

ИНДИКАЦИЯ ОСОБЕННОСТЕЙ ТРАНСФОРМАЦИИ РЕЛЬЕФА БЭРОВСКИХ БУГРОВ ПРИ КОЛЕБАНИЯХ УРОВНЯ КАСПИЯ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ

Н.А.Богданов

*Институт географии РАН
119017, Москва, Старомонетный пер., 29*

Выявлены особенности трансформации рельефа бэровских бугров в Северо-Западном Прикаспии. Они обусловлены спецификой природных условий, включая наличие в толще разреза останцев плотно сцементированных карбонатно-гипсовых горизонтов, бронирующих гряды от деструкции. Эти обстоятельства при затоплениях и заливаниях дельты в периоды ингрессий Каспия способствовали формированию причудливого облика останцев, зачастую не соответствующего привычным представлениям об их формах. Теоретические и расчетные выкладки по разработке варианта трансформации рельефа обоснованы природными аналогами. Предложенный вариант объединяет, как частные случаи, некоторые представления ранее выдвинутых гипотез о механизме преобразования этих древних цокольных приморских дюн.

В условиях аридной зоны Северного Прикаспия в дельте Волги развиваются специфические морфодинамические и геохимические процессы. К ним относятся: повышенные 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. Суммарная среднегодовая составляющая ветров В (23 %) и ЮВ (20 %) направлений достигает 43 %.

Границы зон затопления или кратковременного заливания дельты отражены в площадном распределении в почвах определенных химических веществ – литохимических трассеров – как индикаторов былых субквальных условий осадконакопления. В пределах этих зон рельеф бэровских бугров претерпевал существенные изменения под воздействием сопровождавших послехвалынские ингрессии Каспия эрозионно-абразионных, дефляционных и аккумулятивных процессов. В результате сформировался современный рельеф останцев 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 останцев. Особенности природных условий определили индивидуальные черты механизма перестройки этого рельефа.

Цель работы – выявить особенности трансформации рельефа бэровских бугров в дельте р. Волги на основе интерпретации почвенно-геохимических характеристик бэровской толщи отложений, а также попытка объяснить некоторые противоречия в толкованиях современной конфигурации останцев бугров.

Следует оговориться, что критический анализ разноречивых мнений по проблеме колебаний уровня моря не проводится. Он требует 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 области с территории и в окрестностях Астрахани, а также в 40 поселках Лиманского, Икрянинского и Камызякского районов под руководством и при участии автора отобрано не-

сколько тысяч проб почв и почво-грунта из слоя 0-10 см. Густота сети отбора проб в сельской местности – 200 х 200 м. В окрестностях населенных пунктов изучен ряд каскадных ландшафтно-геохимических профилей (катэн) с отбором проб из горизонтов почвенных разрезов глубиной до 2 м. В пробах количественными и полуколичественными методами определялись микроэлементы, сульфаты, хлориды, другие химические соединения; карбонатность и глинистость отложений (Богданов, 2005).

Протяженность веерообразной много рукавной 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 (Полонский и др., 1992). 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 останцев 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 (Гладцин, 1939). Однако в данном случае преобладающей была бы субмеридиональная ориентировка гряд, противоположная наблюдающейся в природе. Существуют и другие мнения об их генезисе: В.И. Мушкетов на рубеже XIX-XX вв. придерживался «собирающего образа» бугров, считая, что среди них есть формы разного происхождения – как следствие дислокаций в третичных породах, так и осушившиеся забурья (устьевые бары) и заросшие дюны; в 1920-1930-х гг. появилось мнение П.А. Православлева, считавшего, что бугры – тектонические неровности типа брахиантиклиналей, которое вскоре было благополучно опровергнуто результатами буровых работ А.А. Богданова; примерно в те же годы взгляды Ф.Ф. Голынца, М.М. Жукова и А.А. Доскача бы-

ли близки к толкованию К.М. Бэра (Гладцин, 1939). 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-ые гг. Б.А. Федорович, Е.В. Шанцер и другие – как продольные эоловые гряды, ориентированные вдоль господствующих ветров. Механизм образования гряд в данном случае практически необъясним. Эоловую теорию в 1960-1970-ые гг. поддерживают и О.К. Леонтьев, Н.И. Фатеева, Л.Г. Никифоров, Г.А. Сафьянов, справедливо определяя бугры аналогом глиняных приморских дюн, образовавшихся в период межхвальной регрессии моря в результате разветвления шоколадных глин. Л.С. Берг и В.А. Николаев в 1950-ые гг. оценивали бугры как береговые валы отступившего хвального моря (Леонтьев и др., 1975; Зенкович и Попов, 1980). Ю.Г. Леонов, Ю.А. Лаврушин и Е.А. Спиридонова в 1995 г. выдвинули весьма сомнительную гипотезу – складкообразование за счет гравитационного смещения осадочных толщ на пологом палеошельфе (Чуйков, 1995). Наконец, Л.А., Жиндарев, Л.Г. Никифоров и Г.И. Рычагов в 2001 г. трактовали бугры как сложные цокольные эолово-морские образования, сформированные на основе осушенных в регрессию подводных песчаных гряд дна мелководного эстуария хвальной дельты Волги и переработанные последующими экзогенными процессами (Жиндарев и др., 2001). Рассмотрение сути наиболее приемлемых вариантов гипотез В.И. Мушкетова, К.М. Бэра, М.М. Жукова, А.А. Доскача, 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, происходивших в специфических природных условиях. Синтезирующее начало заложено в гипотезе Жиндарева, Л.Г. Никифорова и Г.И. Рычагова.

Близка к истине, на наш взгляд, точка зрения О.К. Леонтьева и др. (1975). В то же время, рассматриваемые образования во многом идентичны рельефу приморских валообразных дюн Прибалтики. Механизм их формирования

раскрыт В.Г. Ульстом (1957) 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 (Леонтьев и др., 1975; Зенкович и Попов, 1980; Жиндарев и др., 2001; Якубов, 1955).

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, охватывая ареалы подступных ильменей, так встречаются и севернее пос. Енотаевки. 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 (16-17 м относительно днища ильменей пос. Оля). Осевые линии гряд на юге района несколько отклоняются к ЮВ. Южные склоны бугров выположены, а северные – крутые, 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 нижнехвалынские «шоколадные» глины и суглинки. На них за-

легает своеобразная «бэровская» толща, отложения которой не прослеживаются в межбугровых понижениях (Гладцин, 1939; Леонтьев и др., 1975; Зенкович и Попов, 1980; Якубов, 1955). Стенки выемок автодорог (например, у поселков Оля, Бирючья Коса) вскрывают обнажения, характерные для разрезов валообразных дюн: текстура береговых валов основания толщи сменяется сверху 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 раковинного 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 произошедшей гравитационной сепарации наносов, вымывания с поверхности атмосферными осадками глинистой их составляющей и водорастворимых солей. Содержание водорастворимых сульфатов увеличивается от песков и супесей (0,1-5 мг-экв.) вершин бугров к суглинкам (5-130 мг-экв.), достигая максимальных значений в солончаках межбугровых понижений. Здесь накапливаются лагуно-аллювиальные осадки. Так, в ильмене Забурунном у пос. Оля скважиной глубиной 10 м вскрыта 5-ти метровая толща илов, суглинков, песков, супесей, залегающих на хвалынских 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) в районе аэропорта и трусовского правобережья. На вершинах и склонах бугров в разрезах зональных бурых полупустынных почв сверху вниз вскрыты горизонты:

А – 0-10 см – суглинисто-супесчанистый, серо-бурый, с пористой рыхлой корочкой (0,5-1,5 см);

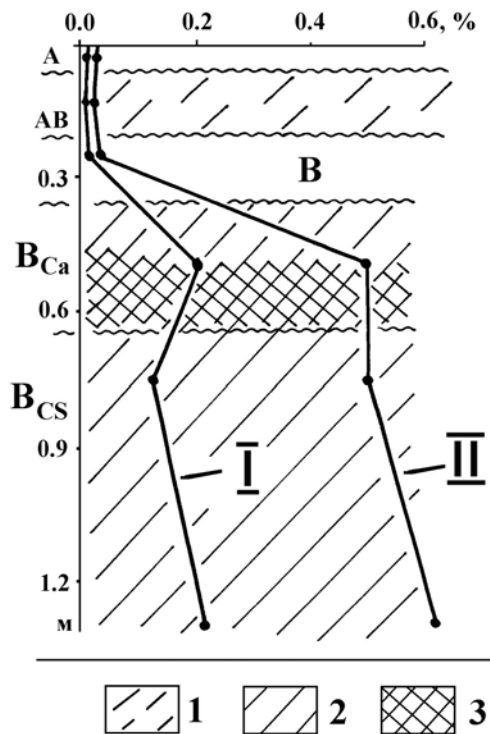


Рис. 1. Характерное расположение в разрезе бэровской толщи отложений бронирующих карбонатного (B_{Ca}) и гипсового (B_{CS}) горизонтов I и II – содержание Ca^{+2} и SO_4^{-2} соответственно, %; 1-3 степень уплотненности отложений: 1 – уплотненные, 2 – плотные, 3 – очень плотно сцементированные карбонатами. Буквами обозначены почвенные горизонты (A, AB и т.д.), описываемые в тексте

AB – 5-25 см – ярко-бурый, уплотненный, оструктуренный легкий суглинок;

B – 15-80 см – переходный, более светлый, менее плотный и оструктуренный легкий суглинок, пронизанный корнями растений;

B_{Ca} – 48-135 см – светло-бурый, белесоватый, плотно сцементированный карбонатами, в том числе в виде мицелия 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 увеличиваются от почти нулевых значений с поверхности до 0,2-0,7 % или 2-7 г/кг. В горизонте AB разреза нижней части склона встречены следы оглеения в переходных бурых и аллювиально-луговых почвах, а на глу-

бине 25-40 см обнаружены погребенные и очень плотные, оглеенные буро-серые суглинистые почвы комковато-ореховой структуры. Иллювиальные карбонатно-гипсовые горизонты погребены, очевидно, ниже 50 см. На участках межбугровых понижений в разрезе аллювиально-луговых и аллювиально-дерновых комковатых суглинистых почв (0-20 см) на горизонте 20-35 см вскрываются отложения ильменных и култучных озер. Осадки представлены переслаиванием гумусированного глинистого материала со светлым палевым и ожелезненным песком. Ниже по разрезу (35-65 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 XVIII – начале XIX вв. заливали дельту, как минимум, до отметок -24 ... -24,5 м БС. С определенной вероятностью, учитывая мощности (до 1 м) переотложенной толщи наносов, следы оглеения и ожелезнения погребенных почв подножий бугров и глубины (до 1-2 м) современных култучных озер, 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.

Представления о колебаниях уровня Каспия весьма разноречивы и размеры статьи не позволяют привести весь спектр мнений. Точки зрения ряда ведущих специалистов на этот процесс следующие. 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 мнению Г.И. Рычагова и других, в предшествовавшие 2-2,5 тыс. лет уровень (без учета сезонных сгонно-нагонных колебаний) также не поднимался выше -25 м БС (Чуйков, 1995). 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.) (Полонский и др., 1992). А.А. Вознесенский указывал, что с 1556 г. по 1694 г. уровень моря слабо понижался, затем до 1742 г. повышался на 4,1 м (саринская трансгрессия, по П.А. Православлеву), а с этого времени вновь понижался (Гладцин, 1939). О более высоком стоянии уровня моря в XVIII в., по крайней мере, выше -24 ... -23,5 м БС (абс. отметок 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...» (Марков, 1994, 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...» (Там же, стр. 58). Поворотная Зюзинская вежа была установлена на открытом взморье. Результаты измерений Н.В. Аладиным (Чуйков, 1995) палеогалинности Северного Каспия по микроскульптуре ископаемых раковин *Ciprideis torosa*, отобранных из донных осадков взморья и наносов острова Жемчужный, свидетельствуют о максимальных ее значениях (12 г/л) для условий трансгрессии XVIII – 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 (Добровольский, Залогин, 1982). Последовавшая за ингрессией конца XVII – начала XIX вв. регрессия моря была интенсивной (Гладцин, 1939): в 1860 г. о-в Колки находился в 9 км от берега, а в 1904 г. он соединился с мате-

риком. Нарастание берега составило в среднем 200 м/год. В 1930-ые гг. наблюдалось выдвигание берега близ рукавов р. Терек со скоростью до 96 м/год.

Исследования А.А. Свиточа (2006) свидетельствуют: за весь каспийский голоцен уровень Каспия не поднимался выше -20 м БС и не опускался ниже -50 м БС.

Корректность определения максимальных отметок заливания территории требует учета уровней катастрофических ветровых нагонов воды. Повышение уровня моря до -26 м БС увеличит, по мнению Л.Г. Синенко (Чуйков, 1995), 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. Указанная вероятность 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 XIX в. (Добровольский, Залогин, 1982) зона максимально возможных заливаний дельты и связанных с ними абразионно-аккумулятивных процессов расширяется до отметок -22 ... -21 м.

Кратковременные (сезонные и до 10-20 лет) (Полонский и др., 1992) моменты и более длительные периоды повышения уровня диагностируются изменением свойств морфолито-системы – геохимии рыхлых отложений и морфологии склонов бугров. Подтверждением тому – распределение в почвах SO_4^{2-} , Cl^- , V и Sr , типоморфных для субаквальных ландшафтов аридной зоны. В качестве одного из примеров такой диагностики 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).

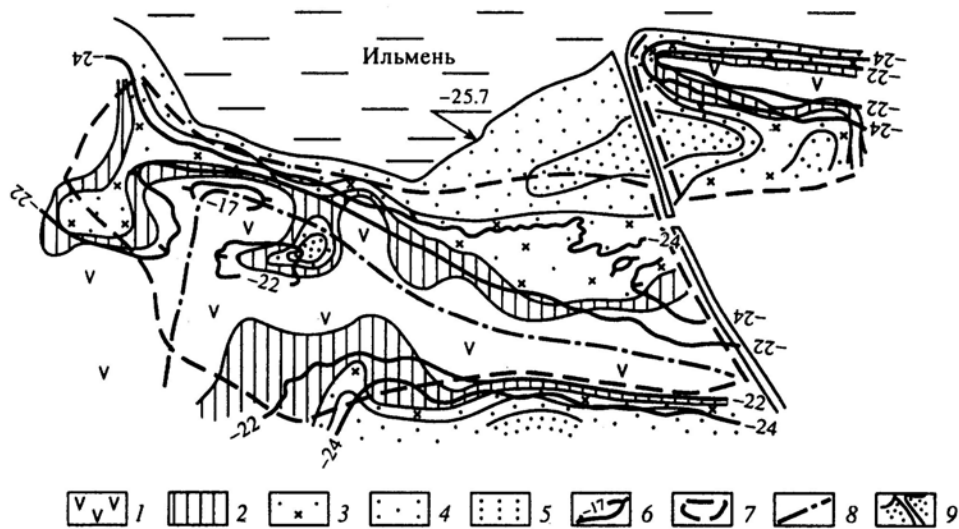


Рис. 2. Реконструкция границ затопления поверхности бэровского бугра по распределению значений K_c Sr в почвах, пос. Лиман ($C_f=56$ мг/кг)

Значения K_c , фиксирующие зоны затопления и заливания: 1 – территория ($-17 \dots -21$ м БС), не подвергавшаяся затоплению в послехвалынское время ($K_c \leq 1$); 2 – 5 – территории, заливавшиеся вплоть до начала XIX в. и подвергавшиеся воздействию абразионно-аккумулятивных процессов: 2 – нагонными водами с образованием остаточных водоемов ($K_c = 2-11$) и эрозионных врезов на вершине бугра ($K_c = 1-1,5$) в зоне высот местности $-22 \dots -24$ м БС; 3 – то же, субаквальный ландшафт при уровне моря $-24 \dots -25$ 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 бэровского бугра; 9 – водный тракт

Распределение содержания 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 субаэральных условиях химические соединения, связанные сульфат-ионом, более устойчивы, нежели хлориды. Почвенными аномалиями сульфатов трассируются последствия явлений: а) обогащения литосубстрата SO_4^{-2} при повышении уровня засоленных водоемов; б) концентрирования солей испарением и подтягиванием растворов к поверхности песчано-глинистых осадков при падении уровня; в) импульверизации солей в условиях подтопления.

Более надежным, чем водорастворимые ионы, по устойчивости к вымыванию литохимическим индикатором бывших субаквальных условий, представляется распределение в

почвах стронция, входящего в состав ракушечного детрита (рис. 2). Аномалии его концентраций фиксируют: а) древние зоны затопления в результате ингрессий, заливания при нагонах и паводках, б) разновозрастные эрозионные врезы и ложбины перелива на пониженных участках поверхности бугров, генетически связанные с осцилляциями уровня Каспия. Распределение в почвах Sr показано в значениях коэффициента концентрации K_c : $K_c = C_i/C_f$, где C_i и C_f – содержание элемента в точке отбора пробы и на почвенно-геохимическом фоне (вершинные поверхности бугров, не заливавшихся во время ингрессий, а также установленный исследованиями 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 зоны заливания (чуть выше -22 м БС). Лопастевидные и концентрические заливообразные контуры аномалий химических веществ на вер-

шинной 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: 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 на рисунке карта иллюстрирует возможность перелива нагонных вод через вершинную поверхность параболической дюны. Повторение этого явления может привести к расчленению дюны на разноориентированные останцы. Однако последнее явление 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 (~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 трансформации рельефа бэровских бугров Северного Прикаспия с учетом приблизительной оценки периода консервации гряд бронирующим горизонтом.

Ввиду многофакторности воздействия, данная модель имеет ряд ограничений: 1) образование плотно сцементированного карбонатного горизонта произошло уже после оформления гряд за счет промыва атмосферными осадками верхнего (мощностью в среднем 0,5 м) слоя суглинисто-супесчаных наносов, преимущественно в теплый период года; 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 SO₄⁻² в данной массе наносов, судя по установленным их концентрациям в соответствующих горизонтах, – 1600 и 5600 г соответственно; 5) абсолютная растворимость солей Ca⁺² при t° = 20°C: CaCO₃ = 0,015 г/л и CaSO₄ = 2,4 г/л.

Весьма приближенная продолжительность формирования горизонтов при данных допущениях получается частным от деления первоначального запаса анализируемых веществ в верхней толще наносов дюн на произведение среднегодового количества осадков и абсолютной растворимости солей. Она составила для CaSO₄ = 18 и CaCO₃ = 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 повышенный 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. 3-4).

Теоретические и расчетные выкладки по обоснованию модели подтверждаются конкретными примерами. Так, в результате расчленения гряд руслами рек сформировались крутые наветренные восточные склоны ряда бугров (р. Подстепок в поселках Кряжевое и Оранжевое и др.). Характерна в этом плане и перестройка облика параболической дюны (д.Зюзино, рис. 4). Неоднократное ее затопление в условиях господствовавшего в

береговой зоне ЮВ переноса вещества и энергии привело к размыву и увеличению крутизны наветренных склонов ее ЮВ и СВ отрогов. Шлейф существенно перемытых песков и супесей переотложен к З и СЗ от вершины абразионного останца дюны. Ветро-волновое препарирование плотного карбонатно-гипсового горизонта наветренного склона обусловило более значительную крутизну последнего по сравнению с подветренным и повышенные содержания здесь в почвах бугра SO_4^{2-} до уровня -22м БС. Фоновое содержание Sr в почвах вершины бугра указывают на отсутствие ее заливаний выше отметок -22 ... -21м БС. Несколько повышенные его концентрации в полосе отметок -24 ... -22м БС говорят о кратковременности затоплений данной зоны. Переивание песков и формирование более рыхлых толщ на подветренных склонах могло привести к разрушению выложенных и менее устойчивых к размыву отложений «замков» параболических дюн. Размыв последних в периоды ингрессий привел к формированию двух разно-, в том числе и субмеридионально, ориентированных останцев (рис.3). Морфологические и литохимические признаки тенденции эрозионного расчленения «замка» параболической дюны по тальвегу древней лопастевидной ложбины, трассированной почвенной аномалией Sr, и предпосылка к формированию субмеридионально ориентированного останца бугра отчетливо наблюдаются на территории пос. Лиман (рис. 2).

Таким образом, в областях континентального засоления аридной зоны с повышенной суглинистостью древних аллювиально-морских и золовых наносов существенная перестройка морфологии гряд, подобно классической в гумидном климате, затруднена (например, приморских дюн на берегах Северного, Балтийского и других морей). Плотносцементированные карбонатно-гипсовые горизонты верхней части дюн бронируют их от размыва и дефляции. Для полной консервации бугра требуется порядка 800 лет. Следствием такой консервации являются специфические черты механизма перестройки рельефа бугров и формирование в отдельных случаях более крутых наветренных, чем подветренных склонов. Возможно также образование разноориен-

тированных (относительно древней береговой линии) останцев размыва параболических дюн и достаточно хорошая сохранность гряд на современном шельфе.

Данные о латеральном распределении в поверхностном слое морфолитосистемы бугров литохимических индикаторов субаквальных условий осадконакопления – сульфат-иона и стронция – могут использоваться в комплексе с другими методами палеореконовструкций для уточнения границ затопления ингрессиями и сезонных заливаний реликтового рельефа бэровских бугров в дельте Волги. Исследованием установлено: в период трансгрессии Каспия XVII – начала XIX вв. уровни кратковременных заливаний территории достигали отметок -22 ... -21м БС, что согласуется с результатами реконструкций А.А. Свиточа (2006).

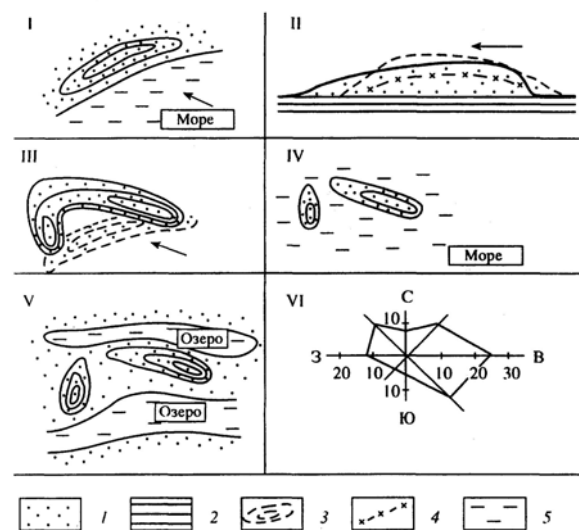


Рис. 3. Вероятностная модель формирования anomalously ориентированных останцев бэровских бугров (вариант механизма перестройки приморской дюны)

I – дюнная гряда, сформированная на берегу позднехвалынского моря, II – перестройка поперечного профиля дюны под воздействием золового фактора с проявлением противодефляционного эффекта от бронирующего плотно сцементированного карбонатно-гипсового горизонта (штрих-пунктиром 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 останцев 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 среднепогодная результирующая направления ветра

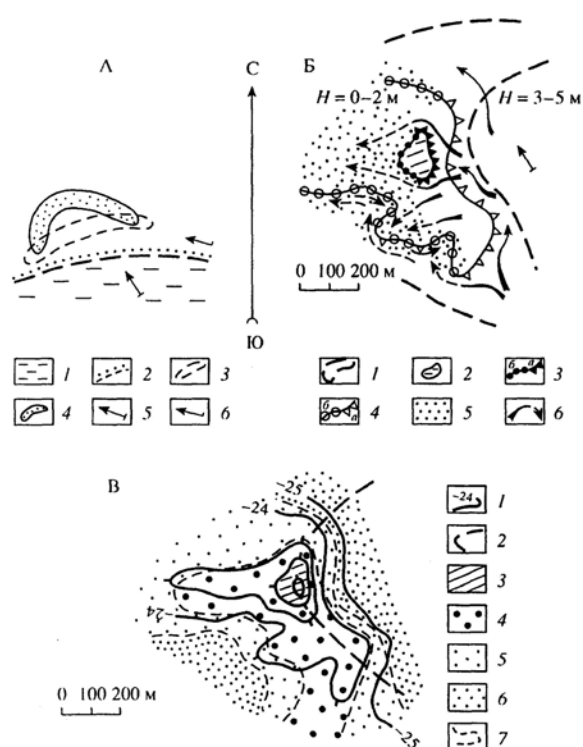


Рис. 4. Гипотетическая модель преобразования морфологии приморской дюны под воздействием дефляционно- и абразионно-аккумулятивных процессов в послехвалынское время (дер. Зюзино)

А – перестройка рельефа гряды в параболическую дюну на берегу позднихвалынского моря: 1 – море; 2 – береговая линия; 3 – первоначальный контур гряды; 4 – параболическая дюна; 5 и 6 – среднепогодные результирующие прибрежного потока волновой энергии и направления ветра соответственно. **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; 3 и 4 – зоны развития абразии (а) и аккумуляции (б) по берегам острова-останца и на подводном береговом склоне соответственно; 5 – область аккумуляции наносов на подводном береговом 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) стронция (как индикатора былых субаквальных условий): 1 – изогипсы (через 1 м), м БС; 2 – осевая линия древней параболической дюны; 3 и 4 – значения Кс в ореолах Sr, фиксирующие зоны затопления и заливания: $K_s < 1$ (незаливавшийся останец вершины бугра) и $K_s = 1-1,5$ (зона кратковременных заливаний территории до отметок -22...-21 м БС) соответственно; 5 и 6 – зоны затопления при стоянии уровня моря на отметках -24...-25 м БС при $K_s = 1,5-2$ и $K_s = 2-10$ соответственно; 7 – границы ореолов стронция

Механизм перестройки рельефа бэровских бугров предложен в качестве рабочей гипотезы для объяснения образования необычных форм их останцев. В определенной степени он объединяет основные представления ранее выдвинутых соображений по их генезису. Многообразие и причудливость облика сформированных таким образом останцев создают в одних случаях впечатление, что это эрозионные образования, а в других – эоловые (продольные цокольные гряды). В данном контексте эти представления характеризуют частные случаи единого, во многом специфического, процесса развития рельефа цокольных приморских дюн Северного Прикаспия.

ЛИТЕРАТУРА

- БОГДАНОВ, Н.А. 2005. Экологическое зонирование: научно-методические приемы (Астраханская область). Едиториал УРСС. Москва. 176.
- ГЛАДЦИН, И.Н. 1939. Геоморфология СССР. Ч.1. Геоморфология Европейской части СССР и Кавказа. Государственное учебно-педагогич. изд-во Наркомпроса РСФСР. Ленинград. 233-243.
- ДОБРОВОЛЬСКИЙ, А.Д., ЗАЛОГИН, Б.С. 1982. Моря СССР. Изд-во МГУ. Москва. 192.
- ЖИНДАРЕН, Л.А., НИКИФОРОВ, Л.Г., РЫЧАГОВ, Г.И. 2001. Морфолитодинамика береговой зоны приустьевых областей и проблема происхождения бэровских бугров. *Вестн. Моск. Ун-та, сер. 5. География*, 1, 44-51.
- ЗЕНКОВИЧ, В.П. И ПОПОВ, Б.А. (под ред.) 1980. Морская геоморфология. Терминологический справочник. Береговая зона: процессы, понятия, определение. Москва. Мысль, 280.
- ЛЕОНТЬЕВ, О.К., НИКИФОРОВ, Л.Г., САФЬЯНОВ, Г.А. 1975. Геоморфология морских берегов. Изд-во МГУ. Москва. 230.
- МАРКОВ, А.С. 1994. Петр I и Астрахань. Форзац. Астрахань. 192.
- ПОЛОНСКИЙ, В.Ф., ЛУПАЧЕВ, Ю.В., СКРИПТУНОВ, Н.А. 1992. Гидролого-морфологические процессы в устьях рек (прогноз). Гидрометеониздат. Санкт-Петербург. 380.
- СВИТОЧ, А.А. 2006. Иерархия и хронология голоценовых колебаний уровня Каспийского моря. В сб.: *Изменения природно-территориальных комплексов в зонах антропогенного воздействия*. Медиа-Пресс, Москва, 125-132.
- УЛЬСТ, В.Г. 1957. Морфология и история развития в области морской аккумуляции в вершине Рижского залива. Изд-во АН Латв. ССР. Рига. 179.
- ЧУЙКОВ, Ю.С. (под ред.). 1995. Каспий – настоящее и будущее (тез. докл. международ. конф.). ИТА “Интерпресс”. Астрахань. 317.
- ЯКУБОВ, Т.Ф. 1955. Песчаные пустыни и полупустыни Северного Прикаспия. Географгиз. Москва. 532.