

ДИСКУССИИ

УДК 551.4.351/8

© 2000 г. Н.А. БОГДАНОВ

**СПЕЦИФИКА МЕХАНИЗМА ПЕРЕСТРОЙКИ РЕЛЬЕФА
БЭРОВСКИХ БУГРОВ ПРИ КОЛЕБАНИЯХ УРОВНЯ КАСПИЯ**

В условиях аридной зоны Северного Прикаспия в дельте Волги развиваются специфические морфодинамические и геохимические процессы. К ним относятся: повышенная минерализация поверхностных и грунтовых вод, глинистость, засоленность и карбонатность эолово-морских наносов, выпотной режим почв, активная эрозионная деятельность блуждающих русел дельтовых водотоков в моменты периодических заливаний территории при колебаниях уровня моря. Субширотная ориентировка вектора господствующих ветров в сочетании с аналогичными направлениями древних береговых линий и линейно-кулисной системы бэровских бугров дополняют специфику природных условий. Среднегодовая составляющая В (23%) и ЮВ (20%) ветров достигает 43%.

Границы зон затопления или кратковременного заливания дельты отражены в площадном распределении в почвах определенных химических веществ – литохимических трассеров – индикаторов былых субаквальных условий осадконакопления. В пределах этих зон рельеф бэровских бугров претерпевал существенные изменения под воздействием сопровождавших послехвалыньские ингрессии Каспия эрозионно-абразионных, дефляционных и аккумулятивных процессов. В результате сформировался современный рельеф останцов бэровских бугров, нередко отличный от привычных форм приморских дюн в гумидной зоне. Данные обстоятельства послужили одной из причин возникновения множества гипотез о происхождении бугров и механизме преобразования останцов. Особенности природных условий определили индивидуальные черты механизма преобразований этого рельефа.

Цель работы состоит в выявлении специфических черт механизма перестройки рельефа бэровских бугров в дельте Волги на основе интерпретации почвенно-геохимических особенностей разреза верхней толщи отложений гряд, распределения в почвах литохимических индикаторов затоплений рельефа, а также в попытке объяснить ряд противоречий в толкованиях современной конфигурации останцов древних приморских дюн.

Следует оговориться, что в свете поставленных задач критический анализ разноречивых мнений по проблеме колебаний уровня моря не проводится, так как он потребует отдельного исследования. Приведен лишь краткий обзор в контексте поиска максимально возможных отметок уровня заливания рассматриваемой территории для последующего сопоставления с полученными автором данными о распределении в почвах бугров упомянутых индикаторов.

В ходе многолетних эколого-геохимических исследований юга Астраханской облас-

ти с территории и в окрестностях Астрахани, а также 40 поселков Лиманского, Икрянинского и Камызякского районов в 1992–1995 гг. отобрано несколько тысяч проб почв из слоя 0–10 см [1]. Густота сети отбора проб в сельской местности – 200×200 м. В окрестностях населенных пунктов изучено порядка десяти каскадных ландшафтно-геохимических профилей (катэн) с отбором проб из горизонтов почвенных разрезов глубиной до 1,5–2 м. В разрезах катэн изучались вертикальная и латеральная миграция химических веществ. В пробах количественными и полуколичественными методами определялись микроэлементы, сульфаты, хлориды, другие химические соединения, а также карбонатность и глинистость отложений.

Протяженность веерообразной многорукавной дельты Волги от вершины у с. Верхнелебяжье до морского края составляет 150–180 км, а вдоль последнего – 200 км. Нижняя граница верхней зоны дельты проходит по линии Астрахань – Красный Яр с абсолютными отметками по балтийской системе высот (БС) $-24 + -23,5$ м [2]. Южнее, в полосе средней-нижней части дельты шириной 90–100 км, простирается плоская, полого наклоненная к морю (6–8 см на 1 км) равнина.

Характерная черта древней аллювиально-морской равнины, периодически заливавшейся ингрессионными водами Каспия, – наличие реликтового рельефа останцов бэровских бугров. Впервые они были изучены К.М. Бэром в середине XIX в. Он считал эти образования следствием катастрофически быстрого стока воды при внезапном понижении уровня моря. Стекавшая вода промыла борозды в мягком песчано-глинистом дне, создав систему бугров [3]. Однако в данном случае преобладающей была бы субмеридиональная ориентировка гряд, противоположная наблюдавшейся в природе. Существуют и другие мнения об их генезисе. В.И. Мушкетов на рубеже XIX – XX вв. придерживался "собирательного образа" бугров, считая, что среди них есть формы разного происхождения – как следствие дислокаций в третичных породах, так и осушившиеся забурунья (устьевые бары) и заросшие дюны. В 1920–1930-х гг. появилась гипотеза П.А. Православлева, считавшего, что бугры – тектонические неровности типа брахиантиклиналей, но она вскоре была благополучно опровергнута результатами буровых работ А.А. Богданова. Примерно в те же годы взгляды Ф.Ф. Гольнца, М.М. Жукова и А.Г. Доскач были близки к толкованию Бэра [3]. Первый из них связывал сток воды с таянием ледника, а бугры – с озами, что абсолютно неприемлемо. Два других исследователя, в отличие от К.М. Бэра, приписывали активную роль речным потокам, рассматривая бугры как эрозионные образования вследствие размыва поверхности дельтовыми водотоками. В 1940–1950-е гг. Б.А. Федорович, Е.В. Шанцер и другие считали их продольными эоловыми грядами, ориентированными вдоль господствующих ветров. Механизм образования гряд в данном случае практически необъясним. Эоловую теорию в 1960–1970-е гг. поддерживают и Леонтьев, Фатеева, Никифоров, Сафьянов [4–5], справедливо считая бугры аналогом глиняных приморских дюн, образовавшихся в период межхвалынской регрессии моря в результате развевания шоколадных глин; Л.С. Берг и В.А. Николаев в 1950-е гг. оценивали бугры как береговые валы отступившего хвалынского моря; наконец, Леонов, Лаврушин и Спиридонова в 1995 г. [6] выдвинули весьма сомнительную гипотезу – складкообразование за счет гравитационного смещения осадочных толщ на пологом палеошельфе. Рассмотрение сути наиболее приемлемых вариантов гипотез В.И. Мушкетова, К.М. Бэра, М.М. Жукова, А.Г. Доскач, Б.А. Федоровича, Л.С. Берга, В.А. Николаева наводит на мысль: каждая из них абсолютизирует одну из сторон сложного механизма образования и перестройки морфологии бугров, происшедших в специфических природных условиях.

На наш взгляд, точка зрения Леонтьева и др. [4] наиболее близка к истине. В то же время эти образования, по-видимому, идентичны приморским валообразным дюнам, формирование которых в сходных геолого-геоморфологических условиях (за исключением глинистости наносов, климатических и почвенно-геохимических условий) рассмотрено Ульстом [7] на примере вершины Рижского залива. В пользу трактовки бугров как эолово-морских образований свидетельствуют закономерности строения,

морфометрии и преобладающей субширотной ориентировки параллельных линейно-кулисных гряд [4, 5, 8].

Длина гряд составляет от нескольких десятков метров до 20 км при средней ширине 200 м, высоте 6–10 м и расстояниях между ними от 200 м до 1,5 км. Бугры распространены как на территории дельты, где они охватывают ареалы подступных ильменей, так и севернее пос. Енотаевка. Межбугровые понижения заняты, как правило, ильменными озерами и протоками. Пересыхания водоемов ведут к образованию соляных озер и солончаков. Высота бугров в нижней части дельты и на территории развития Западных подступных ильменей в Лиманском районе достигает –9 м БС, или 16–17 м относительно днища ильменей (пос. Оля). Осевые линии гряд на юге района несколько отклоняются к ЮВ. Южные склоны бугров выположены, а северные – круглые, часто обрывистые. Лоция Каспийского моря отмечает наличие на дне Северного Каспия островов и банок, сходных по облику с бэровскими буграми. Данное обстоятельство свидетельствует о достаточно высокой устойчивости к размыву этих древних субаэральных образований.

Важно отметить, что нередко крутизна наветренных восточных склонов больше подветренных, западных; встречаются останцы и с субмеридиональной ориентировкой длинных осей бугров. Эти последние особенности морфологии бугров противоречат, на первый взгляд, классическим представлениям о рельефе приморских дюн. Однако данное несоответствие представляется в значительной мере обусловленным суммарным эффектом от воздействия на морфологию реликтового рельефа гряд комплекса упомянутых природных факторов. В значительной мере механизм этого воздействия обусловлен особенностями состава частиц и строения толщи отложений бугров.

Материалом для образования бэровских бугров, наряду с песчаными наносами прадельты и береговой зоны хвалынского моря, послужили в основном нижнехвалыньские шоколадные глины и суглинки. На них залегают своеобразная "бэровская" толща, отложения которой не прослеживаются в межбугровых понижениях [3–5, 8]. Стенки выемок автодорог (например, у пос. Оля, Бирючья Коса) вскрывают обнажения, характерные для разрезов валообразных дюн: текстура береговых валов основания толщи сменяется вверху клиновидной эоловой слоистостью. Мощность осадков достигает 15 м. Это бурые, бесструктурные с поверхности слоистые легкие суглинки и пылеватые супеси, реже – пески, с примесью чешуек и плиток шоколадных глин, включениями раковидного детрита, в состав которого входят карбонаты и стронций. Отложения солей в древних аллювиально-морских и эоловых наносах – основной источник хлоридов и сульфатов, участвующих в современном континентальном засолении территории. Глинистость и засоленность отложений бугров увеличивается вниз по разрезу толщи в результате прошедшей гравитационной сепарации наносов, вымывания с поверхности атмосферными осадками глинистой их составляющей и водорастворимых солей. Содержание водорастворимых сульфатов увеличивается от песков и супесей вершин бугров (0,1–5 мг/экв) к суглинкам (5–130 мг/экв), достигая максимальных значений в солончаках межбугровых понижений. Здесь накапливаются лагунно-аллювиальные осадки. Так, в ильмене Забурунном у пос. Оля скважиной глубиной 10 м вскрыта 5-метровая толща илов, суглинков, песков, супесей, залегающих на хвалыньских глинах, подстилаемых хазарскими суглинками с прослоями песков.

Для верхней толщи наносов бугров изучением катэн установлены достаточно характерные особенности почвенно-геохимического строения разреза (рис. 1). Они представлены на примере окрестностей Астрахани, где катэны охватывали вершины (–9÷ –10 м БС), склоны бугров и межбугровые понижения (–24÷ –23,5 м БС). На вершинах и склонах бугров в разрезах бурых полупустынных почв сверху вниз вскрыты горизонты: А – 0–10 см – суглинисто-супесчанистый, серо-бурый, с пористой рыхлой корочкой (0,5–1,5 см); АВ – 5–25 см – ярко-бурый, уплотненный, оструктуренный легкий суглинок; В – 15–80 см – переходный, более светлый, менее плотный и оструктуренный легкий суглинок, пронизанный корнями растений; Вса – 48–135 см – светло-бурый, белесоватый, плотно сцементированный карбонатами, в том числе в

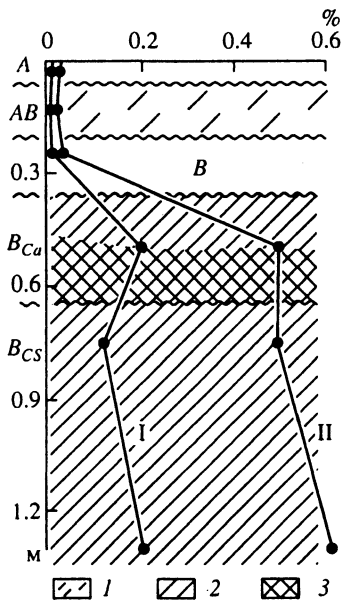


Рис. 1. Характерное расположение в разрезе бэровского бугра бронирующего карбонатно-гипсового горизонта

Содержания (%): I – Ca^{+2} , II – SO_4^{-2} .
 Степень уплотненности отложений бугра: 1 – уплотненные, 2 – плотные, 3 – очень плотно сцементированные карбонатами.
 Буквами обозначены почвенные горизонты (А, АВ и т.д.), описываемые в тексте

виде мицелля и стяжений белоглазок, бесструктурный легкий суглинок с незначительными включениями корней растений; ниже залегает уплотненный, но более рыхлый, чем B_{ca} , гипсовый (B_{cs}) горизонт с отсутствием корней растений.

Кровля горизонта B_{ca} протягивается в разрезе параллельно поверхности склона. Содержание Ca^{+2} и SO_4^{-2} в указанных горизонтах резко увеличивается от почти нулевых значений с поверхности до 0,2–0,7% или 2–7 г/кг. В горизонте АВ разреза нижней части склона встречены следы оглеения в переходных бурых и аллювиально-луговых почвах, а на глубине 25–40 см обнаружены погребенные и очень плотные, оглеенные буро-серые суглинистые почвы комковато-ореховой структуры. Аллювиальные карбонатно-гипсовые горизонты погребены, очевидно, ниже 50 см. В разрезах на участках межбугровых понижений под аллювиально-луговыми и аллювиально-дерновыми комковатыми суглинистыми почвами (0–20 см) вскрываются отложения ильменных и култучных озер (20–35 см). Осадки представлены переслаиванием гумусированного глинистого материала со светлым пылевым и ожелезненным песком. Ниже (35–63 см) залегает базальный горизонт оглеенного серовато-палевого песка с обилием ожелезненных пятен гумусированного материала. Базальный горизонт подстилается погребенными (65–90 см) почвами в виде темно-серого плотного бесструктурного среднего суглинка. Древние почвы развиты на буро-серых ("шоколадных"?) бескарбонатных глинах с сильным оглеением и включением ржавых пятен. Судя по современным абсолютным отметкам поверхности понижений и расположению в разрезе погребенных почв, воды последней значительной ингрессии Каспия в XVII – начале XIX вв. заливали дельту как минимум до отметок $-24 \pm -24,5$ м БС. С определенной вероятностью, учитывая мощность (до 1 м) переотложенной толщи наносов, следы оглеения и ожелезнения погребенных почв подножий бугров и глубины (до 1–2 м) современных култучных озер, можно считать, что уровни подпора вод в периоды кратковременных заливаний и зона развития эрозионно-абразионных и аккумулятивных процессов могли достигать -22 ± -21 м БС. В нижней части дельты эти изогипсы часто оконтуривают вершинные поверхности бугров (рис. 2).

В этой связи, перестройка рельефа бэровских бугров, как реликтовых эолово-морских образований, в периоды ингрессий тесно связана с проблемой максимально возможных абсолютных отметок уровней затопления и заливания территории. В то же время представления о колебаниях уровня Каспия весьма разноречивы и размеры

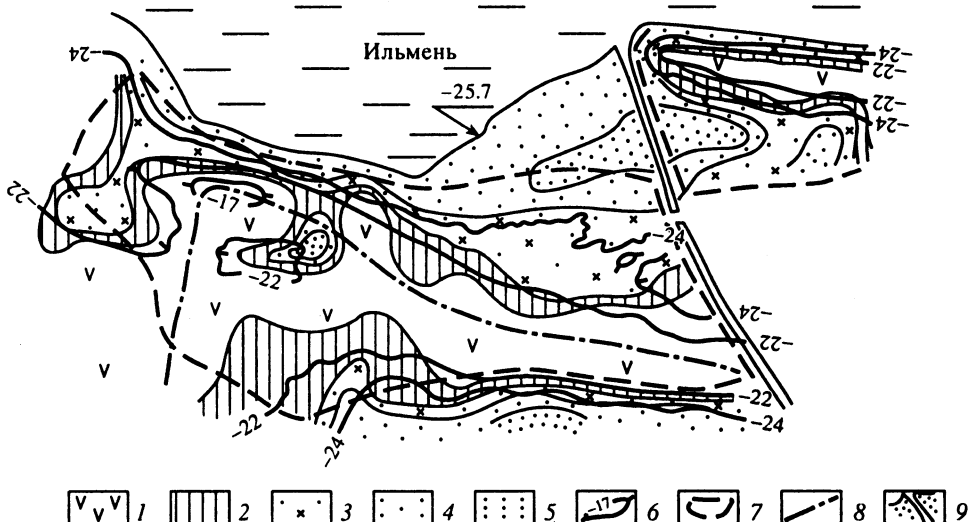


Рис. 2. Реконструкция границ затопления поверхности бэровского бугра по распределению значений K_c Sr в почвах, пос. Лиман ($Sф = 56$ мг/кг)

Значения K_c , фиксирующие зоны затопления и заливания: 1 – территория ($-17 + -21$ м БС), не подвергавшаяся затоплению в послехвалыинское время ($K_c < 1$); территории, заливавшиеся вплоть до начала XIX в. и подвергавшиеся воздействию абразивно-аккумулятивных процессов: 2 – нагонными водами с образованием остаточных водоемов ($K_c = 2-11$) и эрозийных врезов на вершине бугра ($K_c = 1-1,5$), 3 – то же, субаквальный ландшафт при уровне моря $-24 + -25$ м БС ($K_c = 1,5-2$), 4 – то же, с контурами остаточных водоемов при уровне моря -25 м БС ($K_c = 2-5$), 5 – то же, $K_c = 5-11$; 6 – изогипсы, м; 7 – граница селитебной зоны; 8 – осевая линия бугра; 9 – канал

статьи не позволяют привести весь спектр мнений. На сегодняшний день точки зрения ряда ведущих специалистов высказаны в самом общем виде на международной конференции в Астрахани [6]. П.А. Каплин, Р.К. Клиге, Г.А. Сафьянов и другие считают, что за последние 10 тыс. лет уровень моря не превышал отметок $-34 + -20$ м БС, а за последние 100 лет $-29 + -25$ м БС. По данным Г.И. Рычагова и других, в предшествовавшие 2–2,5 тыс. лет уровень (без учета сезонных стонно-нагонных колебаний) также не поднимался выше -25 м БС. Существуют сведения, что уровень Каспия изменялся от -30 м БС в XI–XII вв. до -24 м БС в XVIII в. (согласно картам князя А.Б. Черкасского, материалам Ф.И. Саймонова, А. Колодкина, Л. Берга и др.) [2]. А.А. Вознесенский указывал, что с 1556–1694 гг. уровень моря слабо понижался, а затем до 1742 г. повышался на 4,1 м (саринская трансгрессия, по П.А. Православлеву), а с этого времени вновь понижался [3]. О более высоком стоянии уровня моря в XVIII в., по крайней мере выше $-24 + -23,5$ м БС (абс. отметки по линии Астрахань – Красный Яр), говорят и исторические документы. На гравюре голландского художника Корнилия де Бруина с панорамой Астрахани в 1703 г. волжские воды "плещутся у самых кремлевских стен" [9, стр. 59]. Южную окраину города окружали в то время стоячие воды ильменных и култучных озер, солончаков. Под кремлевскими стенами располагалась Государева пристань, куда 19 июня 1722 г. прибыл Петр I с Императрицей "... от Никольских ворот, к которым Император подъехал на шлюпке..." [9, стр. 58]. Поворотная Зюзинская вежа была установлена на открытом взморье. Результаты измерений Н.В. Аладиным [6] палеогалинности Северного Каспия по микроскульптуре ископаемых раковин *Ciprudeis torosa*, отобранных из донных осадков взморья и наносов острова Жемчужный, свидетельствуют о максимальных ее значениях (12 г/л) для условий трансгрессии XVII – начала XIX вв. и подъеме уровня моря выше современного (конец 1980-х гг.) на 5–6 м или до отметок $-22 + -21$ м БС. В начале XIX в. наивысшая отметка ($-22,5$ м БС) уровня Каспия наблюдалась на водомерном посту

Баку [10]. Последовавшая за ингрессией конца XVII – начала XIX вв. регрессия моря была интенсивной [3]: в 1860 г. о-в Колки находился в 9 км от берега, а в 1904 г. он соединился с материком. Нарастание берега составило в среднем 200 м/год. В 1930-е гг. наблюдалось выдвигание берега близ рукавов р. Терек со скоростью до 96 м/год.

Корректность определения максимальных отметок заливания территории требует учета уровней катастрофических ветровых нагонов воды. Повышение уровня моря до –26 м БС увеличит, по мнению Синенко [6], число случаев этих нагонов в нижней части дельты в 10 раз и в 5 раз у Астрахани. Вероятность высоты нагонных уровней составит соответственно 2,2 и 1,1 м, что подтверждается результатами инструментальных наблюдений в ноябре 1877 г.: у Астрахани высота нагона достигала 163 см при уровне моря – 25,5 м БС, т.е. кратковременному заливанию подверглись территории до отметок –23,9 м БС. Нагон 12–15 марта 1995 г., даже при неэффективных для нагонов восточных ветрах, вызвал повышение уровня воды в дельте на 0,3–0,4 м. С учетом нагонов и отметки уровня в начале XIX в. [10] зона максимально возможных заливаний дельты и связанных с ними абразионно-аккумулятивных процессов расширяется до отметок –22 + –21 м.

Указанные кратковременные (сезонные и протяженностью до 10–20 лет) [2] моменты и более длительные периоды повышения уровня отражены в изменениях геохимического состава почв и морфологии склонов бугров. Подтверждение тому – распределение в почвах SO_4^{2-} , Cl^- , В и Sr типоморфных для субаквальных ландшафтов аридной зоны. В качестве одного из многочисленных примеров такового взят останец бугра в районе пос. Лиман. Селитебная зона поселка в настоящее время занимает поверхность, склоны бэровского бугра и межбугровые понижения, заполненные по северной окраине села водами ильменя. Системой проток и ериков он соединяется с главным дельтовым водотоком – р. Бахтемир. Рельеф местности существенно изменен хозяйственной деятельностью. Осевая линия бугра очертаниями напоминает параболическую дюну (рис. 2).

Распределение содержаний хлоридов, сульфатов и бора в почвах контролируется ландшафтно-геохимическими и геоморфологическими особенностями территории. Связей их ореолов с техногенными объектами не обнаружено. Закономерности в распределении солей следующие: минимальные их количества приурочены к вершинам бугров, засоленность почв возрастает вниз по склонам, в сторону межбугровых понижений и берегов ильменей, где концентрация ионов максимальна. В субэдральных условиях химические соединения, связанные сульфат-ионом, более устойчивы, нежели хлориды. Почвенными аномалиями сульфатов трассируются последствия таких явлений, как обогащение литосубстрата SO_4^{2-} при повышении уровня засоленных водоемов, концентрирование солей испарением и подтягиванием растворов к поверхности песчано-глинистых осадков при падении уровня, импульверизация солей в условиях подтопления.

Более надежным, чем водорастворимые ионы, по устойчивости к вымыванию, литохимическим индикатором былых субаквальных условий представляется распределение в почвах стронция, входящего в состав ракушечного детрита (рис. 2). Его аномалии фиксируют древние зоны затопления в результате ингрессий, заливания при нагонах и паводках, разновозрастные эрозионные врезы и ложбины перелива на пониженных участках поверхности бугров, генетически связанные с осцилляциями уровня Каспия. Распределение в почвах Sr показано в коэффициентах концентрации (Кс): $\text{Кс} = C_i / \text{Сф}$, где C_i и Сф – содержания элемента в точке отбора пробы и на почвенно-геохимическом фоне для вершинных поверхностей бугров, не заливавшихся во время ингрессий, а также в аналогичных ландшафтах района пос. Сасыколи на севере области. Совмещение геохимических данных с гипсометрией делает возможной интерпретацию ориентировочного расположения границ ореолов в свете известных отметок уровней ингрессий, позволяет уточнить отметки верхней границы (чуть выше –22 м БС) зоны заливания. Лопастевидные и концентрические заливообразные

контуры аномалий химических веществ на вершинной поверхности древней параболической дюны, по-видимому, фиксируют древние эрозионные врезы – последствия перелива нагонных вод и формирования кратковременных пересыхающих озер во время ингрессий. Распределение индикаторов субаквальных условий иллюстрирует, кроме указанных явлений, также и тенденции развития процессов перестройки морфологии бугров.

Полученные геохимические материалы свидетельствуют о том, что активные морфологические изменения, периодически возобновлявшиеся в зонах затопления и заливания рельефа при ингрессиях и нагонах, могли достигать отметок $-22 + -21$ м БС. Изменениям подвергались, главным образом, склоны гряд. Представленная карта указывает на возможность перелива нагонных вод через вершинную поверхность параболической дюны. Повторение этого явления может привести к расчленению дюны на разноориентированные останцы. Однако последнее происходило, по-видимому, сравнительно редко, ввиду повышенной в целом устойчивости этих образований к размыву. Эта устойчивость обусловлена особенностью строения верхней части разреза дюн: повышенная глинистость песков в сочетании с расположенным близко ($\sim 0,5$ м) к дневной поверхности плотно сцементированным карбонатно-гипсовым горизонтом. Данная особенность способствовала, по всей видимости, своеобразной консервации морфологии бугров, даже при полном их затоплении на современном мелководье.

Предлагается следующая модель специфического механизма перестройки рельефа приморских дюн Северного Прикаспия с учетом приблизительной оценки периода консервации гряд бронирующим горизонтом.

Ввиду многофакторности воздействия, модель имеет ряд ограничений: 1) образование плотно сцементированного карбонатного горизонта произошло уже после оформления дюнных гряд за счет промыва атмосферными осадками преимущественно в теплый период года верхнего (мощностью в среднем $0,5$ м) слоя суглинисто-супесчаных наносов; 2) среднегодовое количество осадков в жидкой фазе (с апреля по октябрь) без учета испаряемости и транспирации растениями аналогично современному – 132 л/м² в год (по данным ГМО "Астрахань"); 3) на 1 м² поверхности бугра масса $0,5$ м³ легких суглинков составляет 800 кг (при объемной плотности 1600 кг/м³); 4) первоначальный запас Ca^{+2} и SO_4^{-2} в данной массе наносов, судя по установленным их концентрациям в соответствующих горизонтах – соответственно 1600 и 5600 г; 5) абсолютная растворимость солей Ca^{+2} при $t^\circ = 20^\circ\text{C}$: $\text{CaCO}_3 = 0,015$ г/л и $\text{CaSO}_4 = 2,4$ г/л.

При данных допущениях весьма приближенная продолжительность формирования горизонтов получается частным от деления первоначального запаса анализируемых веществ в верхней толще наносов дюн на произведение среднегодового количества осадков и абсолютной растворимости солей и составит для CaSO_4 18 и CaCO_3 – 808 лет. Процесс концентрирования водорастворимых сульфатов, по-видимому, сопровождал рост аккумулятивных форм и способствовал изначальной их устойчивости к деструкции. Об этом косвенно свидетельствует повышенное (до $0,5$ – $0,6\%$) и достаточно однородное распределение в разрезе сульфатов ниже горизонта гипса (рис. 1). Последний очевидно формировался также и за счет подтягивания растворов снизу в условиях выпотного режима почв в теплый период года. Полная консервация рельефа бугров (за исключением относительно рыхлой $0,5$ – 1 -метровой верхней толщи отложений) плотно сцементированным, устойчивым к дефляции карбонатным горизонтом длилась порядка 800 лет и произошла задолго до начала следующей после хвалынской, новокаспийской трансгрессии. В периоды повышений уровня моря склоны бугров перестраивались под воздействием волнового и флювиального факторов. Поперечный и продольный профили дюн, в силу указанных свойств разреза, приобретали непривычные для данных образований очертания (рис. 3 и 4).

Теоретические и расчетные выкладки по обоснованию модели подтверждаются конкретными примерами. Так, в результате расчленения гряд руслом р. Подстепок в пос. Кражевое-Оранжеви сформировались крутые наветренные восточные склоны

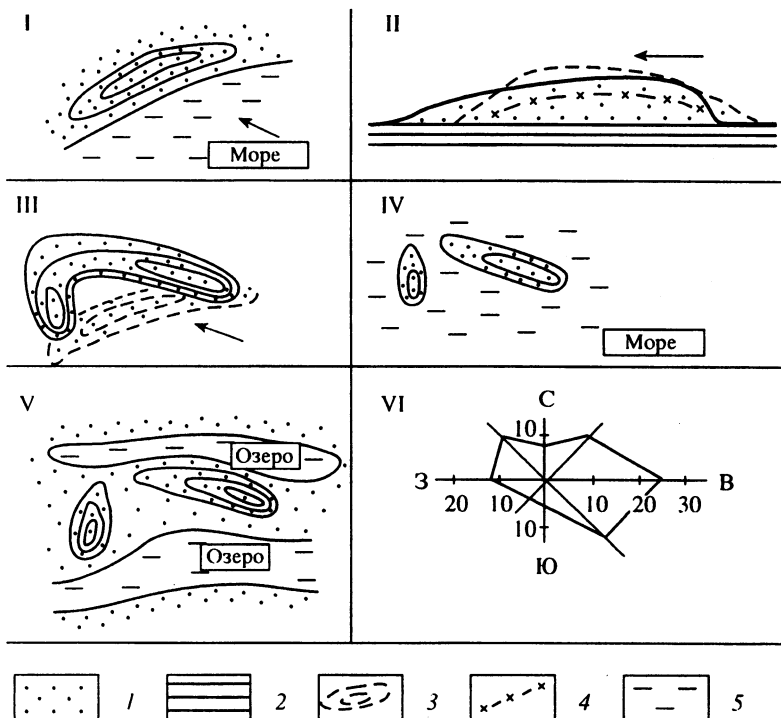


Рис. 3. Механизм перестройки морфологии бэровского бугра (приморской дюны)

I – дюнная гряда, сформированная на берегу позднехвалынского моря, II – перестройка поперечного профиля дюны под воздействием эолового фактора с проявлением противодефляционного эффекта плотно сцементированного карбонатно-гипсового горизонта (штрихпунктиром показан первоначальный поперечный профиль поверхности дюны), III – стадия формирования параболической дюны, IV – размыв "замка" параболической дюны при затоплении территории последующими трансгрессиями, V – современное расположение разноориентированных останцов параболической дюны, VI – роза ветров, ст. "Лиман", %. 1 – пылеватые супеси, 2 – шоколадные глины, 3 – первоначальное расположение дюны, 4 – карбонатно-гипсовый горизонт в толще наносов бугра, 5 – акватории. Стрелками показана среднемноголетняя результирующая направления ветра

ряда бугров. Характерна в этом плане и перестройка облика параболической дюны в д. Зюзино (рис. 4), неоднократное затопление которой при господствовавшем в береговой зоне ЮВ переносе вещества и энергии привело к размыву и увеличению крутизны наветренных склонов ее ЮВ и СВ отрогов, а также переотложению шлейфа существенно перемытых песков и супесей к З и СЗ от вершины абразионного останца дюны. Ветроволновая препарировка плотного карбонатно-гипсового горизонта наветренного склона обусловила более значительную крутизну последнего по сравнению с подветренным и повышенные содержания здесь в почвах бугра SO_4^{2-} до уровня -22 м БС. Фоновые концентрации Sr в почвах вершины бугра указывают на отсутствие ее заливаний выше отметок $-22 + -21$ м БС. Несколько повышенные его концентрации в почвах полосы $-24 + -22$ м БС говорят о кратковременности затоплений данной зоны. Перевервание песков и формирование более рыхлых толщ на подветренных склонах могло привести к разрушению выположенных и менее устойчивых к размыву отложений "замков" параболических дюн. Размыв последних в периоды ингрессий приводил к формированию двух разно-, в том числе и субмеридионально ориентированных останцов (рис. 3). Признаки тенденции эрозийного расчленения "замка" параболической дюны по тальвегу древней лопастевидной

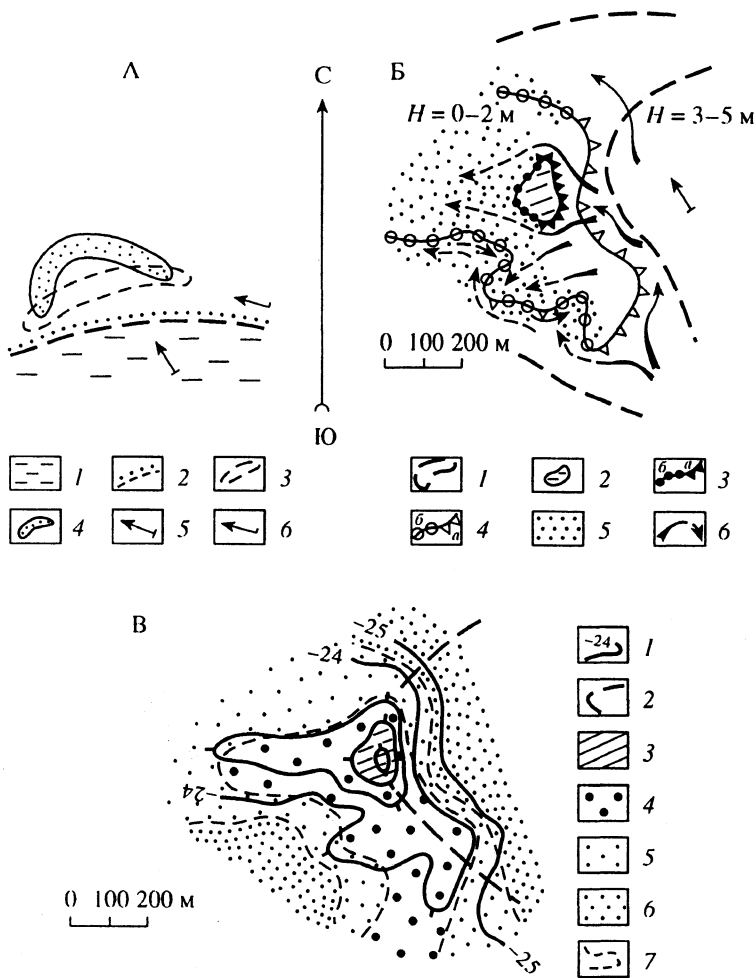


Рис. 4. Преобразование морфологии приморской дюны под воздействием дефляционно- и абразионно-аккумулятивных процессов в послехвалынское время (дер. Зюзино)

А – перестройка рельефа гряды в параболическую дюну на берегу позднехвалынского моря: 1 – море; 2 – береговая линия; 3 – первоначальный контур гряды; 4 – параболическая дюна; среднемогилетние результирующие: 5 – прибрежного потока волновой энергии, 6 – ветра. Б – преобразование рельефа древней параболической дюны при последующих затоплениях и заливаниях территории до отметок -22 ± -21 м БС (начало XIX в.): 1 – контуры параболической дюны; 2 – незаливавшийся останец (в виде острова) вершины дюны; зоны развития абразии (а) и аккумуляции (б): 3 – по берегам острова-останца, 4 – на подводном береговом склоне; 5 – область аккумуляции наносов на подводном склоне в результате размыва затопленной части дюны; 6 – потоки наносов. Цифрами обозначены глубины (Н, м) над заливавшейся территорией при максимальных отметках уровня ингрессий. В – современная морфология останца древней дюны (бэровского бугра) и распределение в почвах концентраций (Кс) Sr – индикатора бывших субаквальных условий: 1 – изогипсы (через 1 м); 2 – осевая линия древней параболической дюны; значения Кс, фиксирующие зоны затопления и заливания территории: 3 – $K_c < 1$, незаливавшийся останец вершины бугра, 4 – $K_c = 1-1,5$, зона кратковременных заливаний территории до отметок -22 ± -21 м БС; зоны затопления при стоянии уровня моря на отметках -24 ± -25 м БС; 5 – $K_c = 1,5-2$, 6 – $K_c = 2-10$; 7 – границы ореолов Sr

ложбины, трассированной почвенной аномалией Sr, и предпосылка к формированию субмеридионально ориентированного останца бугра наблюдаются на территории пос. Лиман (рис. 2).

Таким образом, в областях континентального засоления аридной зоны с повышенной суглинистостью наносов древних приморских дюн существенная перестройка морфологии гряд, подобно классической в гумидном климате (как например, на берегах Северного, Балтийского и других морей), затруднена. Плотнo цементированные карбонатно-гипсовые горизонты верхней части дюн бронируют их, защищая от размыва и дефляции наносов. Для полной консервации бугра требуется порядка 800 лет. Следствие такой консервации – специфические черты механизма перестройки рельефа бугров и формирование, в отдельных случаях, более крутых наветренных, чем подветренных склонов. Возможно также образование разноориентированных относительно древней береговой линии останцов размыва параболических дюн и достаточно хорошая сохранность гряд на современном шельфе.

Для уточнения границ затопления в результате ингрессий и сезонного заливания реликтового рельефа бэровских бугров в дельте Волги могут служить, в комплексе с другими методами палеорекопструкций, данные о площадном распределении в почвах литохимических индикаторов субаквальных условий осадконакопления – сульфат-иона и стронция. Эти данные свидетельствуют о том, что в период трансгрессии Каспия XVII – начала XIX вв. уровни кратковременных заливаний территории достигали отметок -22 ± -21 м БС.

Механизм перестройки рельефа бэровских бугров предложен в качестве рабочей гипотезы для объяснения образования их останцов и требует дальнейших уточнений. Он в определенной степени объединяет в себе основные предоставления ранее выдвинутых гипотез их генезиса. Многообразие и причудливость облика сформированных таким образом останцов создают в одних случаях впечатление, что это эрозионные образования, а в других – эоловые (продольные гряды). В данном контексте эти представления характеризуют частные случаи единого, во многом специфического, процесса развития рельефа приморских дюн Северного Прикаспия.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богданов Н.А., Морозова Л.Н. Прогноз риска проживания в дельте Волги при подъеме уровня Каспия // Экология и промышленность России. 1996 (пилотн. номер). С. 16–19.
2. Полонский В.Ф., Лупачев Ю.В., Скриптунов Н.А. Гидролого-морфологические процессы в устьях рек (прогноз). СПб.: Гидрометеиздат, 1992. 380 с.
3. Гладцин И.Н. Геоморфология СССР. Ч. 1. Геоморфология Европейской части СССР и Кавказа. Л.: Государственное учебно-педагогич. изд-во Наркомпроса РСФСР, 1939. С. 233–243.
4. Леонтьев О.К., Никифоров Л.Г., Сафьянов Г.А. Геоморфология морских берегов. М.: Изд-во МГУ, 1975. 230 с.
5. Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определения / Научн. ред. В.П. Зенкович и Б.А. Попов. М.: Мысль, 1980. 280 с.
6. Каспий – настоящее и будущее (тез. докл. междунар. конф.) / Под общ. ред. Чуйкова Ю.С. Астрахань: Интерпресс, 1995. 317 с.
7. Ульст В.Г. Морфология и история развития в области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Рига: Изд-во АН Латв. ССР, 1957. 179 с.
8. Якубов Т.Ф. Песчаные пустыни и полупустыни Северного Прикаспия. М.: Географгиз, 1955. 532 с.
9. Марков А.С. Петр I и Астрахань: Форзац, 1994. 192 с.
10. Добровольский А.Д., Залогин Б.С. Моря СССР. М.: Изд-во МГУ, 1982. 192 с.

N.A. BOGDANOV

S u m m a r y

Baer's mounds – the remnants of ancient littoral dunes in Northern Pricaspian – changed their morphology significantly, often taking up freakish shape. It took place due to specific natural conditions and composite rocks such as argillaceous ground and carbonate-gypsum layers, protecting remnants from destruction during multiple transgressions of Caspian Sea.

УДК 551.4.01 : 551.435.1

© 2000 г. А.И. СКОМОРОХОВ

О ВЗАИМОСВЯЗИ ОБРАГ – БАЛКА – ДОЛИНА

Состояние вопроса

Рельеф в упрощенном и обобщенном варианте можно представить в виде сложного сочетания наклонных поверхностей различной морфологии, морфометрии, возраста и генезиса. Особое значение имеют поверхности, своим происхождением связанные с деятельностью водотоков. Они выполняют роль своеобразного каркаса, определяющего все основные особенности рельефа и представлены линейными отрицательными формами самых различных размеров – речными долинами различных порядков и безрусловыми формами рельефа, которые они образуют. Изучение этих элементов рельефа является одной из главных задач геоморфологии. Именно с первыми представлениями о закономерностях их развития связано само становление геоморфологии. Но, несмотря на особую роль этих элементов рельефа, многие важные вопросы их развития до сего времени решаются на уровне предположений, без анализа разнообразных данных на основе системного подхода к их оценке.

Представляется, что многие нерешенные вопросы как в фокусе сосредоточены в проблеме взаимосвязи и взаимообусловленности оврагов, балок и речных долин, чему и посвящена предлагаемая статья. Поводом для нее стала публикация Голосовым [1] результатов анализа наблюдений за последствиями аккумуляции в балках Русской равнины. Проведенные исследования не ставили задачу проверки соответствия существующих схем эволюции отрицательных линейных форм реальному ходу развития флювиального рельефа. Наоборот, исследования сами нуждались в опоре на представления о развитии этих форм для обоснования корректности в постановке решаемых вопросов и получаемых выводов. С этой целью перечислены некоторые известные точки зрения, хотя остается не совсем ясным, как представления о развитии той или иной балки определяют методику опробования и полученные результаты, но в данном случае не это главное. Важно то, что работа выполнена в лаборатории МГУ – ведущего научного коллектива в изучении флювиальных процессов. Поэтому точка зрения, принятая в этом коллективе, служит эталоном для тех, кто так или иначе соприкасается с данной проблемой.

В.Н. Голосов приводит три варианта образования линейных форм, авторами которых являются В.В. Докучаев, А.С. Козменко и Н.И. Маккаев. Наибольшим доверием пользуется схема В.В. Докучаева, которая воспринимается как азбучная истина, не требующая особых доказательств. Она повторяется во всех учебниках, научных и научно-популярных публикациях. Все остальные точки зрения признаются как возможные частные случаи.