молекулярно-генетичну характеристику антарктичних організмів;
- отримати нові продуценти біологічно активних речовин для створення нових лікувально-профілактичних засобів;
- визначити критерії оцінки стану організму людини під час тривалого перебування в екстремальних погодних умовах та розробити комплексну технологію профілактики дизадаптаційних порушень, збереження здоров'я і працездатності полярників; розробити і впровадити нові технології, препарати та матеріали;
- встановити закономірності формування впливу метеорологічних умов і динаміки океанічного середовища на формування і розподіл зон підвищеної біологічної продуктивності та промислової значущості західно-антарктичного сектору Південного океану;

- розробити новітні біотехнології знешкодження екологічно небезпечних органічних відходів та очищення стічних вод антарктичних станцій;
- забезпечити участь представників України у роботі міжнародних антарктичних організацій та реалізацію міжнародних проектів Наукового комітету з антарктичних досліджень;
- створити позитивний імідж України шляхом розвитку вітчизняного інтелектуального та промислового потенціалу.

Державним замовником є Держкомінформнауки, який відповідає за втілення результатів в господарчу практику [8].

3 листопада 2010 року Кабінет міністрів затвердив дану Програму. На її виконання заплановано витратити близько 187 млн гривень. На реалізацію попередньої програми було передбачено витратити лише 85 млн гривень. Витрати нашої країни дорівнюють приблизно на рівні витрат Польщі та деяких інших малих країн. Наприклад в Росії на Програму 2011–2020 рр. заплановано виділити 2 млрд дол., в США лише в 2009 р. було витрачено 516 млн дол. Тому можна зробити висновок про поки що дуже невеликий внесок України в дослідження Антарктики.

Програма	Період виконання	Наукові дослідження
Державна програма досліджень України в Антарктиці. В складі Національної програми досліджень та використання ресурсів Азово-Чорноморського басейну, інших районів Світового океану на період до 2000 року	1996–2000	Продовження досліджень британських вчених по земному магнетизму гідрометеорології та стану озонового шару. Розпочати геолого-геофізичні, океанографічні, біоресурсні дослідження, фізики верхньої атмосфери та гляціології. Вдосконалення та оновлення апаратного комплексу. Розвиток міжнародного співробітництва
Державна програма досліджень України в Антарктиці	2002–2010	Продовження розпочатих досліджень, їх кореляція згідно зі зміною основних напрямків досліджень, що включені в міжнародні програми. Розробка та впровадження нових технологій, розвиток науково-інформаційної та туристичної діяльності
Державна цільова науково-технічна програма проведення досліджень України в Антарктиці	2011–2020	Планується продовження досліджень, модернізація науково-технічної бази, створення сезонної науково-дослідної бази на Антарктичному півострові, забезпечення участі представників України у роботі міжнародних антарктичних організацій та реалізація міжнародних проектів Наукового комітету з антарктичних досліджень

Висновки

Аналіз Державних програм досліджень України в Антарктиці за період з 1996 по 2010 рік дозволив зробити певні висновки. Вони формуються за потребами міжнародного співробітництва та національних інтересів України для виконання відповідних досліджень, які мають практичне і теоретичне значення. Назви програм та їх зміст викладено в наведеній таблиці.

Як бачимо, зміст програм є різноманітним і включає в себе питання, життєво важливі для всіх людей планети. Мати постійно діючу наукову станцію в Антарктиді не тільки престижно, але й вигідно. Україна одержує привілеї на вилов риби та іншої «морської їжі» в антарктичних водах, і вже цим покриває всі витрати на утримання станції. Присутність України в Антарктиді актуально ще й тому, що усе активніше розвивається антарктичний туризм, хоча він поки що є одним із найдорожчих у світі. За рік сюди приїздить мало осіб, лише до 5 тисяч туристів. Сьогодні на своє власне місце на антарктичній землі претендує багато держав, які виносять свої претензії щодо антарктичного шельфу, що є одним з найбільш нафтоносних ділянок материка, та інших, не менш багатих корисними копалинами ділянок материка. І лише проводячи наукові дослідження в Антарктиці, роблячи певний внесок в комплексні дослідження всієї світової наукової спільноти, Україна забезпечить собі гідне місце серед світових лідерів.

Література

1. Гожик П. Ф., Литвинов В. А., Кузько А. В. Научные исследования в системе Договора об Антарктике // III Міжнародний Полярний рік 2007–2008: результати та перспективи: Тези IV Міжнародної Антарктичної Конференції. — К., 2009. — С. 280–281.
2. Рыбачук В. П., Гожик П. Ф., Виденина Н. Г., Литвинов В. А. Исследования Украины в Антарктике. — К., 2008. — 286 с.
3. Про затвердження Державної програми досліджень України в Антарктиці [Електронний ресурс] // Постанова Кабінету міністрів України від 4 липня 1996 року, № 719.
4. Гожик П. Ф. Дослідження Глобальної значимості // Рідна природа. — 1998. — Т. 27. — № 4–6. — С. 64–65.
5. Оскрет Ю. Б. Україна в Антарктиці не новачок // Рідна природа. — 1996. — Т. 25. — № 1. — С. 20–22.
6. Розпорядження Кабінету Міністрів України № 422-р від 13. 09. 2001 «Про Державну програму досліджень України в Антарктиці на 2002–2010 роки» // Урядовий кур'єр. — 2001. — № 168.
7. Гожик П. Ф. Антарктика — прежде всего научный полигон // Еженедельник 2000. Аспекты. Наука, 2010.
8. Постанова Кабінету Міністрів України № 1002 від 03. 11. 2010 «Про затвердження Державної цільової науково-технічної програми проведення досліджень в Антарктиці на 2011–2020 роки» // Урядовий кур'єр. — 2010. — № 225.

Г. А. Будзика

Центр исследований научно-технического потенциала
и истории науки им. Г. М. Доброва НАН Украины,
бул. Т. Шевченко, 60, Київ-32, 01032, Украина

**КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР ГОСУДАРСТВЕННЫХ
ПРОГРАММ ИССЛЕДОВАНИЙ УКРАИНЫ В АНТАРКТИКЕ**

Резюме

Проанализированы Государственные программы исследований Украины в Антарктике. Выделены основные направления исследований и показано их изменение и некоторые результаты.

Ключевые слова: Антарктика, академик Вернадский, научные исследования, программа.

G. A. Budzyka

Research of scientific and technical potencial
and history of science of NAS Ukraine,
bul. T. Shevchenka, 60, Kyiv-32, 01032, Ukraine

**SHORT HISTORICAL REVIEW OF GOVERNMENT PROGRAMS
OF RESEARCH OF UKRAINE IN ANTARCTIC REGION**

Summary

The Government programs of researches of Ukraine are analysed in Antarctic Region. Basic directions of research are distinguished and their change, and some results are shown.

Key words: Antarctic Region, Academician Vernadskiy, scientific researches, Program.

ГРУНТОЗНАВСТВО ТА ГЕОГРАФІЯ ҐРУНТІВ

УДК 631.67:631.445.4(477.7)

Я. М. Біланчин, канд. геогр. наук, доц.
Одеський національний університет імені І. І. Мечникова,
кафедра ґрунтознавства і географії ґрунтів,
вул. Дворянська, 2, Одеса, 65082, Україна

ІРИГАЦІЯ ТА ЧОРНОЗЕМИ МАСИВІВ ЗРОШЕННЯ ПІВДНЯ УКРАЇНИ Й ОДЕЩИНИ НА ВХОДІ У ІІІ ТИСЯЧОЛІТТЯ

Характеризується стан іригації та чорноземів масивів зрошення півдня України й Одещини перших років ІІІ тисячоліття. Висвітлені тенденції зміни засоленості й гумусованості чорноземів масивів зрошення, їх катіонно-обмінної здатності та агрофізичного стану в сучасних агрогосподарсько-меліоративних умовах. Наведені класифікація меліоративно-ресурсного стану чорноземів масивів зрошення за комплексом показників оцінки стану та інтегральна класифікація їх за ступенем деградації.

Ключові слова: іригація (зрошення), чорноземи, постіригаційна еволюція, деградація ґрунтів, агромеліоративний стан, родючість.

Вступ

Дефіцит атмосферного зволоження на півдні України та посилення посушливості погоди й зростання температур літніх місяців в останні десятиліття у поєднанні з високими тепловими ресурсами й потенційно високородючими чорноземними і темно-каштановими ґрунтами визначають необхідність і доцільність іригації тутешніх земель як засобу інтенсифікації землеробства і зменшення його залежності від погодно-кліматичних умов.

Історія іригації земель півдня України та Одещини на крайньому його заході налічує вже 50 років. Якщо 1960–1990-ті роки тут були періодом широкомасштабного іригаційного будівництва і регулярного зрошення земель, головню чорноземів південних і чорноземів звичайних, то в останні 15–20 років різко зменшились площі й інтенсивність поливу на фоні погіршення агромеліоративної культури та екстенсифікації землеробства на масивах зрошення.

Проблеми іригації в регіоні за використання для поливу вод різної іригаційної якості, ландшафтно-екологічні і ґрунтово-генетичні наслідки зрошення висвітлені у численних публікаціях попередніх років [1–8, 10–14 та ін.]. За результатами досліджень констатується, що чорноземи півдня

України надзвичайно чутливі до впливу зрошувальної води і вирізняються підвищеною селективністю до поглинання натрій-іонів. Практично повсюдними наслідками їх зрошення стає підвищення мобільності карбонатів і гумусових речовин, зменшення ємності катіонного обміну (ЄКО), зниження вмісту кальцію в ґрунтовому поглинальному комплексі (ГПК) та зростання долі поглинутих магнію і натрію, що свідчить про підлучення й осолонцювання чорноземів при зрошенні. При цьому суттєво погіршуються показники агрофізичного стану в результаті знеструктурення і кіркутворення, збільшення щільності й твердості, зниження водопроникності, зростає гідрофільність зрошуваних ґрунтів. Найбільш суттєві деградаційні зміни в чорноземах констатуються при зрошенні їх іригаційно неякісними водами підвищеної мінералізації та натрієвого хімізму, за умов некарбонатності чи вилугованості вихідних до зрошення ґрунтів. І значно в меншій мірі змінюються при зрошенні показники стану чорноземів при їх карбонатності, бездефіцитному балансі гумусу і кальцію, ощадливих режимах поливу іригаційно якісними водами.

У пропонованій статті за результатами наших багаторічних (1970–2010 рр.) ґрунтово-моніторингових досліджень, в основному на масивах зрошення Одеської області [9], аналізується стан іригації та чорноземів масивів зрошення регіону перших років III тисячоліття. Актуальність роботи полягає в оцінці сучасного стану іригації та чорноземів масивів зрошення півдня України й Одещини у зв'язку із різким зменшенням поливних площ та екстенсифікацією землекористування. Теоретичне і практичне значення роботи — у встановленні сутності, специфіки та просторових закономірностей сучасних ландшафтно-геохімічних і ґрунтотворних процесів на масивах зрошення, особливо деградаційної направленості, з метою обґрунтування заходів з охорони, раціонального використання та підвищення родючості чорноземів масивів зрошення, в т. ч. і в умовах припинення поливів в останні 15 років.

Сучасний стан іригації та тенденції зміни показників стану чорноземів масивів зрошення

Починаючи з 1993–1996 рр. на півдні України через брак фінансування і відсутність належного матеріально-технічного забезпечення різко зменшується площа регулярно зрошуваних земель. З 1995 р. не будуються нові зрошувальні системи, в незначних обсягах проводиться реконструкція існуючих систем. Практично знищена внутрішньогосподарська зрошувальна мережа, що на балансі господарств. Дощувальна техніка у більшості господарств розкомплектована, парк її не обновлюється. Станом на 2002–2010 рр. в Україні зрошувались щорічно лише 0,4–0,8 млн га із наявних 2,2 млн га, на решті площ зрошення з різних причин тимчасово чи остаточно припинено [11]. В Одеській області в ці ж роки площа фактичного зрошення становила лише 32–57 (до 70) тис. га із наявної загальної площі зрошуваних земель 227 тис. га. При цьому суттєво зменшились норми зрошення і норми поливу сільськогосподарських культур. Внесення мінераль-

них добрив в останні десятиріччя зменшилось до 18–20 кг/га проти 141 кг/га у 1990 р., зменшено внесення на поля масивів зрошення в останні 12–15 років меліорантів, пестицидів і гербіцидів.

В умовах виведення (конверсії) земель зі зрошення та зниження рівня інтенсифікації землеробства на масивах зрошення порушується квазірівновага процесів і режимів у ландшафтах і ґрунтах, що склалася у 1980–1990-х роках, біогеоциклічність елементів в агроекосистемах, що стає причиною погіршення агроеліоративного стану ґрунтів і земель. Зокрема, різке зменшення обсягів внесення органічних добрив спричинює інтенсифікацію процесів мінералізації гумусу (дегуміфікацію ґрунтів), погіршення фізичних і фізико-хімічних властивостей ґрунтів. Припинення робіт з хімічної меліорації (гіпсування) земель призводить до посилення проявів агрофізичної солонцюватості ґрунтів — запливання в роки і сезони підвищеного атмосферного зволоження та злитизації у посушливі [5, 10–12].

В результаті зменшення площ зрошуваних земель та інтенсивності їх поливу, екстенсифікації землеробства на масивах зрошення півдня України, як показали дослідження останніх років [3–6, 8, 10, 11, 14], очевидна тенденція до поступової ренатуралізації ландшафтно-екологічної ситуації та реградації іригаційно-змінених в попередні роки ґрунтів, в першу чергу чорноземів. Має місце поступове відновлення морфолого-генетичних ознак і властивостей ландшафтів та ґрунтів до рівня вихідних до зрошення. В той же час на ділянках подальшого використання в режимі зрошення (сьогодні частіше на фоні невідповідної агроеліоративної культури та погіршення іригаційної якості поливної води) ймовірно очікувати погіршення показників агроеліоративно-ресурсного стану ґрунтів. І в першому, і другому випадках прогнозованого використання земель масивів зрошення на сьогоднішньому рівні агроеліоративної культури родючість ґрунтів має тенденцію до зниження. Масиви зрошення практично втратили роль стабілізуючого чинника у ресурсному та продовольчому забезпеченні держави [2, 11].

Таким чином, поступова зміна в останні 15 років агрогосподарсько-еліоративних умов на масивах зрошення півдня України спричинює подальшу зміну і певне ускладнення існуючої природно-господарської та агроеліоративно-ґрунтової ситуації, що призводить до розвитку нових чи певної трансформації сутності ландшафтно-геохімічних і ґрунтотворних процесів попереднього періоду широкомасштабного та інтенсивнішого зрошення земель, а відповідно й до поступової зміни показників стану ґрунтів [2, 3, 5, 8, 10, 11, 14]. Згідно із результатами наших багаторічних (1991–2010 рр.) ґрунтово-моніторингових досліджень загальною тенденцією еволюції чорноземів після припинення їх зрошення є відновлення параметрів, характерних для їх вихідного (до зрошення) стану. В першу чергу, це стосується сольових характеристик, складу ґрунтового розчину та ГПК, в значній мірі і показників гумусованості та агрофізичного стану [9].

Зокрема, в ґрунтах вододільних масивів посилюється елюювання солей із верхніх горизонтів профілю, особливо у холодний період року. В той же час ґрунтово-підґрунтова товща геохімічно залежних ландшаф-

тів вирізняється дещо вищим вмістом легкорозчинних солей. На ділянках продовження зрошення типовими залишаються процеси щорічної сезонно-зворотної міграції-акумуляції солей з тенденцією до поступового її затухання. Сезонно-зворотний режим динаміки засоленості простежується і в раніше зрошуваних ґрунтах, які в останні 15 років у постіригаційному режимі. Особливо чітко виражена акумуляція солей в обох випадках у посушливі літньо-осінні місяці та на ділянках неглибокого (до 3–4 м) рівня підґрунтових вод, масивах зрошення в попередні роки водами підвищеної (2–3 г/дм³ і більше) мінералізації. У багаторічному плані у всіх випадках очевидна тенденція до затухання галогеохімічних процесів у ландшафтах і ґрунтах масивів зрошення. В умовах зрошення чорноземів в останні роки водами підвищеної мінералізації (1,5–2,0 г/дм³ і більше) натрієвого хімізму, як і в попередній період, співвідношення водорозчинних $\text{Ca}^{2+}:\text{Na}^{+}$ по всьому профілю зростає до 0,3–0,5 (0,7), що свідчить про наявність тут умов для розвитку процесів осолонцювання. Умови для осолонцювання нижніх горизонтів ґрунтів зберігаються і на ділянках припинення в останні 10–15 років поливів водами підвищеної мінералізації натрієвого хімізму [6, 9, 14].

В останні 20 років очевидна тенденція до дегуміфікації чорноземів регіону — як в умовах богари, так і зрошення, що пояснюється домінуванням у структурі посівів зернових та соняшника без внесення необхідних норм органічних і мінеральних добрив. Лише під культурою люцерни, починаючи з другого року вирощування, вміст і запаси гумусу суттєво зростають, що дає підстави рекомендувати збільшення долі багаторічних трав, зокрема люцерни, до 30–35 % площі сівозміни. Результати наших багаторічних досліджень засвідчують також, що гумусність чорноземів зрошуваних (навіть без зрошення в останні роки) практично повсюдно вища, порівняно із суміжними чорноземами незрошуваними [6, 8, 9].

Дослідження катіонно-обмінної здатності чорноземів масивів зрошення показали, що в умовах продовження поливів в останні роки склад ГПК та вміст поглинуто-обмінного натрію у верхніх горизонтах залишаються практично незмінними з тенденцією до зростання вмісту поглинутого натрію з глибиною по профілю та збільшення потужності іригаційно-осолонцюваного горизонту. Із припиненням же поливів чорноземів в останні 15 років активізуються процеси їхнього природного розсолоння-розсолонцювання атмосферними водами. У верхніх горизонтах профілю зменшується вміст як водорозчинного, так й увібраного натрію, зростає доля кальцію у ГПК. В нижніх же горизонтах чорноземів, особливо зрошуваних у попередні роки водами підвищеної мінералізації натрієвого хімізму, де вміст водорозчинного натрію залишається високим, а співвідношення $\text{Ca}^{2+}:\text{Na}^{+}$ вузьким (0,3–0,6), доля поглинутого натрію також залишається високою (до 3–6 % ЕКО) з тенденцією навіть до зростання в посушливі періоди та роки [6, 8, 9].

Найбільш суттєво при зрошенні чорноземів змінюються (як правило, в напрямку деградації) показники їх агрофізичного стану (щільність будови, повітроємність, структурний стан), особливо при зрошенні водами

підвищеної мінералізації натрієвого хімізму чи підвищеної лужності. Припинення зрошення в останні 15 років і як наслідок — розсолонення-розсолонцювання ґрунтів під впливом атмосферних опадів призводить до покращення показників агрофізичного стану ґрунтів. Спостерігається їх розуцільнення, зростає частка агрономічно цінних агрегатів, зменшується вміст брилових агрегатів, зростає коефіцієнт структурності. Темпи відновлення агрофізичних властивостей значно вищі в ґрунтах, які раніше зрошувались іригаційно якісними водами.

Таким чином, загальною тенденцією еволюції показників стану чорноземів, вилучених зі зрошення, є відновлення (ренатуралізація — реградація) їх значень до рівня незрошуваних аналогів. Швидкість та інтенсивність відновних процесів залежить, передусім, від якості поливної води, тривалості періоду зрошення та ступеня іригаційної трансформованості складу і властивостей ґрунтів. Чорноземи, що поливались доброякісними водами I класу, уже на 10–12-й рік після виведення зі зрошення практично не відрізняються від незрошуваних аналогів. Відновлення же чорноземів, іригаційно середньо- і сильноосолонцюваних внаслідок поливу водами II–III класів, слід очікувати приблизно на 35–40-й рік припинення зрошення [11]. Прискоренню цього процесу можуть сприяти внесення кальцієвмісних меліорантів, органічних добрив, вирощування багаторічних бобових трав тощо.

Оцінка сучасного стану чорноземів масивів зрошення

20 років тому за нашою участю була розроблена модель оцінки меліоративно-ресурсного стану зрошуваного чорнозему [12]. Модель включає як індивідуальну оцінку стану ґрунту, так й інтегральну оцінку стану. В модель оцінки включені ті ґрунтові показники, кількісні значення / характеристики та тенденції зміни яких тісно корелюють з величиною урожаю вирощуваних культур, тобто визначають у значній мірі рівень ефективної родючості ґрунту. За інтегральний показник якості ґрунту приймається фактична урожайність планової продукції в умовах обов'язкового додержання рекомендованої агротехніки. При цьому за критерій оцінки стану приймається величина проектної урожайності.

Недавно співробітниками ННЦ «Інститут ґрунтознавства та агрохімії ім. О. Н. Соколовського» запропоновано удосконалену порівняно із попередніми класифікацію сучасного меліоративно-ресурсного стану зрошуваних, вилучених зі зрошення та прилеглих до них незрошуваних ґрунтів і земель, включно і чорноземів масивів зрошення [1]. Оцінювання стану ґрунтів і земель здійснюється за комплексом гідрогеологічних, ґрунтово-меліоративних, агрономічних та еколого-токсикологічних критеріїв і показників стану ґрунтів, зрошувальних і підґрунтових вод, урожайності сільськогосподарських культур (табл. 1). Згідно із цією класифікацією площа земель масивів зрошення України доброго меліоративного стану складає 459,9 тис. га (21 % площі), задовільного стану — 1380,6 тис. га (63,1 %) і незадовільного — 346,7 тис. га (15,9 % площі масивів) [наведено за 11].

Таблиця 1

Класифікація меліоративно-ресурсного стану чорноземів масивів зрошення [за 1]

Показники	Стан земель		
	добрий	задовільний	незадовільний
Якість зрошувальних вод	1-й клас за всіма критеріями	1-й клас (2-й кл. за окремими критеріями)	2-3-й класи
Середня за вегетаційно-поливний період глибина залягання рівня підґрунтових вод (РПГВ, Н) відносно до $H_{кр}$, м	більше 5,0	5,0– $H_{кр}$.	менше $H_{кр}$.
Мінералізація підґрунтових вод при РПГВ від 5,0м до $H_{кр}$, г/дм ³	–	менше 3,0	більше 3,0
Ступінь засолення метрового шару й зони аерації (при РПГВ >5,0)	незасолений	слабкий	середній і сильний
Ступінь солонцюватості ґрунту	несолонцюватий	слабкий	середній і сильний
Ступінь підлуження ґрунту	непідлужений	слабкий	середній і сильний
Агрофізичні властивості ґрунту (шар 0–30 см): – структурно-агрегатний склад, % повітряно сухі агрегати (0,25–10 мм) водостійкі агрегати (>0,25 мм) – рівноважна щільність, г/см ³ важкі ґрунти легкі ґрунти	більше 60 більше 35 менше 1,3 менше 1,3	40–60 25–35 1,3–1,6 1,3–1,7	менше 40 менше 25 більше 1,6 більше 1,7
Гумусний стан (шар 0–30 см) – зменшення вмісту гумусу, % від вихідного	до 10	10–20	більше 20
Ступінь забруднення: – ґрунту – рослинної продукції	незабруднений (фоновий уміст токс. речовин) незабруднена	слабкий і середній (1–3 ГДК) 1–3 ГДК і МДР	сильний і дуже сильний (більше 3 ГДК) більше 3 ГДК і МДР
Урожайність сільськогосподарських культур	на рівні запрограмованої	зниження до 15 %	зниження більше 15 %

До площ із незадовільним меліоративним станом віднесені землі та ґрунти масивів зрошення, які поливаються водами III класу (непридатними для зрошення за агрономічними і/або екологічними критеріями), мають сильний чи середній ступінь засолення і/або солонцюватості в шарі 0–1 м, є підтопленими (рівень підґрунтових вод — РПГВ менше критичного). Задовільним меліоративно-ресурсним станом характеризуються землі та ґрунти, що мають слабкий рівень засоленості чи солонцюватості в шарі 0–1 м, полива-

ються водами II класу (обмежено придатними для зрошення) чи знаходяться в автоморфно-гідроморфних умовах (РПГВ від критичного до 5 м). В інших випадках меліоративно-ресурсний стан ґрунтів і земель вважається добрим.

Таблиця 2

Інтегральна класифікація ґрунтів масивів зрошення за ступенем деградації

Показники	Недегра- дований ґрунт	Ступінь деградації		
		Слабкий	Середній	Сильний
Засолення, 0–50 см				
Уміст токсичних солей, eCl^+ , мекв/ 100 г ґрунту	<0,3	0,3–1,5	1,5–3,5	> 3,5
Ca:Na у водній витяжці	>2,5	2,5–1,0	1,0–0,5	<0,5
Осолонцювання, 0–30 см				
Na^+K^+ , % від суми катіонів, важкі ґрунти	<3	3–6	6–10	> 10
Na^+K^+ , % від суми катіонів, легкі ґрунти	<5	5–8	8–12	>12
$\frac{\alpha Na}{\sqrt{\alpha Ca}}$	< 1	1–3	3–7	>7
Фактор дисперсності за Качинсь- ким, %	< 10	10–20	20–30	>30
Підлучення, 0–30 см				
pH_b	<7,8	7,8–8,5	8,5–9,0	> 9,0
$HCO_3^- - Ca^{2+}$, мекв/100 г ґрунту	<0,5	0,5–1,0	1,0–2,0	>2,0
CO_3^{2-} , мекв/100 г ґрунту	<0,1	0,1–0,3	0,3–0,9	>0,9
$pH-pNa$	<4,0	4,0–5,0	5,0–5,5	> 5,5
Гумусний стан, 0–50 см				
Зменшення вмісту гумусу, %	0	0–10	10–20	>20
Агрофізичний стан, 0–30, см				
Уміст повітряно-сухих агрегатів 0,25–10мм	>70	60–70	40–60	<40
Уміст водостійких агрегатів > 0,25 мм	>45	35–45	25–35	<25
Рівноважна щільність будови, $г/см^3$, важкі ґрунти	< 1,3	1,3–1,4	1,4–1,6	> 1,6
Рівноважна щільність будови, $г/см^3$, легкі ґрунти	< 1,3	1,3–1,5	1,5–1,7	> 1,7
Забруднення, 0–100 см				
Уміст важких металів, еквівалентів цинку, мг/кг ґрунту	<25	25–50	50–100	> 100
Водорозчинний фтор, мг/кг ґрунту	<6	6–10	10–20	>20

На масивах зрошення Одеської області площа земель і ґрунтів із добрим меліоративним станом на рівні 27 %, задовільного меліоративного стану — 56 % площі масивів зрошення, і незадовільного стану — 17 % площі. Основними причинами порівняно високої доли земель незадовільного меліоративного стану в області є порівняно значна площа земель із РПГВ менше 3 м, наявність солонцюватих і засолених в межах 0–1 м товщі ґрунтів — головню слабкого ступеня в обох випадках.

Загальною тенденцією останніх років є деяке поліпшення меліоративного стану ґрунтів і земель масивів зрошення, зумовлене, по-перше, вилученням зі зрошення земель незадовільного стану і переведенням їх у незрошувані; по-друге, переходом на водоощадні режими зрошення і, як наслідок, зменшенням антропогенно-іригаційного навантаження на ґрунти масивів зрошення [5, 8–11, 14].

Разом з тим, як засвідчує аналіз літературних та наших й інших авторів експериментально-дослідницьких матеріалів, зрошення зумовлює суттєві зміни природних ґрунтових режимів і процесів та зв'язаних з ними показників морфології, складу і властивостей ґрунтів. Ці зміни рідко проявляються поодиноко, значно частіше декілька ознак змінюються одночасно. Найчастіше, як відмічалось вище, мають місце процеси декарбонізації, погіршення гумусного стану ґрунтів, їх іригаційного осолонцювання, а інколи й засолення, зміна й погіршення основних властивостей, що є свідченням доволі частих процесів деградації ґрунтів масивів зрошення. Розроблені у попередні роки схеми класифікації ґрунтів масивів зрошення за проявом у них тих чи інших деградаційних процесів з доповненнями та уточненнями за результатами досліджень останніх років покладено в основу інтегральної класифікації цих ґрунтів за ступенем деградації (табл. 2), наведеної у публікації С. А. Балюка із співробітниками ННЦ «ІГА ім. О. Н. Соколовського» [1].

Роботами багатьох дослідників встановлено, що при слабкому ступені деградації ґрунтів масивів зрошення врожайність основних культур знижується на 15–20 %, при середньому — на 20–30 % і сильному — на 30–50 % і більше.

Висновки

1. В останні 15–20 років на півдні України та Одещині різко зменшились площі регулярно зрошуваних земель й інтенсивність поливу на фоні погіршення агроеліоративної культури та екстенсифікації землеробства на масивах зрошення.

2. Охарактеризовані основні тенденції зміни засоленості й гумусованості чорноземів масивів зрошення, їх катіонно-обмінної здатності та агрофізичного стану в сучасних агрогосподарсько-меліоративних умовах. Аналізуються швидкість та інтенсивність процесів ренатуралізації — реградації зрошуваних раніше чорноземів у сучасний постіригаційний період їх еволюції.

3. Наведені класифікація та оцінка сучасного меліоративно-ресурсного стану чорноземів масивів зрошення за комплексом показників оцінки стану, інтегральна класифікація ґрунтів за ступенем їхньої деградації.

Література

1. Балюк С. А., Носоненко О. А., Ладних В. Я. Класифікаційні проблеми зрошуваних ґрунтів України // Вісн. Харк. нац. аграр. ун-ту. ґрунтознавство. — 2008. — № 1. — С. 41–55.
2. Балюк С. А., Трускавецький Р. С., Ромащенко М. І. Меліорація ґрунтів в Україні: стан, проблеми, перспективи // Агрохімія і ґрунтознавство: Міжвідомч. наук. зб. Спецвипуск

- до VIII з'їзду УТГА (5–9 липня 2010 р., м. Житомир). — Кн. перша. — Житомир: Рута, 2010. — С. 24–38.
3. Біланчин Я. М. Ґрунти Придунав'я України: оцінка сучасного генетико-екологічного стану, тенденції еволюції, деякі аспекти подальшого дослідження і картографування // Агрохімія і ґрунтознавство: Міжвідомч. темат. наук. збірник. — Харків: ННЦ «ІГА» УААН, 2002. — Кн. друга. — С. 20–22.
 4. Біланчин Я. М. Сучасний стан зрошення в Одещині та тенденції ґрунтоутворення на масивах зрошення // Вісн. Одес. нац. ун-ту. Сер. географ. та геол. науки. — 2003. — Т. 8. — Вип. 5. — С. 16–21.
 5. Біланчин Я. М. Сучасні тенденції постмеліоративної еволюції чорноземів масивів зрошення південного заходу України // Агрохімія і ґрунтознавство: Міжвідомч. темат. наук. збірник. — Харків: ННЦ «ІГА» УААН, 2006. — Кн. друга. — С. 210–212.
 6. Біланчин Я. М. Чорноземи масивів зрошення Одещини в умовах іригації та наступного припинення її в останні 12–15 років // Вісник Одеського національного університету. Сер. географічні та геологічні науки. — 2009. — Т. 14. — Вип. 7. — С. 35–40.
 7. Гоголев И. Н. Перспективы и почвенно-геохимические проблемы орошения в степной зоне Украины // Физическая география и геоморфология, вып. 24: Респ. межвед. науч. сборник. — К.: Вища школа, 1980. — С. 131–137.
 8. Жанталай П. І. Ґрунтовий збірний комплекс зрошуваних чорноземів південних в постіригаційних умовах // Агрохімія і ґрунтознавство: Міжвідомч. темат. наук. збірник. — Харків: ННЦ «ІГА» УААН, 2006. — Кн. друга. — С. 230–232.
 9. Звіт з НДР «Обґрунтування системи заходів з раціонального використання та підвищення родючості чорноземів масивів зрошення півдня України на основі вивчення сучасних процесів їх постіригаційної еволюції» (заключний). — Держбюджетна тема № 415 / Я. М. Біланчин, П. І. Жанталай, М. Й. Тортик, О. І. Цуркан та ін. — Одеса: ОНУ, 2010. — № держреєстрації 0109U000900. — 130 с.
 10. Лісняк А. А. Сучасний процес ґрунтоутворення у виведеному зі зрошення чорноземі типовому // Агрохімія і ґрунтознавство: Міжвідомч. темат. наук. збірник. — Харків: ННЦ «ІГА» УААН, 2004. — Вип. 65. — С. 78–84.
 11. Наукові основи охорони та раціонального використання зрошуваних земель України / За наук. ред. С. А. Балюка, М. І. Ромащенко, В. А. Сташука. — К.: Аграрна наука, 2009. — 624 с.
 12. Орошение на Одещине. Почвенно-экологические и агротехнические аспекты. — Одесса: Ред.-изд. отдел, 1992. — 436 с.
 13. Позняк С. П. Орошаемые черноземы юго-запада Украины. — Львов: ВНТЛ, 1997. — 240 с.
 14. Тортик М. Й., Шевцова Г. В. Особливості формування сольового профілю чорнозему південного в умовах зрошення і після його припинення // Генеза, географія та екологія ґрунтів: Зб. наук. праць. — Львів: ВЦ ЛНУ, 2008. — С. 545–551.

Я. М. Біланчин

Одесский национальный университет имени И. И. Мечникова,
кафедра почвоведения и географии почв,
ул. Дворянская, 2, Одесса, 65082, Украина

**ИРРИГАЦИЯ И ЧЕРНОЗЕМЫ МАССИВОВ ОРОШЕНИЯ ЮГА
УКРАИНЫ И ОДЕСЩИНЫ НА ВХОДЕ В III ТЫСЯЧЕЛЕТИЕ**

Резюме

Характеризуется состояние ирригации и черноземов массивов орошения юга Украины и Одесщины первых лет III тысячелетия. Освещены тенденции изменения засоленности и гумусированности черноземов массивов орошения, их катионно-обменной способности и агрофизического состояния в современных агрохозяйственно-мелиоративных условиях. Приведены классификация мелиоративно-ресурсного состояния черноземов массивов орошения по комплексу показателей оценки состояния и интегральная классификация их по степени деградации.

Ключевые слова: ирригация (орошение), черноземы, постирригационная эволюция, деградация почв, агро-мелиоративное состояние, плодородие почв.

Ya. M. Bilanchyn

Odessa Mechnikov National University,
Department of Soil Science and Soil Geography,
Dvorianskaya St., 2, Odessa, 65082, Ukraine

**IRRIGATION AND IRRIGATIONAL CHORNOZEM MASSIVES
OF SOUTHERN UKRAINE AND ODESSA REGION
AT THE BEGINNINGS OF III MILLENNIUM**

Summary

Irrigation conditions as well as irrigational chernozem massives of Southern Ukraine and Odessa region at the beginnings of III millennium are characterized. Tendencies of salinizational and humificational changes in irrigational chernozem massives, their cation exchange ability as well as agro-physical conditions in contemporary agro-practical and melioration situation are revealed. Classification of melioration and resource conditions of irrigational chernozem massives, based on complex conditions evaluation data, as well as massives' integral classification, based on degradation level, are provided.

Key words: irrigation (watering), chernozems, post-irrigation evolution, soil degradation, agro-melioration conditions, fertility.

УДК 911.3

¹О. Г. Топчієв, докт. геогр. наук, проф.

¹А. М. Шашеро, наук. співр.

¹Л. П. Платонова, мол. наук. співр.

²Л. О. Харіна, нач. відділу

¹кафедра економічної та соціальної географії,
Одеський національний університет імені І. І. Мечникова,
Шампанський пров., 2, м. Одеса, 65058, Україна

²відділ регулювання використання біоресурсів, заповідної справи
та формування екомережі

Державне управління охорони навколишнього природного середовища
в Одеській області,
вул. Канатна, 83, м. Одеса, 65107, Україна

ПЕРЕДУМОВИ ТА ОСОБЛИВОСТІ ФОРМУВАННЯ РЕГІОНАЛЬНОЇ ЕКОЛОГІЧНОЇ МЕРЕЖІ ОДЕСЬКОЇ ОБЛАСТІ

Проблеми формування регіональних екологічних мереж позначені як актуальні і злободенні. Екологічна мережа створюється з метою поліпшення умов для формування здорового довкілля, збереження ландшафтного та біологічного різноманіття, підвищення природно-ресурсного потенціалу території регіону. Приморське положення Одеського регіону визначає найбільш загальні проблеми та особливості формування регіональної екологічної мережі.

Ключові слова: регіональна екологічна мережа, ядра екологічної мережі, природні коридори, буферні зони.

Вступ

В Україні проблеми формування *природних каркасів екологічної безпеки* — *екологічних мереж* країни та її регіонів позначені як найбільш злободенні й необхідні. Чинне законодавство України створює загальні правові основи формування природного каркасу екологічної безпеки країни та її регіонів. Насамперед це закони України: «Про загальнодержавну програму формування національної екологічної мережі України на 2000–2015 роки» (1989-III, від 21.09.2000 р.) та «Про екологічну мережу» (1864-IV, від 24.06.2004 р.). Постанова Кабінету Міністрів України (2000 р.) зобов'язала Раду міністрів АРК і обласні державні адміністрації розробити концепції та програми регіональних екологічних мереж як складових національної

екологічної мережі. За рішеннями Одеської обласної ради була розроблена «Програма формування національної екологічної мережі в Одеській області на 2005–2015 роки» і затверджена відповідними постановами обласної ради 18.11.2005 р. № 705-IV [1, 2, 3, 7].

Методи досліджень

У ході обробки й аналізу вихідних матеріалів були використані наукові методи систематизації: картографічний, порівняльно-географічний, а також методи економічного і соціально-географічного аналізу й методи математичної статистики, були використані власні розробки авторів та фондові матеріали кафедри економічної і соціальної географії.

Провідні результати досліджень

Територія області розміщена переважно в степовій, частково — лісостеповій природних зонах. Це визначає її високий агровиробничий потенціал та багаті рекреаційні ресурси. Таке положення, разом з тим, зумовлює і негативні риси природи краю, зокрема його маловодність та край малу лісистість. Особливо це відчувається в приморських смугах, де зосереджена значна частина природно-заповідного фонду, що охоплює унікальні природні комплекси й екосистеми плавнів, лиманів, озер, морських узбереж, кіс, морського шельфу, які слід розглядати як унікальний та безцінний регіональний та загальнодержавний ресурс. Його використання вимагає жорсткого нормування та регламентації.

Приморське положення регіону визначає найбільш загальні проблеми регіонального природокористування. Територію перетинають ріки Дунай, Дністер, Південний Буг, Дніпро, які забирають забруднюючі речовини з великих водозаборів і акумулюють їх в місцях максимальної концентрації населення і господарської діяльності. Контактна зона «суша — море», а також зони стику річкових і лиманних вод з морськими, відіграють важливу роль регіонального і глобального біосферного бар'єру. Саме в цій смузі розташовані найбільш цінні об'єкти природно-заповідного фонду країни.

Нестача найбільш дефіцитних у приморській смузі водних ресурсів зумовлена розподілом, у першу чергу, поверхневого стоку. Транзитний характер річок та перерозподіл водних ресурсів за рахунок магістральних каналів сприяють підвищенню потенціалу водних ресурсів, але не вирішують кардинально водну проблему в регіоні.

Гостро відчувається нестача лісових насаджень, особливо у приморських зонах великих міст і в рекреаційних зонах. Високоцінні рекреаційні ресурси регіону, особливо морські узбережжя, обмежені у використанні значним забрудненням морських та лиманних вод, їх недостатньо чітко регламентованою господарською експлуатацією. Світовий досвід свідчить: морські та лиманно-гирлові узбережжя слід розглядати як унікальний та високоцінний регіональний та загальнодержавний ресурс. Його використання вимагає жорсткого нормування та регламентації.

Концентрація населення, інфраструктури, господарства в приморській зоні Одеського регіону на порядок перевищує її рівень в глибинній сухо-дільній частині, що обумовлює характерний своєрідний тип територіальної організації господарства — *приморсько-фасадний*, головною економічною віссю якого є берегова лінія моря, гирлових ділянок лиманів та понизь великих річок, вздовж яких розміщені основні економічні центри. Останні представлені потужними портово-промисловими комплексами, промисловими вузлами, курортними господарствами. При цьому спостерігається висока нерівномірність у розселенні населення і розміщенні господарства. На приморській території сконцентровано 50–70 % жителів регіону, 80 % її промислового потенціалу, більша частина транспортної інфраструктури, майже все рекреаційне господарство [10].

Знаковою подією в державній природоохоронній та регіональній політиці України стало прийняття у 2000 р. закону «*Про Загальнодержавну програму формування національної екологічної мережі України на 2000–2015 роки*» [3].

Законом передбачено створення каркасу екологічної безпеки країни як єдиної системи територій, що підлягають особливій охороні, які складені землями природно-заповідного фонду, оздоровчого та рекреаційного призначення, історико-культурного призначення, а також землями лісового та водного фонду, ділянками під природною рослинністю у складі земель сільськогосподарського призначення, житлової та громадської забудови та іншого призначення. Закон визначає формування національної та регіональних екологічних мереж як одну з найважливіших передумов сталого соціально-економічного розвитку країни.

Екологічна мережа (екомережа) являє собою єдину територіальну структуру ділянок заповідної та малопорушеної природи, які забезпечують збереження ландшафтного та біологічного різноманіття, створюють передумови для раціонального природокористування та екологічного оздоровлення території. Складовими елементами *екологічних мереж* виступають *природні регіони, природні коридори та буферні зони*. На даний час на місцевості певною мірою виділені лише природні регіони — території та об'єкти природно-заповідного фонду. Природні коридори та буферні зони ще чекають свого обґрунтування та проектування [11].

Регіональна екомережа, що формує природний каркас екологічної безпеки Одеської області, включає елементи екологічних мереж різних рівнів: міжнародного — Всеєвропейська екомережа; загальнодержавного — Національна екомережа України; регіонального та локального (місцевого). Елементами Всеєвропейської екологічної мережі є природний регіон Нижнього Дунаю та два екологічні коридори — Прутський (Нижній Дунай–Карпати) та Азово-Чорноморський, що охоплює прибережно-морські територіальні та аквальні природні комплекси узбережжя Чорного моря, а також Дунайський (долина Нижнього Дунаю) [6, 9].

Основними елементами *національного* природного каркасу екологічної безпеки України, які розміщені в межах Одещини, є такі природні регіони та природні коридори:

– природні регіони, що утворюють вузли регіональної екомережі:

1) *Нижньо-Дунайський (міжнародний)*, розміщений у пониззях долини р. Дунай і представлений Дунайським біосферним заповідником;

2) *Нижньо-Дністровський*, що охоплює пониззя долини Дністра і основним природоохоронним об'єктом якого повинен стати Нижньодністровський національний природний парк;

3) *Чорноморський*, який охоплює північно-західний шельф Чорного моря і включатиме національні парки Велике філофорне поле Зернова, Мале філофорне поле;

– природні коридори, що з'єднують природні регіони у цілісну територіальну структуру:

1) *Азово-Чорноморський (міжнародний)*, що включає прибережні смуги та внутрішні морські води, пляжі, коси, відмілини, острови;

2) *Галицько-Слобожанський*, що охоплює смугу лісостепової зони і включає ліси, лісосмуги, луки та пасовища (на території Кодимського, Савранського і частково Балтського районів);

3) *Південно-Український*, що включає лісосмуги, пасовища і сіножаті степової зони (цей коридор на даний час не має чіткої прив'язки);

4) *Прибережно-Дністровський* — долина р. Дністра із заплавами луками, чагарниками, силовими землями із незначним рослинним покривом, ліси, водні об'єкти;

5) *Прибережно-Бузький*, що проходить долиною р. Південний Буг в Савранському районі і включає заплавні луки, чагарники, сіножаті, схилі землі з незначним рослинним покривом, ліси, водні об'єкти;

6) *Дунайський* — долина Нижнього Дунаю, що включає водні об'єкти, заплавні луки і сіножаті, ліси і чагарники [7].

Україна бере участь у міжнародному співробітництві з питань формування, збереження та використання *Пан-європейської* екологічної мережі та створенні її транскордонних елементів. Чинні міжнародні договори з питань формування, збереження та використання екологічної мережі, згода на обов'язковість яких надана Верховною Радою України, є частиною національного законодавства України.

Передбачається забезпечити поєднання регіональної екологічної мережі Одещини з екологічними мережами сусідніх областей в рамках єдиної національної екологічної мережі України, а також з окремими елементами *Пан-європейської екологічної мережі*. Йдеться про Нижньодунайський міжнародний біосферний заповідник, Нижньопрутський біосферний заповідник Молдови та спільний з Молдовою національний природний парк «Нижньодністровський», а також про міжнародні природні коридори, що проходять долинами Дунаю та Дністра.

Транскордонні елементи регіональної екологічної мережі Одеської області: з Вінницькою та Кіровоградською областями Одеський регіон межує вздовж Галицько-Слобожанського лісостепового природного коридору, а з Миколаївською — долиною Тилігулу, яка в своїй нижній частині вже має статус регіональних природних парків — Одеського та Миколаївського.

Природні коридори, які входять до регіональної екологічної мережі Одещини (Нижньо-Дунайський, Чорноморський прибережно-морський, Хаджидерський, Сасик-Когильницький, Киргиз-Китайський, Ялпузький; загальнодержавні — Азово-Чорноморський, Прибережно-Дністровський) тяжіють до берегових зон.

Для формування регіональних екологічних мереж необхідно переглянути землекористування в регіоні, а також перейти на регіональному та локальному рівні на *агроландшафтну організацію сільської місцевості*. Агроландшафтна організація повинна максимально враховувати природно-географічні особливості території при її сільськогосподарському використанні, зокрема нарізку землекористувань, масивів і полів оброблюваних земель з їх точною прив'язкою до природної основи, до ландшафтних місцевостей і урочищ. Світова практика переконливо свідчить, що саме агроландшафтна організація територій з застосуванням ландшафтно-контурної та контурно-меліоративних систем землеробства повною мірою забезпечує збалансоване й невиснажливе використання земельних ресурсів, є обов'язковою передумовою сталого й екологічно безпечного розвитку сільських регіонів. Зауважимо, що в умовах радикальних аграрної та земельної реформ, які нині протікають в Україні, відбувається значне подрібнення землеволодінь і землекористувань, спостерігається помітний відхід від крупномасивної організації території і нарізки укрупнених полів, що створює необхідні передумови для впровадження агроландшафтної організації місцевості. Особливо актуальна ця проблема для лісостепової та степової ландшафтних зон.

Природні комплекси приморської смуги є дуже вразливими щодо антропогенних навантажень: гирлові ділянки рік збирають забруднення з величезних водозборів; морські береги мають складну й різноманітну геодинаміку (абразія, зсуви, замулення й накопичення відкладів та ін.); шельфове мілководдя має малу «екологічну ємність» і невисокі допуски техногенних навантажень.

У приморських смугах існує і постійно зростає соціально-екологічне протиріччя між їх надзвичайно високою аттрактивністю (притягальністю) для розселення і багатьох видів господарської діяльності, з одного боку, і виключно високою екологічною вразливістю морських узбереж та прилеглих акваторій — з другого.

Світова практика розглядає приморські території як унікальний і високоцінний ресурс регіонального, національного і глобального значення, який потребує спеціальної законодавчої і нормативно-правової бази щодо свого використання. У багатьох країнах світу вже 20–30 років функціонує спеціальна законодавча база природокористування в приморських смугах і інтегрованого (комплексного) управління ними. В Україні затверджена Концепція екологічної політики України на період до 2020 р. (розпорядження Кабінету Міністрів України від 17 жовтня 2007 р. № 880-р), в якій наголошені проблеми екологічного захисту морських узбереж і шельфових акваторій.

Території та об'єкти природно-заповідного фонду області становлять основу регіональної екологічної мережі Одещини і формують більшу частину її вузлових елементів.

Розвиток природно-заповідного фонду Одеської області здійснюється відповідно до регіональної Програми формування національної екологічної мережі в Одеській області на період 2005–2015 років, якою передбачається збільшити частку природно-заповідного фонду області до 5 %. До складу останньої складовою частиною включено перелік природоохоронних територій, що були зарезервовані під заповідання рішенням Одеської обласної ради від 1 жовтня 1993 року № 496-XXI «Про заходи по збереженню і розвитку природно-заповідного фонду області». На даний час природно-заповідний фонд області включає 120 територій та об'єктів загальною площею 145616,5 га, з яких 16 мають загальнодержавне значення і 104 місцеве [7].

Розміщення природно-заповідних територій в області нерівномірне. У Любашівському, Красноокнянському і Саратському районах вони взагалі відсутні, а в інших адміністративних одиницях області їх кількість становить від 1 до 8.

Розподіл між користувачами та власниками земельних ділянок територій та об'єктів природно-заповідного фонду виглядає таким чином: 43 % заповідних територій знаходиться у користуванні лісгосподарських підприємств, 35 % у комунальній власності міських і сільських рад, решта у користуванні об'єктів Міністерства освіти і науки України, Міністерства охорони здоров'я України, Національної академії наук України, окремих організацій колективної форми власності.

У зв'язку з тим, що в українському законодавстві не визначено процедуру встановлення статусу зарезервованих територій, частину з них втрачено через залучення до господарського використання. Особливо гострою на даний час є проблема правової невизначеності компенсації територіальним громадам і населенню, які мають обмеження та регламенти у природокористуванні, пов'язані з формуванням екомереж. Це чи не найбільша недоробка у нормативно-правовому забезпеченні екологічних мереж.

Залежно від походження та цінності тих природних комплексів, що охороняються у природно-заповідному фонді, в області існують ботанічні, ландшафтні, орнітологічні та загальнозоологічні заказники, а також ботанічні, гідрологічні та геологічні пам'ятки природи. Така різноманітність заповіданих територій області зумовлена особливістю її розташування у кількох географічних зонах: лісостеповій, степовій-континентальній та причорноморській, що створює значну неоднорідність природних ландшафтів і надзвичайно багату й різноманітну біоту.

Найсильнішого антропогенного тиску зазнали і більшістю були розорані для ведення сільського господарства типчакowo-ковилово-різнотравні степи. Велику цінність має унікальна за величиною ділянка південного степу у Тарутинському районі на площі майже 10,0 тис. га, яка збереглась завдяки приналежності тривалий час до земель Міноборони України та невикористанню за цільовим призначенням. На даний час спільними зу-

силлями науковців, Державного управління охорони навколишнього природного середовища в Одеській області та місцевої виконавчої влади прийнято заходи до створення на території площею 5,2 тис. га регіонального ландшафтного парку «Тарутинський степ».

Південна частина області — це гирлові ділянки найбільших рік України — Дунаю і Дністра, та мережа причорноморських лиманів з їх *водно-болотними угіддями*. В області налічується 21 ділянка водно-болотних угідь, з яких 8 мають статус міжнародних (133,4 тис. га), 4 мають статус національних (48,6 тис. га) і 9 — регіональних (46 тис. га). Завдяки великій цінності природних комплексів водно-болотних угідь рік Дунай і Дністер, Тилігульського лиману, Тузловської групи лиманів (Шагани, Алібей, Бурнас), водосховища Сасик та придунайських озер Кугурлуй і Картал, у 1995 році їм було надано міжнародний статус та включено до списку водно-болотних угідь, що охороняються Рамсарською конвенцією.

Найбільшими за площею є водно-болотні угіддя рік Дунай, де з 1998 року існує Дунайський біосферний заповідник (більше 50,0 тис. га), та Дністер (більше 90,0 тис. га), де нещодавно створено Нижньодністровський національний природний парк на площі 21,3 тис. га. Решта водно-болотних угідь також частково охороняється у складі об'єктів природно-заповідного фонду. Це регіональний ландшафтний парк «Тилігульський», який включає водно-болотні угіддя верхів'я та пониззя Тилігульського лиману, заказник місцевого значення «Лунг» в Ізмаїльському районі, створений на водно-болотних угіддях озера Кугурлуй. Лише у дельті Дунаю гніздяться 42 види птахів, занесених до Червоної книги України та до Європейського Червоного списку. На території Дунайського біосферного заповідника під охороною знаходяться 63 % птахів, зареєстрованих на території України.

Велику цінність зі своєрідним ландшафтом, рослинним і тваринним світом представляє унікальна острівна система дельти Дунаю, яка у Кілійському районі входить до складу Дунайського біосферного заповідника, а в Ізмаїльському районі представляє регіональний ландшафтний парк «Ізмаїльські острови» (острови Малий і Великий Далери, Татару). Особливу цінність також представляє специфічна рослинність піщаної коси Тузлівської групи причорноморських лиманів Бурнас — Алібей — Шагани, яка збереглась практично лише на цій косі, оскільки інші коси Будацького, Дофінівського, Тилігульського лиманів антропогенно змінені.

Біологічне різноманіття області представлене більше ніж 1940 видами судинних рослин, з яких 194 види охороняються (10 %), у тому числі 74 види включені до Червоної книги України, 28 — до Європейського Червоного списку, 19 — до Світового Червоного списку, 94 охороняються на місцевому рівні. Флора багата на корисні види рослин, серед яких найбільш використовуються лікарські рослини і очерет. Фауна налічує 382 види, з яких 142 види занесені до Червоної книги України, у тому числі 46 видів, 10 — ссавців, 11 — земноводні, 5 — рептилії [6]. При цьому природно-заповідний фонд зберігає лише близько 60 % рідкісних і зникаючих видів, які зустрічаються на території області. Решта 40 % знаходиться поза його межами і не мають належної охорони.

Серед причин втрати цінних природоохоронних територій — відсутність відповідної мотивації щодо їх охорони і збереження з боку місцевих органів виконавчої влади та місцевого самоврядування. В сучасних умовах земельної реформи ця загроза значно посилилась, оскільки навіть існуючі території та об'єкти природно-заповідного фонду не мають виготовленої належним чином землевпорядної документації та не включені до земельного-кадастрових відомостей. І лише завдяки посиленню владної позиції Мінприроди України, прийняттям Указів Президента України від 21 листопада 2005 року № 1643 «Про рішення Ради національної безпеки і оборони України від 29 червня 2005 року «Про стан додержання вимог законодавства та заходи щодо підвищення ефективності державної політики у сфері регулювання земельних відносин, використання та охорони земель» і від 23 травня 2005 року № 828 «Про заходи щодо дальшого розвитку природно-заповідної справи» та ряду урядових доручень в останні 3 роки в області активізувалась робота з установлення меж територій та об'єктів природно-заповідного фонду. Зважаючи на те, що усі заповідні території знаходяться у державній або комунальній власності, а управління ними пов'язано з вирішенням питань, що знаходяться у сфері компетенції органів влади, вирішення проблеми їх охорони і збереження потребує спільних зусиль усіх гілок влади.

Головним резервом для формування екологічних мереж виступають *землі водного фонду*. Законодавчо в Україні виділені такі категорії земель водного фонду: а) водоохоронні зони; б) прибережні захисні смуги; в) берегові смуги; г) смуги відведення; д) зони санітарної охорони. Для них встановлений відповідний нормативно-правовий статус і введені обмеження щодо господарського використання. Разом з тим на даний час землі водного фонду на місцевості (в природі) не виділені, і їх використання практично не регламентоване. Виділення земель водного фонду в природі та їх картографування на планах землекористування потребує відповідного фінансування, проектування та інших організаційно-господарських заходів. Потрібна спеціальна програма таких робіт.

Водоохоронні зони встановлюються для всіх водних об'єктів — вздовж обох берегів річок, вздовж узбереж морів і лиманів, навколо озер і водосховищ. Їх межі визначають спеціальним земельним проектуванням, але в будь-якому випадку *водоохоронні зони включають заплавні землі, а для малих річок — і нижні тераси*. У водоохоронних зонах дозволена регульована господарська діяльність, у складі якої заборонено:

- використання стійких та сильнодіючих пестицидів;
- організація кладовищ, захоронень падіжної худоби, звалищ, полів фільтрації;
- скидання неочищених стічних вод.

За погодженням природоохоронних органів, в окремих випадках може дозволятися розробка піску і гравію на сухих ділянках заплави.

Прибережні захисні смуги виділяють у складі водоохоронних зон. Їх встановлюють вздовж обох берегів річок, навколо водойм, на островах вздовж лінії урізу води (період межені) такою шириною:

- для *малих* річок та ручаїв, також ставків площею менше трьох гектарів — 25 м;
- для *середніх* річок, водосховищ і ставків площею від трьох гектарів і більше — 50 м;
- для *великих* річок, водосховищ і озер — 100 м.

Якщо крутизна схилів, прилеглих до водних об'єктів, перевищує 3°, то мінімальна *ширина прибережних захисних смуг подвоюється*. В межах населених пунктів прибережні захисні смуги встановлюють з врахуванням існуючого розселення та присадибних земель. Вздовж моря, навколо морських заток і лиманів виділяється прибережна захисна смуга шириною *не менше двох кілометрів* від урізу води (рис. 1). Межі водоохоронних зон встановлюються на основі спеціального земельного проектування.

Прибережні захисні смуги являють собою природоохоронні території, на яких встановлюють режими обмеженої господарської діяльності. *Зокрема*, на них заборонено:

- розорювання земель (крім підготовки ґрунту під залуження та заліснення), садівництво й городництво;
- зберігання та застосування пестицидів і добрив;
- організація літніх таборів для худоби;
- будівництво будь-яких споруд, у т. ч. дач і баз відпочинку (крім гідротехнічних і лінійних споруд);
- миття та обслуговування транспортних засобів;
- організація звалищ, гноєсховищ, захоронення падижної худоби, розміщення кладовищ, полів фільтрації, накопичувачів рідких і твердих відходів виробництва.

В межах прибережних захисних смуг вздовж морів, морських заток і лиманів, на островах і внутрішніх морських водах дозволено лише будівництво санаторіїв та інших лікувальних оздоровчих закладів з обов'язковими централізованими водопостачанням і каналізацією. Тут заборонені: 1) застосування стійких та сильнодіючих пестицидів; 2) організація полігонів твердих побутових і промислових відходів і накопичення стічних вод; 3) будівництво вигрібних резервуарів для накопичення господарсько-побутових стічних вод обсягом понад 1 куб. м на добу; 4) організація полів фільтрації та інших споруд для приймання та обеззаражування рідких відходів.

Для цілей експлуатації, захисту від пошкоджень і забруднень магістральних міжгосподарських та інших каналів на зрошувальних і осушувальних системах, гідротехнічних споруд, гребель на річках встановлюються *смуги відведення* з особливим режимом природокористування. Земельні ділянки в межах смуг відведення встановлюють органам водного господарства та іншим організаціям для спеціального використання, зокрема для створення ґрунтозахисних та водоохоронних лісонасаджень, берегоукріплюючих та протиерозійних гідротехнічних споруд, будівництва переправ, виробничих будівель [12].

Вздовж судноплавних шляхів встановлюють *берегові смуги*. Для охорони водних об'єктів у місцях забору води для централізованого водопостачання

та потреб оздоровлення встановлюють зони санітарної охорони, які підрозділяють на *пояси особливих режимів*: 1) суворих обмежень; 2) обмежень; 3) спостережень (Постанова Кабінету Міністрів України від 18.12.1998 р. № 2024). Межі зон санітарної охорони та поясів встановлюють місцеві ради за погодженням з органами санітарного нагляду.

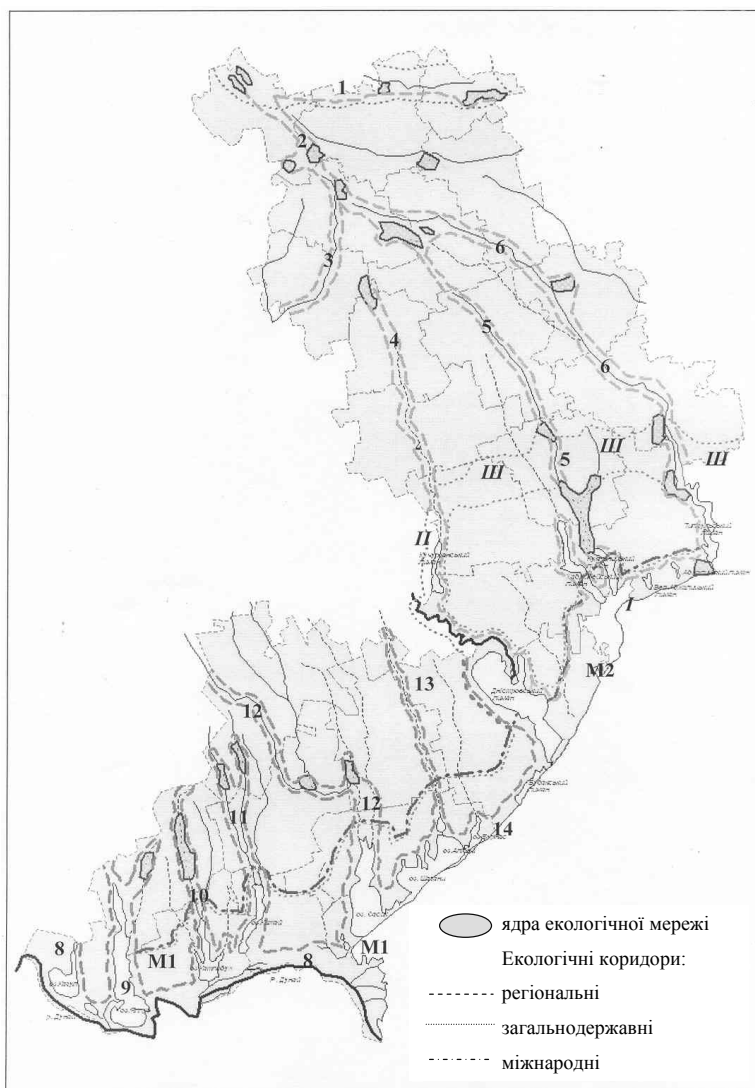


Рис. 1. Схема екологічної мережі Одеської області

Умовні позначення до карти

Регіональні екологічні коридори: 1 — Кодимсько-Савранський; 2 — Кодимсько-Слобідсько-Байталівський; 3 — Слобідсько-Ягорлицький; 4 — Кучурганський; 5 — Велико-Куяльницький; 6 — Тилігульський; 8 — Нижньо-Дунайський; 9 — Ялпузь-

кий; 10 — Катлабузький; 11 — Киргиз-Китайський; 12 — Сасик-Когільницький; 13 — Хаджидерський; 14 — Чорноморський прибережно-морський.

Загально державні екологічні коридори: I — Азово-Чорноморський; II — Прибережно-Дністровський; III — Південно-Український; IV — Галицько-Слобожанський; V — Прибережно-Бузький.

Міжнародні екологічні коридори:

M1 — Нижньо-Дунайський; M2 — Азово-Чорноморський

Землі водного фонду здебільшого входять до складу екологічної мережі в якості природних коридорів. За експлікацією земель водного фонду вони складаються з площі захисних смуг (ПЗС) — 314,8 км кв., площі дзеркала водойм — 1622,1 км.кв і площі приморських смуг — 348,0 км кв. За такою схемою землі водного фонду Одещини складають 2284,8 км кв. або 6,9 % від загальної площі регіону.

Значним резервом для формування регіональної екологічної мережі є *малопродуктивні й деградовані сільськогосподарські угіддя*, які внаслідок інтенсивного та нераціонального використання втратили свій агропромисловий потенціал. Це еродовані, заболочені, перезволожені, засолені, забруднені важкими металами, кам'янисті, кислі сільськогосподарські угіддя. До складу екомережі, зокрема її природних коридорів і буферних зон, можуть включатися також сільськогосподарські угіддя екстенсивного використання (сіножаті, пасовища), відкриті землі тощо.

Середньо- та сильноеродовані землі найближчим часом необхідно вивести із сільськогосподарського обігу і включити до складу екологічної мережі. *Еродовані сільськогосподарські угіддя* найбільш поширені в районах, розташованих в межах Південно-Подільської схилово-височинної ландшафтної області, де їх частка сягає 30 % і більше. Частка еродованих земель від загальної площі сільськогосподарських угідь у районах приморської та придунайської смуги становить менше 30 %. Це сільськогосподарські угіддя Ізмаїльського, Кілійського, Татарбунарського, Білгород-Дністровського районів, які розташовані в межах Задністровсько-Причорноморської низовинної фізико-географічної області, і землі Біляївського і Комінтернівського районів, розміщених на території Дністровсько-Бузької низовинної області. На півночі Одеської області низький відсоток земель, підданих водній ерозії, спостерігається в Савранському районі (28 %). У Дунай-Дністровському межиріччі великими площами еродованих угідь виділяється Тарутинський район, розміщений в межах Південно-Молдавської схилово-височинної ландшафтної області.

Максимальна *засоленість сільськогосподарських угідь* спостерігається на Дунай-Дністровському межиріччі, в межах фізико-географічної підзони Південно-Молдавської схилово-височинної області, де частка *засолених земель* у загальній площі сільськогосподарських угідь перевищує 6 %. Поширені засолені землі також в Задністровсько-Причорноморській низовинній області. Частка цих земель в Болградському, Ізмаїльському і Кілійському районах складає 2–6 %. Найменшими показниками засоленості ґрунтів виділяються райони Південно-Подільської височинної області, Дністровсько-Бузької низовинної області (Комінтернівський, Біля-

івський). Частка засоленості сільськогосподарських угідь в цих районах складає 0–1 %.

Райони, для яких частка солонцюватості земель складає 1–2 %, розміщені в межах Кагульсько-Катлабузького ландшафтного району Задністровсько-Причорноморської низовинної підзони — Ренійський, Болградський, Ізмаїльський райони, і в межах Нижньокучургансько-Дністровського ландшафтного району Південно-Подільської схилово-височинної області. Найбільша частка солонцюватих сільськогосподарських угідь (2–5 %) спостерігається на межі лісостепової і степової фізико-географічних зон. В межах Задністровсько-Причорноморської низовинної області (Кілійський район) розташовані землі з часткою солонцюватих площ 5,3–6,9 %. Такі порівняно високі значення можна пояснити багаторічним зрошуванням ґрунтів недоброякісними водами з підвищеною мінералізацією (1,5–2 г/л) хлоридно-натрієвого хімізму (переважно із оз. Сасик).

Частка *перезволожених сільськогосподарських угідь* в Одеській області незначна. На фоні загальної низької перезволоженості с/г угідь виділяються райони з часткою перезволожених угідь від 4 до 7 %. Це землі, розташовані в межах ландшафтно-підзони Задністровсько-Причорноморської низовинної області — Татарбунарський, Ренійський і Ізмаїльський райони. Таке становище обумовила наявність великої кількості озер на території цих районів, а для Ренійського і Ізмаїльського районів — їх положення на нижніх терасах р. Дунай. Виняткове положення в розподілі перезволожених сільськогосподарських угідь Одеської області займає Кілійський район, де частка таких угідь складає 26,3 %. Це пов'язане з положенням району в дельті р. Дунай і наявністю рисового зрошувального землеробства (Татарбунарська і Червоноярська зрошувальні системи). Найбільші значення *заболоченості сільськогосподарських угідь* спостерігаються в Задністровсько-Причорноморській низовинній ландшафтній області. Ренійський і Кілійський райони мають частку заболоченості 2,7 % в загальній площі сільськогосподарських угідь. В Ізмаїльському районі зафіксована найбільша частка заболочених земель — 4,2 % [6].

У контексті формування регіональної екологічної мережі в Одеській області необхідно радикально (на 10–20 %) скоротити площі орних земель, вивести деградовані ділянки з обробітку, консервувати їх і перевести до стану природних угідь. Раніше таке «списання» орних земель було дуже складним, оскільки земельний податок у сільському господарстві був «погектарний», і спроби зменшити кількість оброблюваних гектарів були рівнозначними зниженню податку. З введенням державного земельного кадастру, який дасть реальну економічну оцінку кожної ділянки землі, така проблема буде вирішеною.

Загальна площа деградованих сільськогосподарських земель в регіоні, які необхідно включити до складу екологічної мережі, становить 1242,3 тис. га. З них 119 тис. га сильноеродованих земель, 314,7 тис. га — середньоеродованих, 72,5 тис. га — засолених, 70,5 тис. га — солонцюватих, 77,9 тис. га перезволожених земель. Найближчим часом необхідно вивести ці малопродуктивні землі з сільськогосподарського ви-

користання і перевести їх до складу природних угідь — лісів, чагарників, лук, степів.

До складу екомережі, зокрема природних коридорів і буферних зон, можуть включатися також сільськогосподарські угіддя екстенсивного використання — сіножаті, яких в області 50,8 тис. га (1,6 % загальної земельної площі), і пасовища — 356,3 тис. га або 10,7 % всієї території регіону.

У структурі земельних угідь області у складі забудованих земель виділяється категорія земель, які використовуються для відпочинку, та інші відкриті землі. Всього в регіоні таких земель 34,3 тис. га, і вони також можуть бути віднесені до складу буферних зон майбутньої екомережі.

Область має значні площі *рекреаційних і курортних земель*, які більшою мірою розміщені на морських, лиманних та озерних узбережжях і співпадають з прибережними захисними смугами. На жаль, більша частина таких земель не паспортизована і не має відповідної земельно-проектної документації.

Висновки

1. Особливості створення регіональної екологічної мережі Одеської області обумовлені її приморським положенням. У приморських смугах зростає протиріччя між аттрактивністю для розселення і основних видів господарської діяльності, з одного боку, і виключно високою екологічною вразливістю морських узбереж та прилеглих акваторій — з другого.

2. Природний каркас екологічної безпеки Одеської області включає елементи екологічної мережі різних рівнів — міжнародного, загальнодержавного, регіонального та локального.

3. Землі природно-заповідного фонду (ПЗФ) Одеської області (території та об'єкти, що підлягають особливій охороні) повністю входять до складу регіональної екологічної мережі як її ядра або природні регіони. Законодавчо в Україні встановлена норма частки земель ПЗФ на рівні 5 % території. В посушливими, маловодними і безлісними регіонами півдня України, до яких відноситься Одеська область, цей норматив необхідно збільшити до 7–10 %. Частка земель під екомерережею в Одеській області може дорівнювати до 20–30 % території регіону.

4. Головним резервом формування регіональної екологічної мережі Одеської області є землі водного фонду, деградовані та малопродуктивні сільськогосподарські угіддя. Виділення земель водного фонду в натурі та їх картографування на планах землекористування потребує відповідного фінансування та проектування.

5. Формування регіональної екологічної мережі — одна з найважливіших передумов сталого соціально-економічного розвитку Одеської області.

Література

1. *Закон України «Про екологічну мережу України»* (1864-IV, від 24.06.2004 р.).
2. *Закон України «Про загальнодержавну програму формування національної екологічної мережі України на 2000–2015 роки»* (№ 1989-III від 21 вересня 2000 р.).
3. *Закон України «Про загальнодержавну програму формування національної екологічної мережі України на 2000–2015 роки»* (1989-III, від 21.09.2000 р.).
4. *Олещенко В., Мовчан Я., Парчук Г.* Нормативно-правові підстави для розбудови екомережі України // *Розбудова екомережі України*. — Київ, 1999. — С. 7–12.
5. *Основні напрямки державної політики України у галузі охорони довкілля, використання природних ресурсів та забезпечення екологічної безпеки*. Затверджено Постановою Верховної Ради України від 5 березня 1998 року № 188/98-ВР. Київ-1999.
6. *Програма формування національної екологічної мережі в Одеській області на 2005–2015 роки* (наук. керівник проф. О. Г. Топчієв). — Одеса: Одеська обласна рада. 2004, рукопис.
7. *Програма формування національної екологічної мережі в Одеській області на 2005–2015 роки*. Рішення Одеської обласної ради від 18.11.2005 р. № 705-IV.
8. *Регіональна програма охорони довкілля, раціонального використання природних ресурсів та забезпечення екологічної безпеки: Одеська область*. Затверджена сесією Одеської обласної ради (№ 238-XXIII від 17.11.2000 р.).
9. *Розроблення стратегії України по створенню Нижньодунайського зеленого коридору та опис об'єктів, які включаються в систему території, що підлягають охороні* // Міністерство охорони навколишнього природного середовища та ядерної безпеки України. — К.: 2000. — 119 с.
10. *Топчієв О. Г.* Суспільно-географічні дослідження: методологія, методи, методики (навчальний посібник для студентів географічних та економічних спеціальностей). — Одеса: Астропринт; Одеський національний університет ім. І. Мечникова, 2005. — 650 с.
11. *Топчієв О. Г., Платонова Л. П., Шашеро А. М.* Концепція каркасів екологічної безпеки країн і регіонів як сучасна парадигма географії: Сб. научних трудов «Новые географические знания и направления исследований». — Киев: ИД «Академперіодика», 2006. — С. 311–317.
12. *Формування регіональних схем екомережі (методичні рекомендації)* / За ред. Ю. Р. Шеляга-Сосонко. — Київ: Фітосоціоцентр, 2004. — 71 с.

А. Г. Топчиев, А. Н. Шашеро, Л. Ф. Платонова, Л. А. Харина

кафедра экономической и социальной географии,

Одесский национальный университет имени И. И. Мечникова,

Шампанский пер., 2, г. Одесса, 65058, Украина;

отдел регулирования использования биоресурсов, заповедного дела и формирования экологической сети

Государственное управление охраны окружающей природной среды в Одесской области,

ул. Канатная, 83, г. Одесса, 65107, Украина;

ПРЕДПОСЫЛКИ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ РЕГИОНАЛЬНОЙ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ СЕТИ ОДЕССКОЙ ОБЛАСТИ

Резюме

Проблемы формирования региональных экологических сетей являются актуальными и злободневными. Экологическая сеть формируется с целью оздоровления окружающей среды, сохранения ландшафтного и биологического разнообразия и природно-ресурсного потенциала территории региона. Наиболее острые проблемы и особенности формирования региональной экологической сети обусловлены приморским положением Одесской области.

Ключевые слова: региональная экологическая сеть, природный регион, природный коридор, буферная зона.

O. G. Topchiev, L. P. Platonova, A. N. Shashero, L. A. Kharina

Odessa, I. I. Mechnikova National University

Geology-Geography Faculty

Shampanskyi provulok, 2, Odessa, 65058, Ukraine

PREREQUISITES AND FEATURES OF FORMING OF REGIONAL ECOLOGICAL NETWORK OF THE ODESSA OBLAST

Summary

Problems of regional ecological networks are marked as actual and burning. Ecological network is created to improve the conditions for a healthy environment, preservation of landscape and biodiversity, improving natural resources of the region. Seaside position Odessa region determines the most common problems and features of the regional ecological network.

Key words: regional ecological network, natural region, natural corridor, buffer zone.



ГЕОЛОГІЧНІ НАУКИ

А. В. Драгомирецкий, канд. геол.-мин. наук, доцент
кафедра инженерной геологии и гидрогеологии,
Одесский национальный университет имени И. И. Мечникова,
ул. Дворянская, 2, Одесса-82, 65082, Украина

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГИПЕРГЕННЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМ КАК ОСНОВА ФОРМИРОВАНИЯ ПРОМЕЖУТОЧНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ ЗОЛОТА В ДОКЕМБРИИ (НА ПРИМЕРЕ УКРАИНСКОГО ШИТА)

Представлены результаты анализа и оценки геолого-генетических моделей гипергенных (выветривания и седиментогенеза) золоторудных систем докембрия на основе характеристик происхождения, генезиса и парагенезиса, а также особенностей поведения золота в этих условиях. Такие системы ответственны за формирование промежуточных коллекторов золота, которые рассматриваются как одни из важнейших источников докембрийского золота, переотложенного на более поздних этапах. Результаты палеорекострукции некоторых метаморфогенных золотосодержащих разрезов Украинского щита с использованием минералогических и петрохимических методов показали, что их первичный состав обусловлен специфическими геохимическими условиями раннего докембрия.

Ключевые слова: происхождение, генезис, парагенезис, выветривание, седиментогенез, палеорекострукция, докембрий.

Введение

В мировой практике литологический контроль концентраций золота приобретает все большее значение. Общеизвестна его роль в образовании россыпных месторождений, в том числе докембрийских конгломератов. В последние годы установлена и находит все большее подтверждение важная роль хемогенных и биохемогенных процессов в образовании золота [1]. Во всяком случае, можно считать определяющим значение органики в фанерозойских черносланцевых толщах, а также в некоторых докембрийских образованиях [2, 3]. Принципиальное значение имеют факты хемогенной концентрации золота в современных илистых отложениях (побережье Камчатки, северо-западный шельф Черного моря, побережье штата Орегон и другие) [4, 5].

Анализ данных по УЩ показывает определенную ассоциированность концентраций золота с древними конгломератами, углерод- и железосодержащими метаморфогенными толщами. Однако расшифровка генетической природы такой связи весьма затруднительна и в большинстве случаев отсутствует. С одной стороны, некоторые исследователи акцентируют внимание на метатерригенном характере золотоносных комплексов, но нельзя отрицать и возможную хемогенную их природу, связанную с проявлением специфических процессов слабой химической дифференциации вещества

земной коры в раннем докембрии. Этот вопрос требует специального рассмотрения и обсуждения, поскольку он во многом определяет эффективность поисков и разведки золоторудных коренных месторождений. В этой связи тема статьи *актуальна*.

Цель работы — дать характеристику и проанализировать геолого-генетические модели гипергенных золоторудных систем докембрия как возможных промежуточных коллекторов при последующем формировании золоторудных объектов Украинского щита. Для достижения этой цели были решены следующие *основные задачи*: а) определить общие условия формирования золотоносных пород; б) разработать модель выветривания как фактор рудообразования; в) разработать палеолитологические построения для определения местоположений золотоносных руд. Из содержания этих задач следует, что данная статья имеет важное *практическое значение*. Обоснование моделей выветривания и палеолитологической, использование и совершенствование при этом геологических положений рудообразования позволяет утверждать *теоретическое значение* статьи.

Фактический материал и методы исследований

Анализ геолого-генетических моделей базируется на большом фактическом материале (опубликованном и фондовом), в том числе и авторском, полученном при изучении отдельных докембрийских структур и золоторудных объектов Украинского щита. В качестве основных методов исследований автором широко использованы петрохимические и минералогические (генерационный анализ циркона) методы, позволяющие детально охарактеризовать первичный вещественный состав докембрийских золото-содержащих толщ с генетических позиций.

Общие положения

Известно, что крупнейшие месторождения золота на планете генетически связаны с метавулканогенно-осадочными толщами докембрийского возраста. Однако условия их формирования принципиально отличны от современных. Раннеархейский механизм накопления осадков характеризовался весьма специфическими условиями слабой гравитационной и химической дифференциации [6, 7]. Для них была характерна существенно восстановительная водородная атмосфера, где железо, марганец, золото и другие элементы энергично мигрировали в виде комплексных соединений типа $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$. Сульфидная сера не окислялась. Обнаружение аутигенного пирита и органических веществ в цементе золотоносных конгломератов Витватерсранда указывает на значительные концентрации сернистых соединений и органики (типа серобактерий) и вероятность хемогенной природы части золота [8, 9]. Факты подтверждают, что значительную часть газовой фазы раннедокембрийской атмосферы составляли азот и углерод, мигрировавшие в восстановительных условиях при температу-

рах 370–150°C [10, 11]. В этих условиях при наличии примесей железа, мышьяка, цинка резко возрастала летучесть азота и золота, что вызывало неизбежное образование высокоподвижных цианидных комплексов типа $Au[H_2CN]$ и накопление золота в благоприятной среде специфических хемогенных или биохемогенных толщ [12]. Подтверждением этого являются результаты исследований, проведенных специалистами Дальневосточного геологического института РАН в 2000–2004 гг. [13], где на представительном геологическом материале с помощью сканирующего электронного микроскопа подтверждается наличие высокозолотоносных микробактериальных углеродистых матов, подстилающих золотосодержащие конгломераты бассейна Витватерсранд. При этом отложение золота являлось результатом взаимодействия органики и растворенного золота иловых вод путем репликации по биологической матрице.

Доля хемогенных пород в раннем докембрии была весьма значительна и составляла, по различным оценкам, не менее 25 %. Среди них железистые кварциты и джеспилиты, образовавшиеся в результате коагуляции растворов железа, составляли около 5 %. Хемогенные модели их формирования достаточно хорошо разработаны и обоснованы исследователями [8]. Остальные метакхемогенные осадки представлены кальцифирами, кварцитами, некоторыми амфиболитами и гнейсами. Позднее, с развитием процессов седиментации, появились осадки низкой степени дифференциации — метаграувакки. Механизм образования архейских хемогенных пород (кроме железистых кварцитов) практически не изучен и, возможно, связан со специфическим химическим выветриванием («растворением, разложением») первичного ультрабазит-базитового и/или иного субстрата в условиях первичной маловодной атмосферы. Этот механизм образования хемогенных осадков, как специфических продуктов переработки первичного субстрата протокоры, не противоречит механизмам, предложенным ранее [8, 14–16]. Некоторые авторы [17] считают, что концентрация золота в магнетитах железистых полосчатых роговиков и магнетит-амфиболовых роговиков с пирротинном (от следов до 10 мг/т) связана с совместным осаждением золота и железа из морской воды. Такие хемогенные осадки послужили той благоприятной средой, в которой происходило накопление тиоцианатов, растворов металлов и их восстановление. Таким образом, процессы раннедокембрийского выветривания и седиментогенеза играли важную роль в миграции и концентрации золота.

Анализ и обсуждение результатов

Изучение любой геологической, а особенно — геолого-генетической задачи сводится к решению так называемых обратных задач, т. е. таких задач, где известен результат, а пути его достижения неизвестны. В этих случаях при решении необходимо вводить последовательно, и в определенном иерархическом порядке, граничные условия, позволяющие часть свойств или признаков определенного уровня компетенции сделать детерминированными, или, как принято в геологии, типоморфными.

Очевидно, что наиболее общим, но вместе с тем и граничным, условием будет путь поступления энергии для геологического процесса, и таких путей существует только два: а) экзогенный и б) эндогенный. Реализация через работу этих энергий и приводит к формированию геологических объектов, которые и являются, с одной стороны, предметом нашего изучения, а с другой стороны, являются единственными свидетелями и фиксаторами геологических процессов. Вместе с тем эти потоки энергии позволяют функционировать неравновесным системам, которые с позиций термодинамики принято относить к открытым. Характер таких систем по степени их развития и направленности обычно оценивают величиной энтропии и величиной производства энтропии [18]. Причем если энтропия системы характеризует степень ее упорядоченности, то производство энтропии показывает направление развития системы к порядку или беспорядку.

Именно эти граничные условия и могут быть положены в начало систематики золоторудных объектов, целью которой является классификация их на геолого-генетических принципах. Таким образом, наиболее крупным таксоном классификации предлагается считать экзогенный и эндогенный комплексы, характеризующие основную энергетическую составляющую — внешнюю и внутреннюю, каждая из которых определяется своими ведущими энергетическими параметрами. Вторым таксоном выступают серии: гипергенная, седиментогенная, магматогенная и метаморфогенная. Серия подразумевает происхождение объекта как результат главного геологического процесса, развивающегося в этой части литосферы и приведшего к формированию золотого оруденения. Очевидно, что к таким происхождением можно отнести: 1) гипергенное и 2) седиментогенное, как следствие процессов, происходящих за счет внешней энергии; 3) магматогенное и 4) метаморфогенное, как следствие процессов, происходящих за счет внутренней энергии Земли.

В каждой паре происхождений один член характеризуется увеличением производства энтропии, т. е. усложнением системы за счет притока энергии, а второй — уменьшением этого показателя, т. е. упорядочением системы. Таким образом, в каждой паре присутствует прогрессивный и регрессивный члены.

С термодинамических позиций прогрессивный член каждой пары характеризуется повышением температуры и давления, а регрессивный — снижением этих параметров. Так, в эндогенной паре прогрессивными очевидно являются метаморфические объекты, а регрессивными — ультраметаморфические или магматические объекты. В экзогенной паре связь между термодинамическими параметрами не столь очевидна. Однако если вернуться к понятию производства энтропии и величине работы, реализованной в результате расхода энергии, то очевидно, что прогрессивным процессом будет процесс разрушения пород, т. е. выветривание (в нашем случае этот процесс удобнее называть гипергенезом), а регрессивным — процесс седиментогенеза и последующих процессов литификации пород.

Модель выветривания. Экзогенные условия раннего докембрия характеризовались специфическими процессами химической дифференциации,

обусловленными как эволюцией атмосферы, так и изменением характера процессов выветривания при выходе на поверхность более легких гранитизированных пород, а также существенно базитового субстрата.

Характеристика происхождения. На основании многочисленных исследований можно с определенной степенью достоверности утверждать, что наиболее вероятными условиями выветривания раннего архея были:

а) наличие метастабильной существенно базитовой оболочки (повсеместное обнаружение метаграувакков основного состава в метаморфогенных разрезах);

б) высокая концентрация CO_2 , первоначальная низкая концентрация O_2 , постепенное увеличение объема H_2O , приведшее к возникновению высокоагрессивной кислотной гидросферы. Пары диоксида углерода, азота, водорода и воды обеспечивали условия, при которых происходило химическое выветривание первичных базальтов.

Состав атмосферы. По мнению исследователей, главной химической реакцией газовых компонентов раннеархейской атмосферы, вызвавшей разложение базальтов, был процесс $\text{CO}_2 + \text{H}_2 = \text{CO} + \text{H}_2\text{O}$. Благодаря этому процессу концентрация CO_2 и H_2 постепенно уменьшалась при росте содержания CO . Позднее, в результате понижения температуры, стала возможной реакция $\text{CO} = \text{CO}_2 + \text{C}$ (графит) с образованием графитовых пород, а также образований типа «цианобактериальных матов» [13]. Эти процессы катализировались первичными базальтами литосферы, которые претерпевали существенные физико-химические превращения. Факты подтверждают, что значительная часть газовой фазы раннедокембрийской атмосферы составляли азот и углерод, мигрировавшие в восстановительных условиях при повышенных температурах. В условиях существования водородной атмосферы с высоким количеством CO_2 и водяного пара с примесью CO , CH_4 , NH_3 , H_2S , железо, марганец, золото и другие элементы энергично мигрировали в виде комплексных соединений типа $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mn}(\text{HCO}_3)_2$.

Последними работами на Балтийском щите [19] установлено, что в раннем докембрии формировалась двухкомпонентная кора выветривания — верхняя, существенно глинистая, обогащенная калием, и нижняя — существенно кальциевая, при этом концентрация главных катионов незначительно превышала 10 мг/дм^3 при высокой концентрации катионов железа. Это указывает на более высокий окислительно-восстановительный потенциал докембрийских условий выветривания с благоприятными условиями для миграции золота.

Характеристика генезиса (группы). Механизм формирования пород действовал в условиях разряженной азотной раннедокембрийской атмосферы с низким парциальным давлением кислорода и повышенной кислотности ($\text{pH} < 5$). Происходило длительное и глубокое изменение ультрабазит-базитов. При этом формировалась зрелая кора выветривания сокращенного профиля, представленная зоной, близкой к зоне конечного гидролиза. Растворы щелочей, взаимодействуя с продуктами ультрабазит-базитового состава, образовывали нерастворимый осадок $\text{Fe}(\text{OH})_2$ и посте-

пенно, при высоком парциальном давлении CO_2 , переводили кремнезем в коллоидный раствор.

Следует отметить определенную ритмичность корообразования в докембрии, выраженную в чередовании изверженных ультрабазит-базитов и продуктов их выветривания, преобразованных соответственно в амфиболиты, актинолититы и пироксениты, с прослоями магнетитовых, магнетит-пироксеновых и глиноземистых кварцитов. Мощность этих прослоев отражает длительность и глубину формирования исходных кор выветривания.

Поведение золота. Отсутствие кислорода в раннедокембрийской атмосфере существенно замедляло процессы химического выветривания пород основного состава, по различным оценкам составлявших до 60 % объема литосферы. В резко восстановительной обстановке золото и некоторые другие рудные компоненты накапливались в коре выветривания ультрабазит-базитовых пород.

В этих условиях резко возрастала летучесть азота и золота, что вызывало неизбежное образование высокоподвижных цианидных комплексов типа $\text{Au}[\text{HCN}]$. При высвобождении углерода, вплоть до формирования графитсодержащих пород, углерод освобождался из цианидных комплексов, приводя к коагуляции самородного золота, что могло бы способствовать формированию инфильтрационных гипергенных рудных тел. Это подтверждается наличием часто встречающегося парагенезиса графита с золотом в графитсодержащих гнейсах, сформированных на основе выветрелых базитов.

Характеристика парагенезиса (класса). Первоначальным парагенезисом (дометаморфическим) в этом случае будет самородное золото+графит+сидерит+магнетит+родохрозит с изоморфными переходами сидерит — родохрозит и коллоидами кремнезема. Степень изменения метаморфизмом такого парагенезиса зависит от фаций метаморфизма, как и способность части карбонатов, особенно железистых, сохраняться.

Таким образом, инфильтрационные гипергенные процессы приводили к формированию двухслойных первичных кор выветривания, верхний слой которых представлял собой граувакку, а нижний слой — химически обводненную существенно карбонатную толщу сидерофильных минералов. В верхней части этой толщи формировался узкий парагенезис самородного золота с графитом.

Седиментационная модель. Учитывая то, что глубины первичных океанических бассейнов были невелики, то и комплексы первичных осадков формировались в основном в прибрежной их части. Это обусловило накопление значительных количеств грубозернистых осадков с низкой степенью дифференциации.

Характеристика происхождения. В раннем протерозое (и/или в конце позднего архея) при увеличении количества свободного кислорода и значительного усилении процессов механической и химической дифференциации вещества и, в частности, процессов седиментации, появились мелководные осадки низкой степени дифференциации — гравелиты, аркозы, конгломераты и другие. Эти образования представляли собой слабо сорти-

рованные существенно гравелитовые продукты разрушения ультрабазит-базитов, хомогенных железисто-кремнистых образований и углеродистых пород архея. Они формировались в мелководных прибрежных условиях довольно узких морских бассейнов повышенной температуры и высокой химической активности водорода.

Характеристика генезиса. Температуры протоморей, вероятнее всего, колебались в пределах от 40 до 80°C, при этом активными компонентами были водородные соединения, в первую очередь, кислоты. В седиментогенный придонный слой поступали обломки базитовых пород, претерпевшие корообразование, и аутигенные минералы. Такая обстановка по крайней мере до начала протерозоя допускала преимущественное распространение сульфидных компонентов серы (H_2SO_3 , H_2SO_4), что подтверждает изучение включений в минералах.

В этих условиях также происходило бактериальное восстановление серы вплоть до H_2S , что способствовало формированию метастабильных сульфидных комплексов золота, возможно с железом типа грейгита, либо в форме гидросульфидных или тиоауратных комплексов типа $Au(HS)_2$. При этом основные компоненты базитов (Ca, Mg) выносились, а железо и марганец перераспределялись и накапливались.

Поведение золота. В этих осадках золото, а с появлением углекислоты — и уран, энергично мигрировало и накапливалось в нижнепротерозойских проторифтовых структурах. Обогащение толщ ураном и золотом происходило не только в результате осадочной дифференциации, но и при смешении рудоносных растворов с морскими водами. По мнению исследователей [20], накопление урана и золота прерывалось ростом щелочности морских вод вследствие сноса в них щелочных элементов из вышедших на поверхность и подвергшихся разрушению массивов гранитизированных пород и разрушения щелочных верхних горизонтов кор выветривания. Другим фактором, способствующим увеличению миграционной способности урана и золота и их рассеянию, являлся рост в атмосфере содержания кислорода.

Возможность терригенного и хомогенного образования золота неоднократно обсуждалась в литературе в связи с вопросом о поведении золота океанической воды в процессах осадконакопления. Анализ особенностей геохимии золота позволяет выделить наиболее подвижные формы золота — тонкодисперсную и растворенную в виде цианидов и сульфидов. При этом растворенные комплексы золота коагулировали. Коагуляция связана с повышением щелочности, увеличением роли натрия и калия в рудогенезе.

Характеристика парагенезиса. Формирующееся аутигенное золото парагенетически может быть связано с минералами группы глауконита и сульфидами железа (начиная от грейгита до пирита). Терригенное золото формировалось в прибрежно-морских россыпях и на уровне микробальной сорбции. В случае формирования прибрежно-морских россыпей образовывались не парагенетические ассоциации, а ассоциации минералов, объединенных гидравлической крупностью. При этом нужно иметь в виду,

что золотины малого размера имеют гидравлическую крупность, соответствующую крупным обломкам других минералов, а следовательно, формирование и накопление таких прибрежных россыпей было возможно в толщах крупнообломочных гравелитовых образований.

Общие вопросы разработки палеолитологических построений. Для расшифровки генезиса мощных монотонных метаморфогенных толщ (гнейсов, кристаллосланцев, кварцитов, амфиболитов и др.), в том числе и золотосодержащих, образовавшихся в результате процессов раннедокембрийской дифференциации вещества, необходимо применение специальных методов палеорекострукции. Одним из таких методов является генерационный анализ акцессорного циркона, разработанный в Одесском университете [21, 22]. Он предполагает детальное онтогеническое изучение и количественное определение реликтовых, синпетрогенных и наложенных генетических типов акцессорного циркона как «сквозного» минерала, устойчивого в широком диапазоне геологических условий и обстановок.

Для палеорекострукции метаморфических толщ используются реликтовые генетические типы циркона. Они образуются до формирования главных ассоциаций порообразующих минералов, и по своим онтогеническим особенностям делятся на кластогенные и магматогенные. Это уцелевшие остатки исходного материала магматических, осадочных и метаморфических пород. Особенности морфологии и внутреннего строения реликтовых кластогенных цирконов и их использования при палеорекострукциях золотосодержащих разрезов детально рассмотрены нами ранее [23]. Здесь необходимо отметить, что реликтовый кластогенный циркон изменяет свой облик в зависимости от характера дезинтеграции и дифференциации первичных вулканогенно-осадочных толщ.

В метамагматических породах никогда не фиксируются кластогенные цирконы. Одновременное присутствие в породе магматогенных и кластогенных цирконов свидетельствует о ее метатерригенном генезисе в условиях слабой осадочной дифференциации. К такому типу пород относятся метаграувакки, образовавшиеся в раннем докембрии по грубозернистым осадкам в специфических условиях слабой дифференциации. Генезис их далеко неясен и связан, возможно, с химическим растворением и переотложением первичного ультрабазит-базитового субстрата.

Изучение реликтовых цирконов гранат-биотитовых и биотитовых гнейсов из различных районов УЩ показывает, что они в основном образовались за счет осадочных пород высокой и средней степени сортированности типа пелитов и алевроитов, реже мелкозернистых песков. В отдельных случаях количество кластогенных цирконов уменьшается за счет магматических, что свидетельствует об увеличении неоднородности осадочного материала и приближении их к грубозернистым образованиям типа гравелитов или конгломератов.

При палеорекострукции кварцитов выделяются три группы пород: метатерригенные, метахемогенные и метасоматические. Субстратом метатерригенных кварцитов служили различные песчаные и песчано-глинистые образования. В последнем случае в зависимости от степени метаморфизма

состав акцессорных минералов характеризуется большим разнообразием. В них появляются гранат, силлиманит, ильменит, полевые шпаты, корунд, ставролит, эпидот, рутил и другие минералы. К метаксеногенным и метасоматическим породам относятся большинство железосодержащих кварцитов, в которых реликтовый циркон отсутствует. Их минеральный состав более однообразен. Достаточно сложным представляется состав кальцифиров. Среди них выделяются метаксеногенные (кальцифиры темрюкской свиты в Приазовье и некоторые кальцифиры Побужья) и метасоматические типы (отдельные кальцифиры в Побужье, образовавшиеся за счет габброидов).

Палеолитологические реконструкции, выполненные с помощью генерационного анализа циркона, позволяют восстановить строение исходных разрезов метаосадочных толщ, т. е. выполнить реконструкцию отдельных элементов геологических структур. Нами были выполнены такие реконструкции для отдельных частей темрюкской и осипенковской свит в Приазовье, а также отдельных разрезов бугской серии в Побужье. При этом отмечено, что железистые кварциты приурочены в основном к хомогенным железисто-кремнистым разрезам. Причем, как правило, в основании их располагаются толщи магматогенных пород основного состава. В то же время разнообразные кварциты из метатерригенных комплексов относятся к метапесчаникам и не содержат оруденения.

Палеолитологические реконструкции разрезов метавулканогенно-осадочных толщ отдельных районов УЩ. Ниже на примере разрезов хачевато-завальевской свиты бугской серии AR_3 в Побужском районе и чечелевской свиты ингуло-ингулецкой серии PR_1 в Кировоградском районе приведены результаты палеорекострукции метавулканогенно-осадочных толщ. При восстановлении разреза золотосодержащих метаморфических пород хачевато-завальевской свиты на участке Восточно-Капустянского золоторудного проявления в Побужском районе был использован предложенный метод палеорекострукции по реликтовому циркону. В состав свиты входят мрамора и кальцифиры, иногда с магнетитом, пироксен-магнетитовые кварциты, железные руды, скарноиды, графит-биотитовые и пироксен-биотитовые гнейсы, основные кристаллосланцы и амфиболиты. Тонкодисперсная золоторудная минерализация приурочена к железистым кварцитам и контактам их с тонкими прослоями амфиболитов. В разрезе выделяются (сверху вниз, рис. 1): *а*) надрудная толща ортоамфиболитов и хомогенных кальцифиров мощностью до 100 м; *б*) продуктивная толща железистых кварцитов с прослоями амфиболитов мощностью до 50 м; *в*) подрудная толща актинолититовых амфиболитов с прослоями безрудных кварцитов мощностью до 110 м.

Анализ железистых кварцитов и амфиболитов показал отсутствие в разрезе продуктивной толщи реликтовых типов циркона, что позволило отнести эти породы к осадкам хомогенного генезиса. Маломощные прослои гранитоидов, встречающиеся в разрезе, имеют метатерригенный генезис. Некоторые амфиболиты подрудной толщи образовались за счет грубозернистых осадков типа граувакков.

Колонка	Состав	Название толщи	Мощность
     	Переслаивание амфиболитов и кальцифиров	Надрудная	100 м
   	Переслаивание амфиболитов и железистых кварцитов	Продуктивная	50 м
     	Переслаивание актинолититов, амфиболитов и безрудных кварцитов	Подрудная	110 м
    	Амфиболиты и кристаллосланцы с редкими прослоями железистых кварцитов	Базальная	

Рис. 1. Схематический разрез Восточно-Капустянского проявления

Анализ литологических колонок пород других разрезов хщевато-завальевской свиты в пределах рассматриваемой области также свидетельствует об их метаксеногенном генезисе. Супракристалльные породы кошаро-александровской свиты и отдельных разрезов нерасчлененной днестровско-бугской серии имеют существенно метатерригенный генезис. На рис. 2 показаны результаты палеореконструкции разреза метаморфических и ультраметаморфических пород по реликтовому циркону на участке Савранского рудопроявления в Побужском районе.

Основные золотосодержащие разрезы в Кировоградском рудном районе (Клиновское и Юрьевское рудные поля) приурочены к породам ингуло-ингулецкой серии палеопротерозоя, где преобладают биотитовые плагиогнейсы и кристаллосланцы. Генерационный анализ циркона подтвердил их генезис за счет пелит-алевритового субстрата, а также за счет грубозернистых осадков типа граувакков.

Для подтверждения этих выводов и оценки первичного химического состава метаморфогенных рудовмещающих толщ Побужского и Кировоградского рудных районов были выполнены петрохимические пересчеты. Они показали, что состав метаморфических пород хщевато-завальевской свиты отвечает полю глиноземисто-магнезиально-железисто-кремнистых пород, что соответствует породам хемогенного генезиса. Состав метаморфических пород чечелевской свиты ингуло-ингулецкой серии отвечает

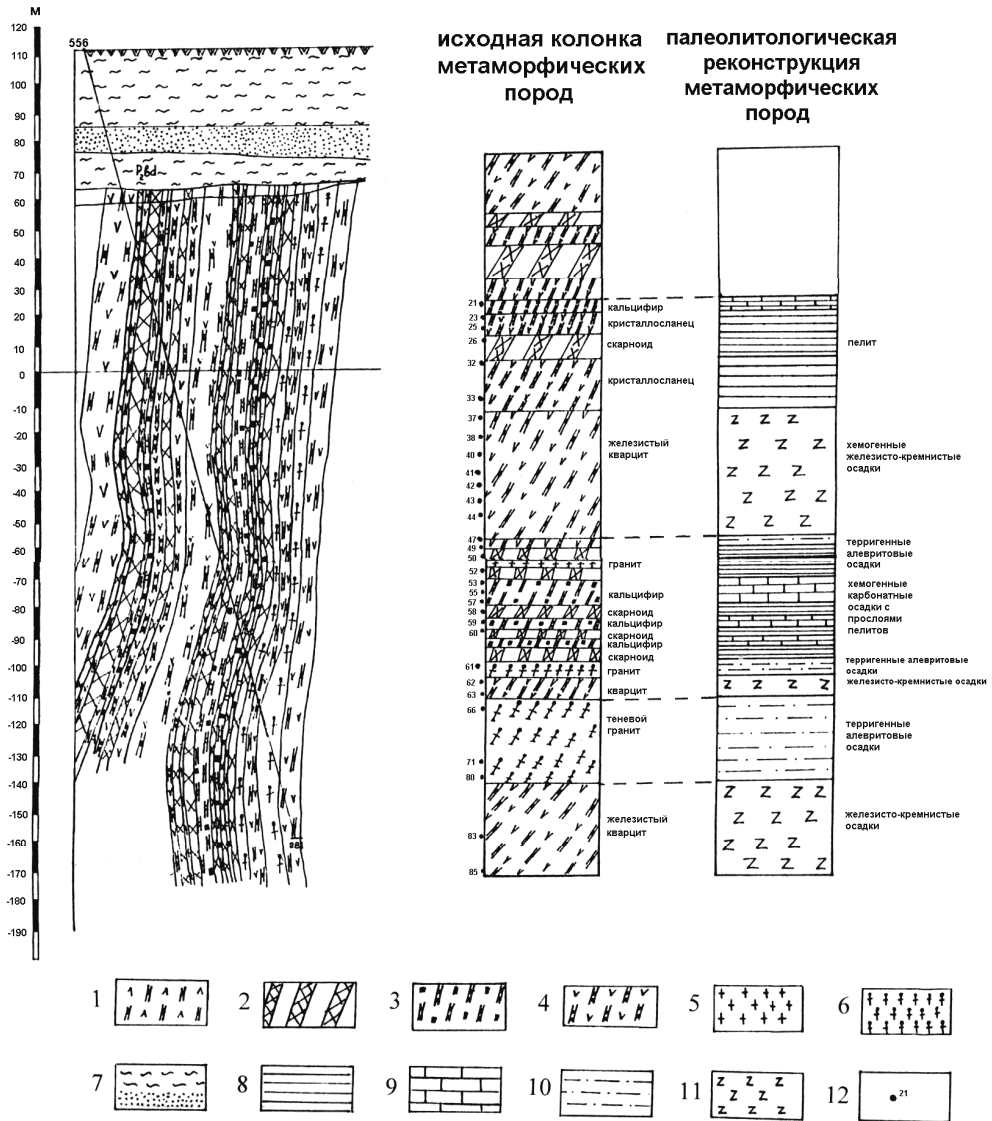


Рис. 2. Реконструкция палеолитологического состава метаморфических пород Савранского участка (по аксессуарному циркону) (скв. 556):

1 — кварцит магнетит-пироксеновый; 2 — скарн диопсид-магнетитовый; 3 — кальцифир диопсид-магнетитовый; 4 — кристаллосланец магнетит-кварц-пироксеновый; 5 — пегматитный гранит; 6 — теневые гранат-биотитовые гиперстеновые граниты; 7 — породы осадочного чехла; 8 — пелитовые осадки; 9 — хемогенные железисто-магнезиально-карбонатные осадки; 10 — терригенные алевритовые осадки; 11 — хемогенные железисто-силикатные осадки; 12 — номера проб, из которых выполнен генерационный анализ аксессуарного циркона

изохимическим группам железисто-магнезиально-алюмосиликатных и щелочноземельно-алюмосиликатных пород орторяда, а также группе щелочноземельно-глиноземистых основных пород орторяда. Это вполне соответствует полю пород кластогенного (первично осадочного) генезиса, образовавшихся за счет базитов в условиях слабой химической дифференциации.

Выводы

Таким образом, выполненные исследования позволили сформулировать следующие основные выводы.

1. Ретроспективный анализ и оценка раннедокембрийских условий формирования кор выветривания, в том числе и с использованием петрохимических и минералогических методов, показали, что специфические атмосферные геохимические условия (низкая концентрация O_2 , высокое содержание CO_2 и водорода) могли способствовать концентрации золотосодержащих комплексов в приповерхностном слое коры выветривания (типа граувакков) и коагуляции золота с образованием инфильтрационных гипергенных рудных тел (в нижнем существенно глинистом сапролитовом слое коры выветривания). Это подтверждается наличием часто встречающегося парагенезиса графита с золотом в графитсодержащих гнейсах, сформированных на основе выветрелых базитов.

2. Условия раннедокембрийской седиментации до начала протерозоя допускали преимущественное распространение сульфидных компонентов серы (H_2SO_3 , H_2SO_4) с поступлением в водоем обломков базитовых пород и формированием аутигенных минералов типа глауконита и сульфидов. В этих условиях также происходило бактериальное восстановление серы, вплоть до H_2S . Этот процесс способствовал формированию метастабильных сульфидных комплексов золота, в том числе в формах гидросульфидных или тиауратных комплексов типа $Au(HS)_2^-$. Данные условия приводили к накоплению железа и марганца, а Ca, Na, K и Mg интенсивно мигрировали в водной среде. При этом растворенные комплексы золота коагулировали, что было вызвано повышением щелочности, и выпадали в осадок.

3. Терригенное золото формировалось в прибрежно-морских россыпях и на уровне микробиальной сорбции. Образование и накопление прибрежных россыпей было возможно в толщах крупнообломочных гравелитовых образований.

Литература

1. Некрасов И. Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. — Москва: Наука, 1991. — 302 с.
2. Никешин Ю. В., Емельянов С. И. Комплексные золотосодержащие месторождения (к вопросу типизации и роли в развитии минерально-сырьевой базы) // Геол. методы поисков, разведки и оценки м-ний тверд. полезн. ископаемых: Обзор. — Москва: Геоинформмарк, 1993. — 49 с.
3. Юдович Я. Э., Кетрис М. П., Мерц А. В. Геохимия и рудогенез золота в черных сланцах. — Сыктывкар: Геонаука, 1990. — 61 с.

4. Лебедь Н. И., Резник В. П., Мудров И. А. и др. О новом типе россыпной золотоносности на шельфе Черного моря // Геол. журнал. — 1994. — № 3. — С. 121–126.
5. Лепкий С. Д., Колесникова А. А. Золотоносность стратифицированной карбонатно-углеродистой формации Черного моря // Тр. 1-го Всесоюз. совещ. «Условия образования и закономерности размещения стратиформных месторождений цветных, редких и благородных металлов». — Фрунзе, 1985. — С. 328–330.
6. Ходюш Л. Я. К вопросу о происхождении железистых кварцитов докембрия // Геология и рудоносность юга Украины. — Днепропетровск: Изд-во ДГУ, 1968. — С. 81–86.
7. Холланд Х. Д. Океаны: возможный источник железа в железорудных формациях // Докембрийские железорудные формации мира. — Москва: Мир, 1975. — С. 343–349.
8. Горьковец В. Я. Условия образования позднерхейских железистых кварцитов (Карельский регион) // Геол. журнал. — 1990. — № 6. — С. 67–73.
9. Скаржинський В. І. Про геологічні передумови розшуків золоторудних родовищ на Українському щиті // Геол. журнал. — 1974. — Вип. 4. — С. 77–84.
10. Григорян С. В. Геохимические методы при поисках эндогенных рудных месторождений: Препринт. — Москва, 1974. — 215 с.
11. Салоп Л. И. Геологическое развитие Земли в докембрии. — Л.: Недра, 1982. — 343 с.
12. Коваль В. Б. Общие принципы моделей формирования золоторудных месторождений в докембрии Украинского щита // Труды II Межвед. совещ. «Критерии поисков и перспективы промышленной золотоносности Украины»: Том I. — Киев — Одесса: ИГМР НАН Украины, 1993. — С. 4–14.
13. Школьник Э. Л., Жегалло Е. А., Герасименко Л. М., Шувалова Ю. В. Углеродистые породы и золото в них бассейна Витватерсранд, ЮАР, — исследование с помощью электронного микроскопа. — Москва: Эслан, 2005. — 120 с.
14. Белевцев Я. Н., Мельник Ю. П. Аккумуляционно-биогеохимическая модель образования докембрийских железорудных формаций // Минеральные месторождения: Доклады сов. геологов / Международ. геологич. конгресс, XXV сессия. — Москва: Наука, 1976. — С. 67–78.
15. Горьковец В. Я., Раевская М. Б. Архейская кора выветривания в районах железорудных месторождений // Геология рудных месторождений. — 1986. — Том 28. — № 2. — С.101–109.
16. Додатко А. Д. Новые данные о метаморфизованных корах выветривания раннего протерозоя Криворожско-Кременчугской зоны Украинского щита // Геологич. журнал. — 1984. — Т. 44. — № 5. — С. 8–13.
17. Горлицкий Б. А. Распределение малых элементов и проблемы металлогении осадочно-вулканогенных формаций докембрия Украинского щита. — Киев: Наукова думка, 1970. — 163 с.
18. Пригожин И. Введение в термодинамику необратимых процессов. — Ижевск: НИЦ «Регулярная и хаотическая динамика», 2001. — 160 с.
19. Алфимова Н. А. Раннедокембрийские коры выветривания Карелии. Геологическое строение, химический состав и условия формирования: Рукопись: Автореферат дисс. ... канд. геол.-минерал. наук: 25.00.01 / Институт геологии и геохронологии докембрия РАН. — СПб, 2007. — 23 с.
20. Белевцев Я. Н., Коваль В. Б., Бакаржиев А. Х. и др. Генетические типы и закономерности размещения урановых месторождений Украины. — Киев: Наукова думка, 1995. — 396 с.
21. И. В. Носырев, Робул В. М., Есипчук К. Е., Орса В. И. Генерационный анализ акцессорного циркона / Под ред. В. В. Ляховича. — Москва: Наука, 1989. — 203 с.
22. Носырев И. В. Методические рекомендации по количественно-генетической интерпретации результатов изучения акцессорных минералов: Препринт. — Киев: Мингео УССР, 1987. — 81 с.
23. Драгомирецкий А. В. Литологические особенности золотосодержащих отложений докембрия (на примере Украинского щита) // Литология и полезн. ископаемые. — 2004. — № 2. — С. 173–184.

О. В. Драгомирецький

Кафедра інженерної геології і гідрогеології,
Одеський нац. університет імені І. І. Мечникова,
вул. Дворянська, 2, Одеса-82, 65082, Україна

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧНІ МОДЕЛІ ГІПЕРГЕННИХ ЗОЛОТОРУДНИХ СИСТЕМ ЯК ОСНОВА ФОРМУВАННЯ ПРОМІЖНИХ КОЛЕКТОРІВ ЗОЛОТА В ДОКЕМБРІЇ (НА ПРИКЛАДІ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА)

Резюме

Наведені результати аналізу та оцінки геолого-генетичних моделей гіпергенних (вивітрювання і седиментогенезу) золоторудних систем на підставі характеристик походження, генезису і парагенезису, а також особливостей поведінки золота в цих умовах. Такі системи відповідальні за формування проміжних колекторів золота, які можуть розглядатись як одні з найважливіших джерел докембрійського золота, перевідкладеного на більш пізніших етапах. Результати палеорекострукції деяких метаморфогенних золотовміщуючих розрізів Українського щита з використанням мінералогічних і петрохімічних методів показали, що їх первинний склад обумовлений специфічними геохімічними умовами раннього докембрію.

Ключові слова: походження, генезис, парагенезис, вивітрювання, седиментогенез, реконструкція, моделі золоторудних систем, докембрій, Український щит.

O. V. Dragomyretsky

Dept. Engineering Geology and Hydrogeology,
Mechnikov National University of Odessa,
Dvoryanskaya St., 2, Odessa-82, 65082, Ukraine

GEOLOGIC-GENETIC MODELS OF HYPERGENE GOLD-ORE SYSTEMS AS THE BASIS OF THE FORMATION OF INTERMEDIATE COLLECTORS OF GOLD IN PRECAMBRIAN (ON THE EXAMPLE OF UKRAINIAN SHIELD)

Summary

The paper contains the results of analysis and evaluation of geologic-genetic models of hypergene (weathering and sedimentation) gold-ore systems of the Precambrian on the basis of characteristics of origin, genesis and paragenesis, as well as the behavior of gold in these conditions. Such systems are responsible for the formation of intermediate collectors of gold, which are regarded as one of the most important sources of Precambrian gold redeposited at a later stage. Results paleoreconstruction some metamorphic gold-sections of the Ukrainian shield using mineralogical and petrochemical methods showed that their primary composition is caused by specific geochemical conditions of the Early Precambrian.

Key words: origin, genesis, paragenesis, weathering, sedimentogenesis, paleoreconstruction, models of gold systems, Precambrian, Ukrainian Shield.

УДК 55.092

С. Г. Половка, канд. геол. наук, доцент
Уманський держ. педагог. університет ім. Павла Тичини
кафедра географії та методики її навчання
вул. Садова, 2, Умань, 20300, Черкаська обл., Україна

НАУКОВА СПАДЩИНА МИКОЛИ ІВАНОВИЧА АНДРУСОВА В ГАЛУЗІ ГЕОЛОГІЇ ОКЕАНІВ І МОРІВ

(до 150-річчя з дня народження)

Стаття висвітлює основні віхи життя і наукові напрацювання та науково-педагогічну діяльність видатного геолога — Миколи Івановича Андрусова в галузі геології океанів і морів. Акцентується увага читача на висунутих наукових ідеях вченого та розкривається їх реалізація в нинішніх умовах.

Ключові слова: морська геологія, М. І. Андрусов, Чорне море.

Вступ

Науку «рухають» вчені, наділені не тільки могутнім інтелектом творця, але і до того вони є «сильною» особистістю, яка здатна йти до свого Олімпу, не дивлячись ні на які перешкоди. Ось чому істориків науки завжди цікавили «живі портрети» її творців. Справа в тому, що для самої науки важливо, що зроблено, то для історії науки має велике значення, як це було зроблено. Тобто необхідно знати всі обставини, які спонукали дослідника до відкриття.

Постановка проблеми

Необхідність вивчення історії науки і техніки неодноразово підкреслювали видатні вчені світового рівня, такі як В. І. Вернадський, М. І. Вавилов та ін. Філософськи осмислюючи геологічні проблеми, професор С. А. Мороз також прийшов до висновку, що потрібно вивчати історію науки. Нині питанням історії розвитку геологічної науки приділяють значну увагу Є. Ф. Шнюков, В. І. Онупрієнко та інші дослідники. Засновник Української академії наук (УАН) та її перший акад. УАН В. І. Вернадський на протязі всієї своєї діяльності звертався до історії науки. Він писав: «Історію науки і її минулого... повинно критично складати кожне наукове покоління».

Аналіз останніх досліджень і публікацій

На працях М. І. Андрусова виросло не одне покоління геологів. Наукова та науково-організаційна діяльність Миколи Івановича неодноразово та різнобічно аналізувалась дослідниками [2–5 та ін.].

Постановка завдання

М. І. Андрусов — вчений світового рівня. Він лишив нам у спадок наукові напрацювання, які і нині вирізняються своєю актуальністю. Ми сконцентруємо увагу читача на ключових наукових ідеях та напрацюваннях Миколи Івановича Андрусова у галузі геології океанів і морів. Зробимо спробу прослідкувати наслідки реалізації його ідей науковою спільнотою в морській геології.

Результати досліджень та їх аналіз

Доктор геолого-мінералогічних наук (1897 р.), професор (1896 р.), співробітник Геологічного Комітету (1912 р.), академік Петербурзької Академії наук (1914 р.), Української академії наук (1919 р.), почесний член Юр'ївського (нині Тартуського), Київського, Уральського і Румунського товариств дослідників природи, постійний член товариства любителів природознавства, антропології та етнографії, член Петербурзького і Московського товариств дослідників природи, член Мінералогічного, Географічного та багатьох інших товариств, учень професорів О. О. Іностранцева [3; 5 та ін.] та М. О. Головкінського [2, с. 158] Микола Іванович Андрусов — вчений із світовим ім'ям.

М. І. Андрусов стояв біля витоків морської геології як науки. Його по праву називають морським геологом № 1. Він уперше опрацював стратиграфічні схеми неогенових і антропогенових відкладів Понто-Каспійського регіону, започаткував морські дослідження Чорного, Середземного і Каспійського морів.

Микола Іванович Андрусов безпосередньо був причетний до започаткування нових наукових напрямів у геології океанів і морів, таких як морська палеонтологія і стратиграфія донних осадків; літологія осадових товщ та умови накопичення і співставлення їх з континентальними відкладами; вивчення корисних копалин на дні моря; палеогеографія утворення лиманів, їх еволюція, можливе використання.

Для того, щоб зрозуміти й усвідомити пройдений ним науководослідницький шлях, зупинимось на основних віхах його життя та наукових напрацюваннях, які істотно вплинули на становлення вченого та відбилися на розвитку морської геології в Україні та світі.

Микола Іванович народився 19 грудня 1861 р. в м. Одеса в багатодітній родині. Батько Миколи був штурманом Російського товариства пароплавства й торгівлі. Він трагічно загинув у 1870 р. під час шторму в Чорному морі. Родина, втративши годувальника, почала відчувати матеріальну скруту. Мати була змушена переїхати до свого батька у м. Керч, де й промайнули юнацькі роки майбутнього вченого. В 1880 р. він закінчив із золотою медаллю Керченську гімназію і вступив до Новоросійського (нині Одеського) університету. Змогу навчатися в першому причорноморському вузі Микола Іванович отримав завдяки значній матеріальній допомозі Товариства пароплавства й торгівлі та двоюрідного брата О. О. Ковалевсько-

го, який працював викладачем університету, а з 1882 р. очолював ще й Товариство природознавців.

У цьому вузі на перших курсах М. І. Андрусов особливо захоплюється зоологією, така тяга до цієї науки пояснюється в першу чергу тим, що лекційний курс читав всесвітньо відомий вчений І. І. Мечников. Потім Микола Іванович займається з І. Ф. Синцовим опрацюванням зібраної безпосередньо ним у Керчі фауни. Починаючи з 1882 р. Новоросійське товариство природознавців відряджає студента М. І. Андрусова в літній час для геологічного вивчення Керченського півострову. Зібравши достатньо матеріалу, Микола Іванович публікує в 1883 р. першу свою наукову працю «Заметки о геологических исследованиях в окрестностях города Керчи» [1]. Наголошено, що в основу цієї статті було покладено обробку колекцій, які були зібрані М. І. Андрусовим за період літніх експедицій 1882–1884 рр., а також наявний фактичний матеріал цих колекцій було ним використано для цілої низки робіт: «О характере миоценовых осадков Крыма» (1886); «Геологические исследования в западной половине Керченского полуострова, произведенные летом 1884 г.» (1887).

Вчився Микола Іванович Андрусов наполегливо і старанно, в праці і бібліотеці та експедиціях промайнули роки навчання. В 1884 р. Микола Іванович успішно закінчує природниче відділення Новоросійського університету, і його як одного з талановитих випускників відряджають на дворічне стажування в університети Європи. Під час стажування М. І. Андрусов вивчає колекції фауни молюсків і відвідує лекції провідних європейських вчених. У Відні він стажується і слухає лекційні курси та працює під керівництвом Е. Зюсса, М. Неймайра, В. Уліга, в Мюнхені — І. Вальтера, К. Ціттеля, О. Іекеля, Б. Кларка, Г. Осборна, в Загребі — С. Брусіні та ін. За час перебування у відрядженні Микола Іванович вивчає геологічні розрізи Німеччини, Франції та Італії [2; 5].

Після повернення з відрядження Микола Іванович вступає до аспірантури Петербурзького університету до професора О. О. Іностранцева, під керівництвом якого продовжує свою наукову діяльність. В 1890 р. М. І. Андрусов захищає магістерську роботу на тему: «Керченский известняк и его фауна», після чого розпочинає свою науково-педагогічну діяльність.

Аналізуючи наукову та педагогічну роботу Миколи Івановича, можна умовно виділити декілька періодів: одеський, сорбонський (1891–1892 рр.), петербурзький (1893–1896 рр.), тартуський (1896–1904 рр.), київський (1904–1912 рр.) і сімферопольський (1912–1918 рр.) та паризький періоди. Ці періоди пов'язані з пошуками сприятливих умов для творчої діяльності, з огляду на стрімкість змін політичних обставин і стан здоров'я М. І. Андрусову доводилося часто змінювати місце проживання — Керч, Одеса, Петербург, Тарту, Київ, Сімферополь, Париж, Прага. Зазначимо, що де б він не знаходився та працював, у його коло наукових інтересів завжди потрапляло на дно акваторії Світового океану. Цій тематиці Микола Іванович був вірним все своє життя. Першу наукову працю на тему морської геології Микола Іванович опублікував у «Горном журнале» і вона називалась: «О распространении осадков и организмов по дну океанов» (1889 р.).

Перед тим, як перейти до аналізу творчих періодів М. І. Андрусова, слід здійснити історичний зріз сприятливих соціально-політичних умов і наукової думки про розвиток природи, яка була присутня в умах передових вчених того часу.

У Новоросійському університеті, який бере свій відлік з 1 травня 1865 р., в 1870 р. було засновано Товариство природознавців, яке відіграло значну роль у розвитку науки на півдні України. Це Товариство регулярно видавало «Записки», в яких друкувався «багатий» матеріал з геології краю. Крім цього, Товариство давало можливість дослідникам здійснювати літні геологічні екскурсії і таким чином отримувати фактичний матеріал для подальших наукових напрацювань. В Новоросійському університеті на 1890 рік працювали видатні вчені геологи І. Ф. Синцов (з 1871 р.), М. О. Головкінський (з 1873 р.). Останній виховав і підготував відомих фахівців у галузі геології, таких як Р. А. Прендель, М. І. Андрусов та ін.

Розглядаючи погляди вчених на землеустрій, зазначимо, що наукова спільнота у другій половині XIX ст. отримала на свій розсуд контракційну гіпотезу (Елі де Бомон, 1852) розвитку Землі. Перевірка дієвості останньої змусила дослідників вивчати стик суша — море, а згодом вийти в акваторію Світового океану. Наголосимо, що наука про морське дно (морська геологія) пустила паростки на території сучасної України. Наявний фактичний матеріал і наукові напрацювання, які існували на даний час, свідчили про неспроможність контракційної гіпотези пояснити розташування складчастих систем у певних зонах, а не по всій території планети рівномірно. Незрозумілим для вчених лишалося і те, що складкоутворення проявлялось переважно на континентах, а не на ділянках з тоншою океанічною корою.

Нового витка розвитку контракційна гіпотеза набула з появою в середині XIX ст. вчення про геосинкліналі (Д. Холл, 1857; Д. Дена, 1873), яке пояснювало формування лінійних складчастих структур з корою континентального типу. Європейські дослідники до кінця XIX ст. «не помічали геосинкліналей» [6].

М. О. Головкінський сприймає нову наукову ідею геосинкліналей та прищеплює її Р. О. Пренделю та М. І. Андрусову. Його науковий авторитет та географічний аспект — близькість моря — ось ті фактори, що виступили рушійною силою, що спонукала до становлення та розвитку напряму геологічної думки в Новоросійському університеті — вивчення стику суша — море та дна акваторії Чорного моря. Перевірка дієвості гіпотези контракції відбувалася через співставлення континентальних та морських відкладів, при цьому основним завданням було встановити: 1) зв'язок коливань геосинкліналі з коливаннями всього континенту; 2) літологічний склад донних відкладів.

Тепер розглянемо, що було зроблено для підтвердження або спростування контракційних поглядів, які на цей час претендували на створення узагальнених і цілісних уявлень про все різноманіття геологічних процесів.

Важливою віхою в житті М. І. Андрусова був *одеський період* його наукової творчості. На нашу думку, для цього періоду характерним є те,

що вчені Новоросійського університету, такі як І. Ф. Леваковський (1881) — вивчав рух гальки та валунів в узбережній зоні, Р. О. Прендель (1891) — дослідив раніше за європейських вчених морські тераси на прикладі кавказьких берегів Чорного моря і т. п. розпочали дослідження стику суша — море [4]. Однією із вагомих заслуг М. І. Андрусова є те, що він «переніс» у глиб акваторії дослідження дна Чорного моря та спонукав інших дослідників до вивчення Азово-Чорноморського регіону. Його роль у вивченні Чорноморського басейну полягає в наступному: він запропонував у 1889 р. проект комплексних глибоководних досліджень у Чорному морі. Його стаття в «Известиях Русского Географического Общества» «О необходимости глубоководных исследований в Черном море» (1890) спонукала до організації першої океанологічної експедиції (1890–1891) на чолі з І. Б. Шпиндлером на канонерських човнах «Черноморец», «Донец» і «Запорожец». В роботі цієї експедиції взяли участь М. І. Андрусов, М. Д. Зелінський, відомий гідрограф Ф. Ф. Врангель та ін. [2; 5]. Під час цієї експедиції було здійснено батиметричні виміри (117 точок — глибини більше 100 м) Чорного моря та опубліковано в 1899 р. карту в масштабі 1:4000000, де показано ізобати 100, 500, 1000 і 1200 морських сажень. Не дивлячись на спрощенні контури карти, основні особливості рельєфу дна моря відображались вірно. В результаті цього було встановлено, що центральна частина Чорного моря є западиною, глибина якої сягає 2244 м.

Дослідження речовинного (літологічного, мінерального, геохімічного) складу осадків Чорного моря заклав в своїх наукових працях М. І. Андрусов (1890, 1892, 1894) саме під час першої глибоководної експедиції (1892), яка завершилася двома великими відкриттями, а саме: виявлення на дні моря решток післятретинної фауни каспійського типу; відкриття зараження глибин Чорного моря сірководнем. Микола Іванович Андрусов першим описав глибоководні осадки і виявив в них стяжіння кальциту — др'юїту, йому та М. Д. Зелінському належить гіпотеза походження сірководневого зараження глибинних вод за рахунок біогенного сірководню. М. Д. Зелінський експериментально довів (1891), що сірководень — продукт біогенного походження.

У подальшому наукові напрацювання, в яких брав безпосередню участь М. І. Андрусов, спонукають тривалий час геологів-виробничників під «біогенним» кутом зору «дивитися» на виділення перспективних площ у нафтогазоносному відношенні та підштовхують першого Президента Академії наук України академіка В. І. Вернадського поставити питання про необхідність проведення геохімічних досліджень в Азовському морі та вивчення природної радіоактивності Південного берегу Криму. Згодом результати морських експедицій надихнули В. І. Вернадського розглянути питання походження життя на Землі та створити всесвітньо відоме вчення про біосферу, живу речовину, яка організовує земну оболонку, і накреслити шляхи еволюції біосфери в ноосферу.

Е. Зюсс — значна постать у геологічній науці кінця XIX ст. Він вплинув на світогляд багатьох поколінь вчених. М. І. Андрусов, «повторюючи» Зюсса, намагався вирішити проблему забезпечення питною водою міст

Керч та Очаків і т. п. Працюючи в м. Одеса, вчений на громадських засадах консультував Керченську міську думу по питаннях водопостачання і багато зробив у цьому напрямі. Керченська громада, розуміючи вагомий внесок дослідника в розбудову водопостачання міста і завдячуючи Миколі Івановичу, на його честь назвала водопровід в Енікалі.

У 1891–1892 рр. М. І. Андрусов знову перебуває за кордоном. Він читає лекції в Сорбонському та Загребському університетах, тим самим практикується і удосконалює свою викладацьку майстерність.

Після повернення із-за кордону він на посаді приват-доцента розпочинає свою науково-педагогічну діяльність у Петербурзькому університеті (1893–1896 рр.). В цей період наукової діяльності Микола Іванович бере участь у морській експедиції в Мармурове море та розпочинає багаторічні дослідження солоного озера Кара-Бугаза (захід Туркменії).

Свою професорську діяльність Микола Іванович Андрусов розпочав у Юр'ївському (Дерптському, нині Тартуському) університеті (1896–1904 рр.). Під час цього *«тартуського періоду»* він обіймає посаду завідувача кафедри геології. Захищає на фізико-математичному факультеті Петербурзького університету докторську дисертацію на тему: «Живущие ископаемые Евразии» (1897 р.). Монографічна робота «Ископаемые и живущие Dreissensidae» актуальна і нині. Ця його фундаментальна праця була відзначена Ломоносовською премією (1898 р.).

Науковий авторитет М. І. Андрусова був значним. Це дає йому можливість брати активну участь у роботі VII Геологічного конгресу (Петербург, 1897 р.). За його безпосередньої участі для учасників цього конгресу було організовано геологічну екскурсію в околицях Керчі. Основною заслугою Миколи Івановича під час цього наукового зібрання є те, що він перед науковою спільнотою VII Геологічного конгресу висловлює думку про доцільність створення Міжнародного інституту морської геології [3]. Він передбачав всю складність та витратність морських експедиційних робіт й прекрасно розумів, що лише спільними зусиллями провідних морських держав світу можна досягти реального успіху у вивченні дна Світового океану. В цей час ця його ідея не була прийнята належним чином, але згодом її реалізували через національні наукові програми і т. п.

У 1972 році професор Елізабет Манн Боргезе (дочка Томаса Манна, громадський діяч зі світовим визнанням) втілила в життя ідею М. І. Андрусова і заснувала Міжнародний інститут Океану зі штаб-квартирою на о. Мальта. Інститут має 25 представництв у різних країнах. Це незалежна, неурядова, некомерційна міжнародна організація, яка існує на приватні пожертви та спонсорські внески. Мабуть було б доцільним створити і в Україні віртуальний інститут в комп'ютері, на кшталт Міжнародного інституту Океану, залучивши до його роботи провідних вчених з морської геології не тільки з Національної академії наук України, але й держав колишнього СРСР — Російської Федерації, причорноморських країн — Туреччини, Болгарії, Румунії і т. д. Нами в науковій праці «Сім кроків назустріч відтворенню морських геологічних досліджень в Україні» (Половка С. Г., 2010) це розглядається як один із резервів, що, на нашу думку,

покращить нинішній стан морської геології в Україні. Реалізувавши його, геологія океанів і морів в нашій державі вийде на новий виток розвитку.

Київський період (1904–1912 рр.) М. І. Андрусова розпочинається, коли його обирають ординарним професором університету Святого Володимира (1904 р.). Наголосимо, що цей університет на території сучасної України був найбільш продуктивним у науковій і викладацькій діяльності. Водночас його обирають головою Київського Товариства дослідників природи. В цьому Товаристві Микола Іванович заснував славетну Андрусівську школу геологів. За науковим потенціалом Київський університет був найпотужнішим у Російській Імперії. Цей вуз мав тісні зв'язки з біологічними станціями на Чорному (м. Севастополь) і Середземному морях (м. Віллафранк). Суспільно-політичні умови, в яких перебував М. І. Андрусов у 1912 р., не сприяли його науковій діяльності. Місцева влада та реакційно налаштовані професори університету вважали його «політично неблагонадійним елементом». Це змусило вченого полишити вуз.

Петербурзький період (1912–1918 рр.) В 1912 р. Микола Іванович переїжджає до Петербурга. Тут вченого обирають доцентом кафедри геології Петербурзького університету та професором Вищих жіночих курсів. Цього ж року його обирають на посаду старшого геолога Геологічного Комітету. Тоді ж він переходить на постійну роботу завідувачем геологічного відділу Геологічного і Мінералогічного музею імені Петра Великого. В 1914 р. М. І. Андрусова одноставно обирають академіком фізико-математичного відділення Петербурзької Академії наук.

Кримський період (1918–1919 рр.) У 1918 р. у Сімферополі відкривається Таврійський університет. Одного із провідних фахівців Криму М. І. Андрусова обирають завідувачем кафедри геології. До співпраці на цій кафедрі Микола Іванович залучає таких видатних геологів, як П. А. Двойченка, Д. І. Щербакова, А. С. Мойсейова, Г. Ф. Вебера. Сам Микола Іванович Андрусов продовжує займатися проблематикою водопостачання Керчі і Севастополя. Про популярність Андрусова у Таврійському університеті свідчить такий факт, як перейменування у 1919 р. одного селища у Сімферопольському районі на с. Андрусове. У червні 1919 р. Українська академія наук обрала М. І. Андрусова дійсним членом.

Перша імперіалістична війна 1914 р. та події в Росії 1917 р. призупинили наукові дослідження дна та акваторії Азово-Чорноморського регіону. Микола Іванович і тут проявив винахідливість і знайшов можливість не полишати улюблену справу — досліджувати дно акваторії Світового океану. Він розпочинає перевірку місця закладення геосинклінали за Деном (на краях материка) і Огом (між континентами). Це спонукає М. І. Андрусова до морського буріння. Вперше таке буріння в сучасних територіальних водах України здійснив Микола Іванович у 1918 р. в акваторії Керченської протоки. Він за даними буріння побудував геологічні розрізи дна, дослідив літологічні особливості четвертинних утворень і висловив думку про ерозійне походження Керченської протоки [3; 5]. Його ідея морського буріння нині широко використовується дослідниками дна акваторії Світового океану з різних бурових засобів, зокрема з бурових суден. Для прикладу, на-

звемо Міжнародну програму океанічного буріння (Integrated Ocean Drilling Program), за якою багато років працювали бурові судна «Гломар Челленджер» та «ДЖОІДЕС Резолюшн», і українські вчені свого часу брали активну участь в обробці ядерного матеріалу глибоководних свердловин, зокрема у Чорному морі (рейс 42 Б американського бурового судна «Гломар Челленджер», травень — червень 1975 р.). В подальшому планується виконання бурових робіт по всьому Світовому океану в межах інтегрованої програми океанічного буріння, і активна участь у цих роботах — один із шансів українських морських геологів зберегти і примножити свої наукові напрацювання в сучасних умовах, що склалися у галузі геології океанів і морів в Україні.

На основі проведених робіт по складанню геологічної карти і багаторічних попередніх досліджень, на початок ХХ ст., завдячуючи Миколі Івановичу, основні підрозділи стратиграфії мезозою і нижньотретинних відкладів Криму були визначені. Одночасно на прикладі геологічної будови Керченського півострову було з'ясовано основні риси стратиграфії і палеогеографії неогену для всієї Чорноморської області. Особлива заслуга в цьому М. І. Андрусова, який у наукових працях надав вичерпну характеристику окремим стратиграфічним горизонтам міоцену й пліоцену півдня України. Він всебічно опрацював низку груп викопних молюсків, як-от дрейсен, кардид та ін., що мало винятково важливе значення для висвітлення палеогеографічних умов Чорноморської і Каспійської областей.

Суспільно-політичні умови та стан здоров'я змушують М. І. Андрусова переїхати до Сімферополя. *Сімферопольський період* діяльності Миколи Івановича був нетривалим. В 1919 р. він одержав жахливу звістку про загибель під Архангельськом сина Леоніда. Ця трагічна новина для родини Андрусових докорінно змінила подальшу долю вченого та підірвала до того слабе здоров'я Миколи Івановича, у нього стався інсульт із правобічним паралічем кінцівок. Родина була вимушена переїхати до Парижу для надання кваліфікованої медичної допомоги М. І. Андрусову. Підлікувавшись, Микола Іванович продовжує викладацьку діяльність, періодично читає лекції у Сорбонні, але підірване здоров'я та невиліковна хвороба не дозволяла працювати в повну силу.

У 1922 р. Андрусови переїзять до Праги. 24 квітня 1924 р., після повторного інсульту, М. І. Андрусов помирає. Поховали видатного вченого у Празі, на цвинтарі «Ольшани». Наукова громадськість завдячуючи Миколі Івановичу за його кропітку працю та щоб увіковічити його ім'я в геологічній науці, назвала на його честь гору на Місяці.

Висновки

Здійснивши історичний зріз наукової спадщини М. І. Андрусова в галузі геології океанів і морів, тепер можемо зробити низку узагальнюючих висновків:

1. Наукові напрацювання теоретичного та прикладного характеру принесли заслужену світову славу Миколі Івановичу Андрусову. Його наукову

спадщину ще довгі роки будуть вивчати геологи не тільки в Україні, але і в близькому та далекому зарубіжжі.

2. М. І. Андрусов лишається видатним морським геологом і справжнім інтелектом нації та взірцем вченого і педагога.

3. Науковий спадок Миколи Івановича, на наш погляд, потрібно проаналізувати на дисертаційному рівні, і тоді «відкриються» невідомі його думки, що допоможуть здійснити «прорив» у розвитку морських геологічних досліджень в Україні.

Література

1. *Андрусов Н.* Геологические исследования на Керченском полуострове, произведенные в 1882 и 1883 г. // Зап. НОЕ. — 1884. — Вып. 9. — С. 1–190.
2. *Геолог від Бога: наук. навч. посіб.* / [М. О. Огняник, Н. Б. Вяткіна, О. М. Іванік та ін.]. — К.: Знання України, 2000. — С. 150–177. — (Геологические исследования в Новороссийском университете в XIX — начале XX в. — С. 150–177).
3. *Ларченков Е. П.* Геология в Одесском университете (Очерки истории кафедры общей и морской геологии) / Ларченков Е. П., Кравчук О. П., Кравчук А. О. — Одесса: Феникс, 2009. — 536 с. — (Первые последователи и новые горизонты открытий. — С. 231–313).
4. *Пазюк Л. И.* Итоги исследования побережья и морского дна Черного и Азовского морей в пределах УССР за годы Советской власти / Л. И. Пазюк, Л. Б. Розовский, И. Я. Яцко // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР: Межведомственный Респ. науч. сб. — 1968. — Вып. 2. — С. 3–9.
5. *Половка С. Г.* Сто морських геологів України / Половка С. Г. — Київ — Умань: Візаві, 2007. — 261 с. — (Андрусов Микола Іванович (1861–1924 рр.) — С. 32–34).
6. *Хомизури Г. П.* Развитие понятия «Геосинклиналь» / Хомизури Г. П. — М.: Наука, 1976. — 236 с. — (Очерки по истории геологических знаний).

С. Г. Половка, канд. геол. наук, доцент

Уманський госуд. педаг. університет ім. Павла Тычины,

кафедра географії і методики навчання

ул. Садовая, 2, г. Умань, 20300, Черкасская обл., Украина

НАУЧНОЕ НАСЛЕДИЕ НИКОЛАЯ ИВАНОВИЧА АНДРУСОВА В ОБЛАСТИ ГЕОЛОГИИ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ

(К 150-летию со дня рождения)

Резюме

Статья освещает основные вехи жизни и научные наработки и научно-педагогическую деятельность выдающегося геолога — Николая Ивановича Андрусова в области геологии океанов и морей. Акцентируется внимание читателя на выдвинутых научных идеях ученого и раскрывается их реализация в нынешних условиях.

Ключевые слова: морская геология, Н. И. Андрусов, Черное море.

S. G. Polovka, Assos. Prof., PhD

Uman' State Pavlo Tychina Pedagogical University Department of Geography
is the technique of its teaching Sadova St. 2, Uman', 20300, Cherkassy, Ukraine

**SCIENTIFIC HERITAGE NIKOLAI IVANOVICH ANDRUSOVA
IN THE FIELD OF GEOLOGY OF OCEANS AND SEAS
(To 150-th birthday)**

Summary

The paper highlights the major milestones of life and scientific achievements and the scientific-pedagogical activity of outstanding geologist — Nikolai Ivanovich Andrusova in geology of the oceans and seas. It attracts reader's attention to scientific ideas put forward by the scientist and reveals their implementation in the current environment.

Key words: marine geology, N. I. Andrusov, the Black Sea.

¹ **О. В. Чепіжко**, доктор геол. наук, професор

¹ **В. М. Кадурін**, кандидат геол.-мін. наук, доцент

² **Л. М. Шатохіна**, кандидат геол.-мін. наук

¹кафедра загальної та морської геології,

²кафедра фізичної географії та природокористування

Одеський національний університет імені І. І. Мечникова,

вул. Дворянська, 2, м. Одеса, 65082, Україна

РОЗВИТОК МЕДИЧНОЇ ГЕОЛОГІЇ В СУЧАСНІЙ ГЕОЛОГІЇ

Медична геологія визначається як наука про вивчення взаємовідношення між природними геологічними чинниками і здоров'ям як людей, так і тварин, і розумінню впливу природних і техногенних впливаючих чинників на територіальне поширення таких оздоровчих проблем. Саме тому медична геологія є широкою, комплексною і складною темою, яка вимагає міждисциплінарних взаємозв'язків різних наукових напрямків вивчення довкілля та здоров'я людини. Основною метою є визначення існуючих проблем, розуміння їх утворення і розробка рекомендацій з пом'якшення або вирішення.

Ключові слова: медична геологія, здоров'я людини, літосфера, довкілля, геологічне середовище, техногенно-геологічна система, хімічні елементи.

Вступ

Науковий напрямок, що сформувався на стику природничих наук, — «медична геологія» фактично переживає друге народження. Медико-геологічні дослідження не досить активно розвиваються в рамках екологічної геології. Медична геологія вивчає вплив геологічних об'єктів природнього (породи, руди, мінерали, продукти ерозії, вулканічної діяльності, води та ін.) і техногенного походження (продукти переробки рудної й нерудної мінеральної сировини, сплави, будівельні матеріали і т. д.), геологічних процесів і явищ на здоров'я людей. Вивчає вона й обстановки, при яких такий вплив стає можливим.

Міжнародна асоціація медичної геології (The International Medical Geology Association (IMGA)) — створена за ініціативи Міжнародної робочої групи з медичної геології в рамках Міжнародного союзу геологічних наук у 2004 році. Раніше Міжнародна робоча група з медичної геології входила до складу Комісії з геологічних наук в області геології навколишнього середовища (COGEOENVIRONMENT) з 1998 року.

«Медична геологія» визначається як наука про взаємозв'язок між природними геологічними чинниками і здоров'ям людини і тварин, а також про розуміння впливу звичайних факторів навколишнього середовища на геологічному розподілі таких проблем зі здоров'ям населення. Саме тому медична геологія є широкою і складною темою, яка вимагає міждисциплінарного вкладу різних наукових областей, для того щоб пробле-

му вивчити, проаналізувати і запропонувати заходи по її пом'якшенню або вирішенню¹.

Медична геологія є соціально орієнтованим науковим напрямком. Вивчення обставин і факторів впливу геологічних об'єктів і процесів на здоров'я людей дозволяє розробляти превентивні й лікувально-профілактичні заходи, необхідні для успішного розв'язання поточних і планування перспективних завдань економіки господарювання і втілення в життя різних соціальних проєктів, в основі яких закладені інтереси всіх верств населення. Розвиток даного напрямку можливий тільки в умовах вільного доступу до медичної та геологічної (еколого-геологічної) інформації будь-якого рівня і вільного широкого обговорення актуальних питань, пов'язаних зі здоров'ям людини, та розв'язання соціальних, екологічних і медичних проблем.

Головним завданням є вивчення еколого-геологічних проблем життєдіяльності людини, створення умов раціонального використання ресурсів геологічного середовища, оптимізації взаємодії суспільства і навколишнього середовища, в першу чергу — геологічного середовища. З цим напрямком пов'язаний пошук критеріїв оцінки стану геологічного середовища як основи формування середовища життєдіяльності людини, яка забезпечила б необхідну для людини якість середовища і здоров'я.

Матеріали та методи дослідження

Накопичення відомостей про спосіб життя населення залежно від зовнішніх умов (природних та соціально-економічних) започатковано досить давно. З розвитком суспільства виникла потреба у фундаментальних медико-геологічних (і медико-екологічних як одного з її різновидів) дослідженнях. Для з'ясування зв'язків людини з навколишнім середовищем учені почали вивчати всі компоненти довкілля і територіальний розподіл різних захворювань [1–4, 6–8].

Медична геологія намагається виявити причину захворювання в безпосередньому зв'язку з геологічним середовищем як основи навколишнього середовища. Відповідно, медична геологія може визначатися як напрямок, що розглядає взаємодію факторів ризику довкілля і здоров'я. При цьому має бути враховано велику різноманітність геологічних і екологічних чинників, форм захворювання, соціально-гігієнічний стан середовища життєдіяльності і генетичні особливості людини.

Оскільки проблеми захисту навколишнього середовища від негативних наслідків дії антропогенних чинників, рівно як і проблеми захисту людини від кризових і катастрофічних явищ в природі, в даний час стають все більш актуальними, то їх зниження пов'язане із задачами управління геологічними системами.

¹Автори не наводять, з позицій наукознавства, достатньо переконливих аргументів про автономність «медичної геології» та уникають співставлення наукових відзнак між екологією та медичною географією, з одного боку, а з іншого — «медичною геологією» (Ред.).

Системна організація геологічного середовища виходить з того, що наша планета складається з концентричних оболонок, які матеріально відносяться до земного геоїду, стійких і міцних за часом, але разом з тим вони знаходяться в безперервній більш або менш закономірній зміні, яка різко проявляється, і становленні в геологічному часі. Безпосередньому спостереженню доступні іоносфера, атмосфера, гідросфера і верхня зона літосфери. Поняття про літосферу як природне тіло дещо умовне, оскільки нижня границя літосфери однозначно не визначена. Ці фізичні агрегатні сфери мають специфічну організацію на хімічних і геологічних рівнях, де вони формуються як комплексні геосистеми першого порядку. Літосфера означає «кам'яну оболонку», тобто тверде георечовинне середовище, організоване на рівнях мінералів, гірських порід, геотформацій [6, 7]. Мінеральна організація має місце також і в гідросфері, і в атмосфері, але відмінність від них літосфери полягає в переважно твердому стані. Хімічна організація Землі починається з рівня атомних ядер; в повній мірі хімізм отримує розвиток на рівні атомів і на рівні хімічних сполук. Відносно цих трьох видів можна говорити про видовий хімічний елементний склад, про кількісні співвідношення хімічних елементів і сполук, про форми їх знаходження, перетворення і міграцій. Більш того, перехід від видів хімічних елементів до видів хімічних сполук вже означає вихід в геосистемну організацію, оскільки природні хімічні сполуки індивідуалізувалися в формі елементарних геосистем — мінералів.

Літосфера як георечовинна система у верхній своїй зоні виступає ареною розвитку надречовинної геосистемної організації, тобто стає комплексною геосферою.

Відносно цих трьох видів можна говорити про видовий хімічний елементний склад, про кількісні співвідношення хімічних елементів і сполук, про форми їх знаходження, перетворення і міграцій.

Оскільки обмеження медико-геологічних досліджень тільки вивченням геохімічних полів і аномалій не забезпечить достовірної оцінки стану сфери життєдіяльності, то мають бути застосовані методи вичення гідрогеології, ландшафту території, геодинаміки геосфери.

Провідні результати досліджень та їх аналіз

Земля на атомарному рівні може розглядатися як специфічна геохімічна система. Літосфера — головний об'єкт геохімії, який також входить в області дослідження фізики, геології, мінералогії. Геофізична організація літосфери спільно з геохімічною є субстрат геологічної організації.

Розсіяний фоновий розподіл хімічних елементів різний для підсистем атмосфери. Екзоатмосфера, приурочена до нижньої іоносфери і атмосфери, характеризується присутністю вхідних до складу газових сумішей легких елементів. Ендоатмосфера охоплює разом гідросферу і літосферу, для яких типова розсіяна асоціація майже всіх елементів. Екзоатмосфера утворює ряд підрозділів, що приблизно відповідають: нижній частині іоносфери — з іонізованими атомами водню і молекулами закису азоту;

гетеросфері, що об'єднує екзосферу і термосферу — з атомарним киснем і легкими газами; гомосфері, що охоплює мезосферу, стратосферу і тропосферу — з однорідним хімічним складом.

Ендоатмосфера, яка має більш складну асоціацію розсіяних елементів, розчленовується на оболонки, відповідні гідросфері і літосфері. Причому в літосфері поряд з фоновим розсіянням елементів особливо розвинені різномірні концентрації. У літосфері виділяються геохімічні оболонки високих порядків, що тягнуть до ландшафту, кори вивітрювання, ґрунтів, зон сучасного осадконакопичення, стратисфери, гранітно-метаморфічного комплексу, більш глибинним зонам. В приповерхневій зоні земної кори виділяються різні геохімічні системи — провінції, поля, зони, вузли, фації і т. д. [6–8].

Головними факторами змін параметрів геологічного середовища є природні і техногенні. Останні властиві фактично для всіх видів господарчої діяльності. Практично будь-яка діяльність людини діє на природне середовище і призводить до його зміни. Особливо сильною і довготерміною є дія техногенних об'єктів. Сукупність всіх штучних елементів виробничого процесу, технічних засобів і знарядь праці, які створені людиною і розміщені на поверхні Землі та в її надрах, називається техносферою. Елементи техносфери постійно взаємодіють з геологічним середовищем, утворюючи техногенно-геологічну систему (ТГС). ТГС це комплекс природних і штучних елементів, які взаємодіють між собою, утворюючи єдину, енергетично і фізично взаємопов'язану систему. Вона розвивається відповідно своїм законам, що відрізняються від законів роздільного функціонування природних і технічних систем.

Прямі та зворотні зв'язки між геологічним середовищем і техногенним об'єктом обумовлюють формування ТГС за рахунок зміни динаміки природних геологічних процесів (в основному) і трохи менше — в результаті виникнення та розвитку нових процесів. Техногенні процеси на даний час тотожні природним геологічним процесам, проте відмічається тенденція до посилення інтенсивності існуючих процесів і появи нових. Техногенна діяльність стала важливим геологічним фактором, що значно впливає на геологічне середовище. Зміни навколишнього середовища, що викликані техногенною діяльністю, важливі не тільки в біологічному, медичному, екологічному, економічному або соціальному відношенні, вони набувають досить великого геологічного значення.

Функціонування ТГС припускає дію техногенних і/або природних джерел на геологічне середовище, його реакцію на цю дію і екологічні наслідки, що відзначаються в техносфері, біосфері та соціосфері. Розвиток цієї системи відбувається згідно загальноприйнятому в екології принципу еколого-системної спрямованості еволюції, який припускає, що будь-які еволюційні зміни зрештою обумовлені діючими чинниками і системними особливостями розвитку еволюціонуючої сукупності.

Дослідження цієї системи, що включає вельми різномірні об'єкти, припускає використання як базового методологічного прийому системний підхід. В цьому випадку аналізований об'єкт розглядається як певна множина,

взаємний зв'язок і взаємодію яких обумовлюють властивості і загальний характер цієї множини. Використання методологічних принципів теорії систем дозволяє сформулювати з реальних складних різнорідних об'єктів систему у відповідності з екологічними цілями дослідження, визначити її основні елементи, частини або підсистеми, встановити системоформуючі відносини і зв'язки між елементами, які характеризують її структуру.

Для оцінки і прогнозу еколого-геологічних змін, їх запобігання і ухвалення рішень по управлінню процесами необхідна розробка науково-обґрунтованої методики медико-геологічних досліджень, створення принципової схеми і реалізація її на основі аналізу інформації про будову системи, техногенні навантаження на неї, зміни, проблемні медико-геологічні ситуації, що виникають при таких змінах [4, 8, 9].

Нами пропонується розглядати медичну геологію як комплексну наукову дисципліну, що включає відповідні напрямки вивчення середовища життєдіяльності людини, стан здоров'я населення та аналіз взаємодії різноманітних чинників, результатом чого є саме здоров'я (рис. 1).

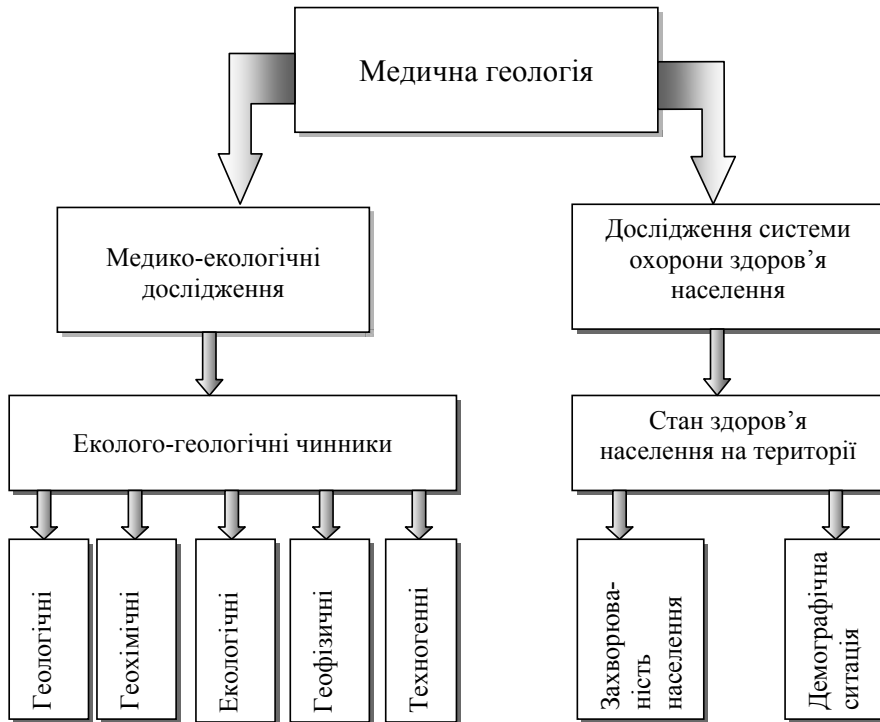


Рис. 1. Схема медико-геологічних досліджень

Постановою XXXII сесії Міжнародного геологічного конгресу, що проходила в серпні 2004 р. у Флоренції, медична геологія оголошена одним із пріоритетних напрямків наук про Землю, якому буде надаватися всіляка підтримка в найближчій перспективі. Перші підсумки цієї ініціативи

були підведені в 2008 році в Осло (Норвегія) на XXXIII сесії Міжнародного геологічного конгресу, де в роботі медико-геологічної секції брали участь вчені з багатьох країн [9].

Приоритетними напрямками медичної геології визначені різні аспекти медичної та екологічної мінералогії, екологічної геохімії урбанізованих та сільськогосподарських територій. Значна увага приділяється виявленню механізмів впливу на біоту геологічних об'єктів і процесів, методики медико-геологічного картування, що передбачає визначення границь впливу геологічних факторів на стан здоров'я населення, встановлення територіального розподілу відповідних геологічних аномалій і розповсюджених захворювань.

В системі, що розглядається, функціонують два елементи: активний елемент — людина, яка постійно впливає на геологічне середовище, і саме геологічне середовище, яке є об'єктом впливу людини. Основна мета при організації управління геологічним середовищем — моніторингу — це економічно виправдане і безаварійне функціонування існуючих ТГС при винятку негативних наслідків у зв'язку з розвитком геологічних процесів і ТГС.

Для організації моніторингу побудована система повинна відобразити: 1) умови, які визначають еволюцію геологічного середовища: геологічні умови територіального комплексу, що досліджується (геологічна будова, інженерно-геологічні умови, екологічний стан, геодинамічний і тектонічний режим); кліматичні параметри ТГС (територіального комплексу), їх режим і прогнозну оцінку; геоморфологічні умови і ґрунтово-рослинний шар; гідрогеологічні особливості ТГС; характер і параметри техногенного впливу на геологічне середовище; 2) стан здоров'я населення, розповсюдження захворюваності на досліджуваній території.

Еколого-геологічний моніторинг визначається як заранне спланована у часі і просторі система спостережень, оцінки і прогнозу стану геологічного середовища, які із заданою закономірністю повторюються. Система еколого-геологічного моніторингу включає дві основні підсистеми: а) спостереження за станом середовища і факторами, які його визначають; б) моделювання і прогнозування еколого-геологічних наслідків. В медичній геології до системи моніторингу включається третя підсистема, а саме дослідження системи охорони здоров'я населення і стан здоров'я населення.

Особливе значення для медико-геологічних досліджень має становлення моделювання — медико-геологічне картування — як важливий методологічний принцип вивчення геологічних об'єктів і процесів, а також взаємодії природи та суспільства. В контексті цих положень є концепція екології людини — оцінка якості довкілля у зв'язку зі впливом її на здоров'я населення [2, 4, 7, 8].

Пропонуються чотири основні напрямки в медичній геології:

- вивчення розповсюдження хімічних елементів і виявлення геохімічних аномалій у ґрунтах, осадах та воді, які можуть вплинути на здоров'я;
- вивчення розповсюдження фізичних полів природного і техногенного походження, виявлення геофізичних аномалій та встановлення їх впливу на стан здоров'я;

- виявлення причин екологічних і еколого-геологічних проблем, пов'язаних з встановленими проблемами зі здоров'ям, і у співпраці з біомедичними фахівцями проведення пошуку рішень щодо запобігання або мінімізації цих проблем;

- оцінка можливого корисного впливу геологічних матеріалів і процесів на здоров'я.

У числі пріоритетних завдань учених і практиків, зайнятих на даний час розробкою медико-геологічних проблем, побудова фундаментальних (концептуальних) основ медичної геології. Резерви для досягнення зазначеної мети перебувають в області розв'язання завдань геохімії, геодинаміки, тектоніки плит, моделювання обстановок впливу на здоров'я людей цілого комплексу геологічних об'єктів — руд металів, мінералів, елементів, продуктів сучасної флюїдної активності Землі, вулканічної діяльності, техногенних матеріалів, що мають геологічне походження, удосконалювання наявних і розробки нових методів і методик вивчення мінерального й елементного складу природних і техногенних об'єктів.

Висновки

Розробка науково-обґрунтованих положень і створення базових положень наукового напрямку «медична геологія» дозволить досліджувати і вивчити пробелу залежності здоров'я людини від впливу ТГС і відповісти на запитання про причини найпоширеніших захворювань, а також визначити перспективи розвитку й способи керування ситуацією.

Значна увага має приділятися виявленню механізмів впливу на біоту геологічних об'єктів і процесів, розробці принципів методики картування границь територій і об'єктів, що зазнають впливу геологічних факторів, несприятливих для здійснення професійної діяльності і проживання.

Провідним методом в медичній геології є формування моделі медико-геологічного стану території вивчення — це створення комплектів карт, де на єдиній топографічній основі обраного масштабу будуть відкартовані області екологічного ризику, бальна оцінка по кожному з біотестів. На такі карти винесені геохімічні та геофізичні аномалії й геопатогенні зони, а також позамасштабна інформація про медичну статистику для населення, що проживає на цій території.

Література

1. Анисимов А. М., Батечко С. А., Кенц В. В. и др. Кадастры и атласы карт медико-геологических аномалий на территории Одесской области. — «Геотан» ИГ Коми НЦ УрО АН России. — Одесский ЭГЦ, Одесса. — 1991. — 87 с.
2. Барановський В. А. Медико-екологічне картографування території України // Економіка України. — 1993. — № 2. — С. 93–96.
3. Батечко С. А., Кадурич В. Н., Носырев И. В., Чепижко А. В. Медико-геологические аномалии на территории Одесской области // Геологічний журнал. — К., 1994. — № 1. — С. 18–26.
4. Воронов А. Г. Медицинская география. Общие вопросы. — Москва: Изд-во Моск. ун-та, 1981. — 161 с.

5. Гуцуляк В. М., Муха К. М. Історія розвитку та сучасний стан медико-географічних досліджень // Вісник Львів. ун-ту. — Серія геогр. — 2009. — Вип. 36. — С. 115–121.
6. Королев В. А. Современные проблемы экологической геологии // Соросовский образовательный журнал. — 1996. — № 4. — С.60–68.
7. Рудько Г. И., Молодых И. И. Теоретические и методические основы мониторинга геологической среды Украины. — К.: Знание, 1990. — 32 с.
8. Хлебович И. А. Медико-географическая оценка природных комплексов. — Ленинград: Наука, 1972. — 123 с.
9. Robert B., Finkelman J. A., Olle Selinus, J. J. Pereira. Medical Geology: An Emerging Discipline // INTERNATIONAL MEDICAL GEOLOGY ASSOCIATION — IMGA — <http://www.medicalgeology.org/>

¹ А. В. Чепіжко, ¹ В. Н. Кадурін, ² Л. Н. Шатохіна

¹кафедра общей и морской геологии,

²кафедра физической географии и природопользования,

Одесский национальный университет имени И. И. Мечникова,

ул. Дворянская, 2, г. Одесса, 65082, Украина

РАЗВИТИЕ МЕДИЦИНСКОЙ ГЕОЛОГИИ В СОВРЕМЕННОЙ ГЕОЛОГИИ

Резюме

Медицинская геология определяется как наука по изучению взаимоотношения между естественными геологическими факторами и здоровьем как людей, так и животных, и пониманию влияния естественных и техногенных влияющих факторов на территориальное распространение таких оздоровительных проблем. Именно поэтому медицинская геология является широкой, комплексной и сложной темой, которая требует междисциплинарных взаимосвязей разных научных направлений изучения окружающей среды и здоровья человека. Основной целью является определение существующих проблем, понимание их образования и разработка рекомендаций по снижению остроты или решению.

Ключевые слова: медицинская геология, здоровье человека, литосфера, окружающая среда, геологическая среда, техногенно-геологическая система, химические элементы.

¹O. V. Chepizhko, ¹V. N. Kadurin, ²L. N. Shatokhina

¹General and Marine Geology Department

²Physical Geography Department

National Mechnikov's University of Odessa

Dvoryanskaya str., 2, Odessa, 65082, Ukraine

DEVELOPMENT OF MEDICAL GEOLOGY IS IN MODERN GEOLOGY

Summary

«Medical Geology» is defined as the science dealing with the relationship between natural geological factors and health in man and animals, and understanding the influence of ordinary environmental factors on the geographical distribution of such health problems. Medical Geology is therefore a broad and complicated subject which requires interdisciplinary contributions from different scientific fields if the problems are to be understood, mitigated or resolved.

Key words: medical geology, health of man, sial, environment, geological environment, technogenic-geological system, chemical elements.

Наукове видання

Odessa National University Herald

•

Вестник Одесского национального университета

•

ВІСНИК
ОДЕСЬКОГО
НАЦІОНАЛЬНОГО
УНІВЕРСИТЕТУ

Том 16 • Випуск 1 • 2011

Географічні та геологічні науки

Українською та російською мовами

Завідувачка редакції *Т. М. Забанова*
Технічний редактор *М. М. Бушин*
Дизайнер обкладинки *В. І. Костецький*
Коректор *Л. М. Лейдерман, О. С. Чекановська*

Здано у виробництво 01.02.2011. Підписано до друку 10.10.2011. Формат 70x108/16.
Папір офсетний. Гарнітура «Шкільна». Друк офсетний. Ум. друк. арк. 17,15.
Тираж 300 прим. Вид. № 161. Зам. № 62.

Видавництво і друкарня «Астропринт»
65091, м. Одеса, вул. Разумовська, 21.
Тел.: (0482) 37-07-95, 37-24-26, 33-07-17, 37-14-25.
www.astroprint.odessa.ua; www.fotoalbom-odessa.com
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи ДК № 1373 від 28.05.2003 р.