

ЭОЛОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НА ТЕРРАСАХ – РЕЗУЛЬТАТ ДЕФЛЯЦИИ НА ИХ СКЛОНАХ

Склоны высоких террас жигулевского левобережья Волги – московской (III надпойменной (н.п.)) и неогеновой (V н.п.) – от валдайского до настоящего времени подвергались процессам дефляции. В голоцене они развевались локально, а в современную эпоху дефляция московской террасы усилилась в результате подмыва ее водами Куйбышевского водохранилища. Дефляция склонов высоких террас в валдайское время привела к накоплению эоловых песков по бровкам террас Волги и Пискалинской долины. Впервые на такое происхождение песков указали А.И. Москвитин [1] и М.Н. Грищенко [2], прежде считалось, что пески были перевеяны на месте. Подобное накопление эоловых песков на террасах за счет выноса их со склонов этих флювиальных форм описано и в долинах рек Лены [3], Дона и некоторых его притоков [4].

Изучение современных эоловых процессов, связанных с абразией московской террасы у г. Тольятти, также установило факт выноса песков с ее склона на поверхность [5] и привело к выявлению следующих важных особенностей дефляции. Во-первых, наиболее интенсивно дефляция происходит зимой, когда преобладают сильные ветры южного направления, которые дополнительно усиливаются при преодолении склона террасы. Ранее было установлено, что при пересечении пологих и невысоких (до 30 м) склонов наблюдается усиление ветра в 1.5 раза [6]. В рассматриваемом случае, при высоте склона 70 м и крутизне 30–40°, происходит усиление ветра в средней и верхней его частях в 2–2.5 раза [5]. В результате дефляции крутых и высоких наветренных склонов, сложенных в основном полководно-ледниковыми мелкозернистыми песками [7], на поверхности террасы выносятся снег и песок. При этом исключается возможность выноса песков из субгоризонтальных частей долины и, в том числе, широкого (30–60 м) бечевника, которые прикрыты зимой снегом.

Во-вторых, этапу зимней дефляции предшествует весенний подмыв склона в паводки, который устраняет появившиеся на поверхности склона траву и кустарники. Это важное обстоятельство было подтверждено в результате сопоставления количества выпадающих на поверхность террасы эоловых песков при дефляции обнаженных и заросших участков склона. Установлено, что зарастание склона в течение только одного сезона (весны и лета) приводит к уменьшению количества выпавшего последующей зимой песка в несколько раз [5]. Наблюдения, проведенные С.С. Коржуховым в долине р. Лены, также показали, что зарастаемость склона резко снижает развевание, вплоть до полного его прекращения [3]. Таким образом, очевидно, что непременным условием дефляции склонов террасы является систематический (ежегодный) подмыв их, вызывающий процессы осыпания и обрушения и, как следствие, уничтожение появившейся на склоне растительности.

В-третьих, при дефляции образуется лёссовая пыль, накапливающаяся в глубине поверхности террасы за массивом эоловых песков. Подробнее это обстоятельство будет рассмотрено ниже.

Первые две особенности определяют циклический характер дефляции на склоне, результатом которой является аккумуляция эолового осадка определенной слоистости и крупности на поверхности террасы.

Рассмотрим особенности рельефа и строения эоловой толщи. Эоловые пески распространены по краевой части высоких террас, примыкая к бровке их склона, а также вдоль правого борта Пискалинской долины (рис. 1). Образования представляют собой полосы шириной от 4 до 7 км нечетко выраженного грядового рельефа, с от-

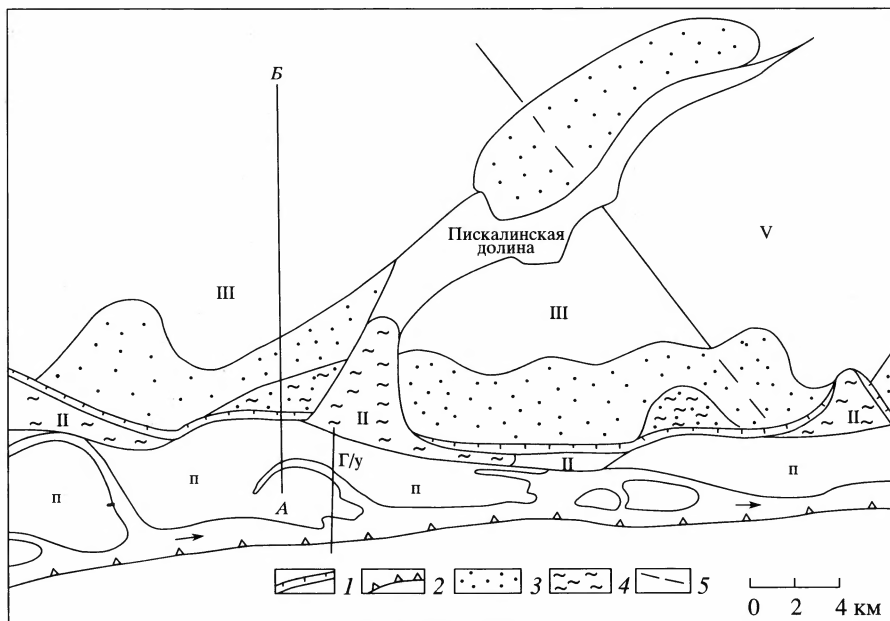


Рис. 1. Геоморфологическая схема распространения валдайских и голоценовых (ортзандовых) песков (до заполнения Куйбышевского водохранилища)

1 – склон (уступ) высоких террас, 2 – правобережный урез русла Волги, 3 – валдайские эоловые пески, 4 – голоценовые (ортзандовые) эоловые пески, 5 – граница между III и V надпойменными террасами.

Прочие обозначения: II, III, V – надпойменные террасы Волги; п – пойма; А-Б – створ геолого-геоморфологического профиля (см. рис. 3)

носительными высотами гряд от первых метров до 10–20 м; гряды залесены, расстояние между ними 500–600 м [8]. Ориентировка гряд свидетельствует об их формировании преобладающими ветрами южной четверти [9]. Отметки массивов эолового рельефа в прибровочной части на 20–30 м выше поверхности террас, но эти превышения связаны также с эпейрогеническим поднятием в четвертичное время жигулевской гряды и, в меньшей степени, левобережья [10].

В толще эоловых песков на высоких террасах выделяются две пачки, или яруса [8]: нижняя валдайская, распространенная по всему контуру песчаного эолового массива, мощностью до 10–20 м, и верхняя голоценовая (3–10 м) с коричневато-бурыми ожелезненными прослоями – ортзандами (2–5, реже 8 см), распространенная локально. Ортзандовая пачка приурочена к участкам высоких террас, к которым примыкает пойма (рис. 1). Пески этой пачки образованы за счет выноса со склона при его подмыве во время формирования аллювия поймы, голоценовой возраст пачки подтверждается также распространением ортзандов в эоловых песках на поверхности низкой II н.п. террасы и по дну устьевой части Пискалинской долины, являющейся продолжением этой террасы. Но рельеф и строение ортзандовой пачки на низкой террасе, менее залесенной, чем пески на высоких террасах, более сложное, и в статье не рассматривается. Монотонное чередование прослоев ортзандов в голоценовой пачке на высоких террасах обусловлено годичной цикличностью процесса дефляции.

Первичная слоистость эоловых песков – это микрослоистость (доли мм), связанная с переменной силы ветров. Ортзанды наложены на эту микрослоистость и представляют собой уже вторичное образование (рис. 2). В результате рассмотрения многочисленных публикаций по почвенным ортштейнам и ортзандам А.В. Македоновым [11] определены следующие условия их образования: 1) наличие раститель-

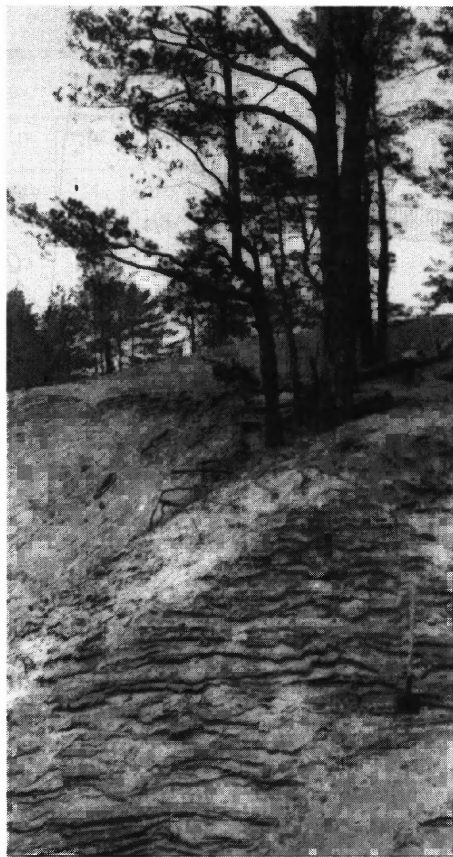


Рис. 2. Ортзанцы в голоценовой эоловой пачке песков на III н.п. (московской) террасе

ности, в особенности лесной, 2) высокий уровень стояния грунтовых вод, 3) неравномерность гранулометрического состава, 4) зрелость ландшафта и почвы. Но оказалось, что ортзанцы в эоловых песках не отвечают всем этим условиям.

Ортзанцы совершенно не связаны с грунтовыми водами. В данном случае, в условиях жигулевского левобережья, это доказывается залеганием голоценовой ортзандовой пачки на высоте более 70 м над естественным уровнем Волги и, соответственно, над уровнем грунтовых вод (рис. 3). Подобные гидрогеологические условия были и в голоцене, когда формировались ортзанцы. Необходимо отвергнуть и другое условие – неравномерность гранулометрического состава, предполагающее наличие водоупорного слоя песков ниже ортзандов. По гранулометрическому составу подстилающие пески оказались хотя и несколько более мелкими, но в целом близкими к вышерасположенным, ортзандовым. По среднему диаметру зерен они различаются всего на 0.04 мм при средней величине зерен равной 0.21–0.31 мм, т.е. характеризуются водопроницаемостью одного порядка. Отмеченное отличие зерен объясняется различием силы ветров по сезонам отложения песков.

Все изложенное позволяет предполагать, что формирование ортзандов в эоловых песках голоцена связано с сезонными изменениями и что основным условием их образования было наличие растительного опада, ежегодно создающего относительно водоупорные прослои, погребяемые зимой песками, вынесенными со склона террасы ветром. Последующая инфильтрация атмосферных вод привела к разложению опада, формированию ортзандов и ожелезнению нижних частей годовичных слоев.

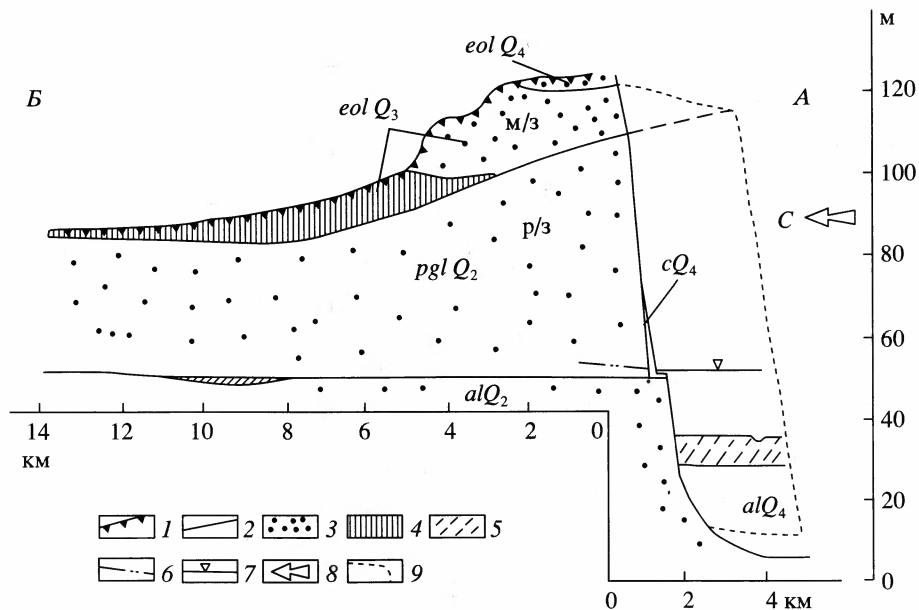


Рис. 3. Геолого-геоморфологический профиль по створу А–Б

Почва: 1 – современная, 2 – погребенная; 3 – песок (р/з – разнотермный, м/з – мелкозернистый); 4 – лёсс; 5 – суглинок; уровень: 6 – грунтовых вод, 7 – Куйбышевского водохранилища; 8 – направление преобладающих ветров; 9 – предполагаемое положение уступа (склона) московской террасы в довалдайское время. Стратиграфические индексы отложений: alQ_2 – среднечетвертичные аллювиальные, $pglQ_2$ – среднечетвертичные перигляциальные (московские), alQ_4 – голоценовые аллювиальные, $eolQ_3$ – верхнечетвертичные эоловые, $eolQ_4$ – голоценовые эоловые (ортзандовые), cQ_4 – современные коллювиальные (осыпь)

По аналогии с происхождением ортзандовых песков голоцена и современных эоловых было высказано предположение, что и нижняя валдайская пачка эоловых песков на высоких террасах была образована при выносе их со склонов московской и неогеновой террас при размыве их во время формирования аллювия II н.п. террасы [8]. Однако годичные слои в валдайской эоловой пачке выражены менее четко, а однородность крупности зерен песков пачки не позволяет обнаружить визуально границы между макрослоями. Но этот вопрос отчасти решается в местах, где встречаются редкие тонкие ортзанды (псевдофибры), являющиеся признаком того, что накопление песков происходило на террасе в полупустынной местности, когда растительность была редкой, плохо развитой. Более благоприятные условия для растительности существовали в котловинах эолового рельефа, лучше увлажняемых атмосферными осадками по сравнению с повышенными участками. Редкие тонкие ортзанды делят эоловую толщу на макрослои с некоторым увеличением крупности зерен к их подошве. По мощности они больше (до 15 см), чем голоценовые и, тем более, современные.

Макрослой мощностью 1–5 см иногда обнаруживаются в современных песчаных эоловых осадках в присклоновой части московской террасы. Они разделяются прослоями растительного опада (листья, стебли, травы), являющимися предшественниками ортзандов, и так же, как в слоях древнеэоловых песков (голоценовых, валдайских), крупность их зерен несколько увеличивается к подошве макрослоя. Это связано с изменением силы ветров по сезонам года (табл. 1, [12]).

Из таблицы 1 видно деление года по повторяемости сильных ветров на два периода: осень и зиму с преобладанием сильных ветров и безветренные весну и лето. Рез-

**Повторяемость современных ветров скоростью 13 м/с и более, дующих в течение 5 часов и более
(по данным Казанской обсерватории)**

Месяцы	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Повторяемость, %	18	20 *	14	10	7	3	–	1	–	4	14	9

Таблица 2

Сопоставление эоловых песков различного возраста

Возраст песков	Дальность выноса от бровки московской террасы, м	Мощность	
		толщи песков, м	макрослоев, см
Современные	100–400	1–6	1–5
Голоценовые	1500–2000	3–10	5–8
Валдайские	4000–5000	10–20	10–15

кое усиление ветра осенью соответствует отложению более крупного песка в подошве макрослоя, при этом большая часть его накапливалась зимой. Весной и летом, когда отсутствуют сильные ветры, вынос песков на высокие террасы практически не происходил.

Сопоставим эоловые пески, распространенные на московской террасе, по их характерным признакам (табл. 2). Приведенные в таблице 2 данные дают косвенное представление о силе (скорости) ветров, сформировавших пески на террасе за счет дефляции на ее склоне. Для выяснения приблизительного значения скоростей ветров в голоцене и валдае произведен следующий расчет. На основе разной дальности выноса l современными зимними ветрами – на 100 м (слабые ветры) и на 400 м (сильные ветры) – была найдена функциональная зависимость дальности выноса песчаного материала от средней скорости зимних ветров v : соответственно 4.6 и 6.0 м/с (данные обсерватории г. Тольятти) В результате была получена зависимость, показанная на рис. 4 и выраженная уравнением: $l = 214.3v - 885$.

Применив найденную зависимость для анализа голоценовых эоловых песков и приняв для них дальность выноса от бровки московской террасы 1500 м (табл. 2), получим среднюю зимнюю скорость ветров около 11 м/с (округленно). Тот же расчет средней скорости валдайских зимних ветров, при дальности выноса их преимущественно на 4000 м, дает величину около 22 м/с (округленно). Таким образом, ориентировочно устанавливается, что средние зимние скорости ветров в голоцене превышали таковые современных ветров в 1.8 раза, а в валдае – в 3.6 раза.

Может возникнуть вопрос о значительной скорости средних зимних ветров в валдае, но согласно исследованиям [9] вюрмская эпоха была самой холодной и ветреной за всю историю четвертичного оледенения. В связи с этим следует также отметить, что в настоящее время максимальные ветры в Среднем Поволжье (зафиксированные на метеостанциях) достигают зимой 35–40 м/с. Такие сильные ветры возникают редко, но ветры несколько меньших скоростей наблюдаются ежегодно. Так, повторяемость ветров 16 м/с и более в зависимости от их продолжительности достигает 61.5% [12]. С учетом приведенного высказывания В.М. Синицына [9] они указывают на реальность полученных нами скоростей ветров в валдайскую эпоху зимой.

В дополнение к сказанному необходимо отметить, что ширина зоны валдайских эоловых песков (4 км) является наиболее существенным признаком скорости отложивших их ветров. Сохранность исходного рельефа и признаков слоистости песков

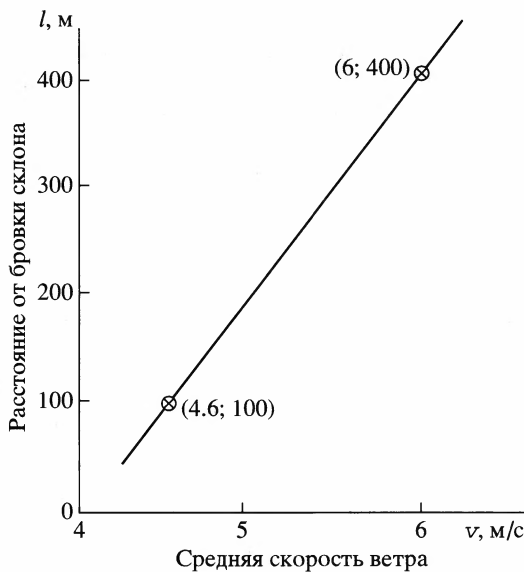


Рис. 4. Зависимость дальности выноса песков l от средней зимней скорости v современных ветров

позволяют утверждать, что последние, если и перевеивались после отложения, то весьма незначительно. Это подтверждается также тем, что крупность зерен песка по мере удаления от бровки террасы уменьшалась мало, что указывает на большую скорость ветров, отложивших их, и на то, что перенос песков был достаточно активным и исходная зона аккумуляции была гораздо шире, т.е. фронтальная часть их массива располагалась севернее.

Более четкое изменение крупности зерен отмечается для замещающих пески лёссов, которые отложились одновременно с песками, но далее по направлению тех же преобладающих ветров уже при некотором их ослаблении. Наблюдается дифференциация мелкозема по крупности частиц в направлении с юга на север.

В связи с тем, что лёссы характеризуются особыми условиями образования, остановимся на этом вопросе подробнее. Предварительно отметим, что лёсс на территории Тольяттинского промузла рассматривался как эоловые отложения только по общим соображениям. А.И. Москвитин, проводивший исследования четвертичных отложений Среднего Поволжья и детально Тольяттинского (Ставропольского – по Москвитину) района, считал лёссы образованиями займищных разливов, хотя в других участках жигулевского левобережья, например в восточной его части, им выделялись типичные лёссы (у с. Курумыч) [1].

Инженерно-геологические изыскания на территории Тольяттинского промузла, проведенные позже исследований А.И. Москвитина, показали, что к северу от массива эоловых песков в лёссах на расстоянии более 10 км прослеживается закономерное уменьшение крупности частиц. По визуальному определению в вертикальном разрезе лёссы однородные, желтовато-коричневые; с юга на север от массива эоловых песков лёсс супесчаный постепенно переходит в лёсс суглинистый грубый, а далее – в средний и, наконец, – тонкий. Лёсс с максимальной мощностью (8–9 м) примыкает к эоловым пескам и продолжается на расстоянии 5 км, далее мощность его постепенно уменьшается до 1–2 м и менее (рис. 3).

Уменьшение размера частиц, слагающих лёссы к северу, по направлению господствующих зимних ветров, является признаком их эолового происхождения. Однако несоответствие объема лёссов объемам возможных источников развевания на склоне не позволяет решить вопрос генезиса однозначно без специальных наблюдений.

Нами были проведены наблюдения за современными эоловыми процессами на склоне московской террасы, составом и особенностями накопления эолового осадка на ее поверхности. После длительных наблюдений (1959–1969 гг.), было выявлено, что объем отложенного на поверхности террасы лёссового мелкозема составил в метровой полосе по створу (рис. 3) 7.65 м^3 против возможного количества этих же частиц (пылеватых и глинистых) в таком же объеме развееваемых отложений – 3.08 м^3 . В том числе крупной пыли образовалось почти 4 м^3 (3.96 м^3) против 1.19 м^3 этих частиц в таком же объеме песчаной толщи склона, т.е. их количество увеличилось в 3.3 раза [13].

Сомнения в качестве использованных данных и в методике расчетов после некоторых дополнительных контрольных анализов оказались необоснованными. Направлялось только одно предположение: причинами несоответствия количества мелкозема в лёссах и в развееваемой толще московской террасы были скрытое явление образования мелкозема в результате морозного выветривания и последующее дробление ослабленных при выветривании зерен кварцевого песка в воздушном потоке. Для выяснения достоверности этого предположения были рассмотрены опубликованные источники, имеющие отношение к этому вопросу. Приведем результаты анализа некоторых, наиболее важных из них.

Установлено, что кварциты в природной обстановке после 25-кратного промораживания снижают временное сопротивление раздавливанию на 25% [14]. Морозное выветривание заключается в расклинивающем действии замерзающей воды, непременным условием при этом являются частые переходы температур через точку замерзания [15]. В рассматриваемом случае вода на склоне образуется при его прогревании и таянии оставшегося от раздувания снега под воздействием солнечных лучей даже при низких температурах воздуха ($-15 \dots -20^\circ$), что неоднократно наблюдалось нами на склоне московской террасы [13]. Лабораторными исследованиями установлено, что при попеременном промерзании и оттаивании под водой кварцевые пески крупностью $0.25\text{--}0.01 \text{ мм}$ дробятся преимущественно (68%) на частицы величиной $0.05\text{--}0.01 \text{ мм}$ (крупная пыль) [16]. Выявлен также процесс дробления зерен песка в воздухе при кристаллизации солей из порового раствора при положительных температурах в пустынях [17]. При дроблении зерен песка при отрицательных температурах воздуха в наших широтах важную роль играют не только зерна песка, но и снег (кристаллы льда). Выяснено, что лед достаточно резко увеличивает твердость при снижении температуры: при -1°C она равна 1.5, а при -40° – 4 (тверже мрамора); при мгновенных нагрузках он представляет собой упругое тело [18]. По другим данным мелкие частицы снега и льда по прочности сопоставимы с силикатами [19].

В результате всего изложенного, включая также визуальные наблюдения, выяснилось, что образование лёссового мелкозема при дефляции происходит в результате выветривания зерен песка на склоне с участием воды, с последующим дроблением песчинок в ветровом потоке в результате соударений между собой и со снежными зернами (кристаллами льда) [13]. Морозное выветривание зерен песка, заключающееся, вероятно, в ослаблении их прочности и образовании микротрещин, захватывает весьма незначительную часть поверхности склона. Объем мелкозема, возникающего в результате выветривания и дефляции, составляет в метровой полосе склона $0.45 \text{ м}^3/\text{год}$, что соответствует слою мощностью менее 1 см. На незначительность объемов песков, подверженных в течение года выветриванию и превращению в мелкозем, указывает и сопоставление их с годовым объемом вынесенных ветром мелкозернистых песков ($0.25\text{--}0.1 \text{ мм}$), не тронутых выветриванием: в метровой полосе их объем составляет 4.3 м^3 . Следует заметить, что выветривание зерен песка отнесено к дефляции несколько условно, так как фактически оно происходит еще до действия этого явления.

Дробление зерен песка в ветровом потоке идет в зоне отложения на террасе эоловых песков, где, видимо, еще сохраняется значительная сила ветра, возросшая при

Абсолютный прирост мелкозема валдайских лёссов и современных эоловых осадков на московской террасе при дефляции на ее склоне

Отложения	Протяженность участка аккумуляции, км	Единицы измерения	Абсолютный прирост			
			Сумма фракций	в том числе		
				крупная пыль (0.05–0.01 мм)	мелкая пыль (0.01–0.005 мм)	глинистые частицы (мельче 0.005 мм)
Лёссы	10	м ³	21280	12771	2699	5810
		%	100	60	13	27
Современный эоловый осадок	2.6	м ³	4.57	2.77	0.45	1.35
		%	100	61	10	29

преодоления склона. Поэтому частицы мелкозема отсюда выносятся, и существует переходная зона от песков к лёссам шириной не более 1–1.5 км [20].

Отложение мелкозема происходит дальше массива песков по направлению преобладающего ветра, и здесь наблюдается закономерная сортировка его с уменьшением крупности зерен к северу. Природу описанного явления подтверждает и однотипность абсолютного прироста количества мелкозема лёссов и современных эоловых осадков, что видно по сходству относительных показателей (%) из табл. 3.

Значения абсолютного прироста мелкозема по фракциям в современном эоловом осадке определены по разности количественного состава фракции в равных объемах осадка и развеваемой толщи [13]. Также было определено количество прироста фракций мелкозема в лёссах – по разности объема фракций в лёссах и развеянной толще московской террасы при одинаковых объемах осадков. Для расчета этих данных гранулометрический состав лёссов был взят из материалов изысканий по сооружениям, а гранулометрический состав отложений развеянной московской террасы – по материалам статьи [13, табл. 4].

Как следует из табл. 3, распределение абсолютного прироста фракций мелкозема в современном эоловом осадке и в лёссах однотипно, несмотря на значительные различия размеров зон аккумуляции (2.6 и 10 км), что служит веским аргументом в пользу эолового генезиса лёссов.

По нашим расчетам, около 81% мелкозема лёссов образовалось за счет длительного воздействия дефляции и выветривания, его объем в метровой полосе вдоль створа профиля, перпендикулярного бровке террасы, составляет 21280 м³ (табл. 3). Общий объем лёссов, рассчитанный по створу профиля на рис. 3 – 26164 м³. Лишь около 19% лёссовой толщи приходится на мелкозем, непосредственно перемещенный из разреза развеянных песков склона, количество которых, надо полагать, в развеваемой толще было непостоянным.

Большое количество мелкозема, образовавшегося в валдае, не может вызывать сомнений, так как валдайская ледниковая эпоха характеризовалась весьма суровыми условиями климата и длительностью процесса дефляции. Температура января в центральной части Русской равнины составляла в то время –40°...–45°С [21], на 30–35°С ниже современной (–10°...–13°С), а вследствие прогревания склона солнечными лучами в дневное время зимой обеспечивались большая суточная амплитуда температур и образование влаги, усиливающие интенсивность выветривания зерен песка. Другой фактор – ветер большой силы – обуславливал транзитный перенос песка в глубь террасы и осуществлял дробление ослабленных при выветривании зерен.

На основании изложенного можно констатировать, что толщи эоловых песков и лёссов образовались одновременно и они тесно взаимосвязаны, так как преобладаю-

шая часть лёссов образовалась из песков. Установление в эоловых песках годичных макрослоев позволяет утверждать, что процесс эолового накопления их имел циклический характер. Каждому годовому зимнему выносу песков со склона соответствовало определенное количество осадка, сформировавшего на террасе макрослой, замещаемого далее образованной одновременно лёссовой пылью [13].

Учитывая, что эоловые пески и лёссы образовали огромные массивы отложений, можно говорить о существовании определенного геоморфологического режима их накопления [22]. Элементом этого режима был годичный цикл, включающий следующие факторы: 1) подмыв склона с образованием осыпей и обрушений, создающий условия для развевания песков уступа террас (весна); 2) развевание песков на склоне зимними южными ветрами, усиленными при преодолении уступа; сопутствующим процессом было морозное выветривание песчинок на склоне, приводившее к ослаблению их прочности (зима); 3) вынос песка на поверхность террасы и дробление в ветровом потоке в результате соударений между собой и с кристаллами снега ослабленных при морозном выветривании зерен [13]; 4) отложение песков в снегу (зима) в прибровочной части поверхности террасы, а образовавшейся пыли на большом удалении к северу; 5) вытаивание из снега осадка – песка и пыли – на прошлогоднюю опавшую растительность (листья, стебли) и перетолжение его дождями к поверхности почвы или перенос по склонам (весна) [23].

Формирование годичных слоев и толщи эоловых отложений на террасе в результате дефляция на ее склоне наиболее сильными зимними ветрами и отступление в связи с этим уступа к северу, а также суммарный результат эоловой деятельности в виде больших масс песков и лёссов на левобережных поверхностях московской и неогеновой террас указывают, что режим руслового и эолового процессов имел одностороннюю левобережную направленность вопреки закону Бэра. На это явление обратил внимание еще Г.И. Горецкий [7], изучая аллювиальные свиты на участке изысканий для Волжской ГЭС им. В.И. Ленина.

Им было установлено и подтверждено геологическими разрезами, что в среднечетвертичное время преобладала боковая эрозия, которая была направлена преимущественно в сторону левого берега. Долина нижнекривичской Пра-Волги продвинулась в сторону левого берега на 1–1.5 км и в дальнейшем Пра-Волга систематически передвигалась в сторону левого берега под влиянием эпейрогенически поднимающихся Жигулей. Так, верхнекривичская долина Пра-Волги продвинулась в сторону левого берега на 3–4 км от венедской Пра-Волги, расположенной у правого берега, а жигулевские свиты смещены еще на 4–5 км.

Характеризуя направленные горизонтальные деформации русел, вызывающие постепенное расширение дна долин, Р.С. Чалов [24] среди их причин (закон Бэра, ветер) указывает и на тектоническую, а именно, на тектонический перекося земной поверхности, что подтверждается приведенными данными. Таким образом, можно считать, что систематический подмыв левого берега Волги у Жигулей в валдайское время является унаследованным от прошлых геологических эпох; он также продолжался в голоцене и в какой-то степени существует и в настоящее время.

Приведем сведения о величине смещения склона московской террасы к северу в результате абразионной переработки и действия ветра в настоящее время. Как показали ориентировочные определения этого показателя для половодно-ледниковых песков, слагающих основную часть московской террасы [7], отступление бровки склона последней в разные годы составляло от 0.2 до 0.5 м/год [5]. На основании этого можно предполагать, что в естественных природных условиях, в валдае и голоцене, величина русловой и эоловой переработки склона, видимо, была не больше этих показателей, так как склон был выше, составляя около 80–85 м. Имеется в виду, что уровень реки в паводки, судя по отметкам поверхности валдайской террасы (около 40 м) и поймы (35–37 м), был относительно низким. Поэтому можно предполагать, что переработка составляла в среднем 0.35 м/год, а продолжительность ее определялась шириной переработанной части московской террасы (рис. 3). О воз-

мальной ширине последней можно судить по размерам сохранившихся участков низкой II н.п. (валдайской) террасы, являющейся результатом перемыва московской. Эти фрагменты достигают на жигулевском левобережье 2.5–3 км при общей ширине позднечетвертичной долины р. Волги 5 км. Видимо, учитывая, что значительная часть II н.п. террасы была размыва при формировании поймы, можно допустить, что ширина переработанной руслом и ветром московской террасы достигала 3.5–4 км. В этом случае при средней скорости 0.35 м/год длительность русловой и эоловой переработки московской террасы составляла около 10–12 тыс. лет.

Для сопоставления приведем другой способ определения длительности переработки, используя для этого величину выноса грунта ветрами со склона на поверхность московской террасы. Наблюдения за современными эоловыми процессами показали, что объем ежегодного выноса песков и мелкозема зависит от состава отложений развееваемого склона: при доминировании относительно плотных пологоводноледниковых песков он составляет 7 м³ в метровой полосе, а при преобладании в склоне рыхлых древнеэоловых песков – 15 м³ [5]. Оба эти показателя не могут быть безоговорочно приняты для определения продолжительности переработки уступа террасы. В первом случае вес “скелета” уплотненных песков составил 1.63 г/см³, для рыхлых песков этот показатель – 1.54 г/см³. Поэтому для расчета была принята средняя величина выноса песков 11 м³/год. Общий объем вынесенного на поверхность московской террасы грунта составил в метровой полосе по створу (на рис. 3) около 111 000 м³, в том числе лёссы – 26 164 м³, песчаные фракции, согласно расчету, – 84 836 м³. На основании этих данных продолжительность переработки уступа московской террасы русловыми и эоловыми процессами определена в 10 тыс. лет.

Как видим, этот показатель близок величине, рассчитанной ранее, и, следовательно, мы можем полагать, что использованные исходные данные (ширина зоны переработки московской террасы, в первом случае, и средний годовой вынос ветром грунта – во втором) близки к истине.

В заключение рассмотрим вопрос о причине прекращения дефляции на склоне. Ответ вытекает уже из приведенных выше особенностей дефляции и основывается на результатах наблюдений за современными эоловыми процессами [3, 5]: развеевание было остановлено зарастанием склона, связанным с прекращением его подмыва. Для валдайского времени, когда образовались основные массы песков и лёссов, это было прекращение подмыва склона московской, а также неогеновой террас, что вызывалось наращиванием высоты II н.п. террасы за счет отложения пойменной фации аллювия на ее поверхности, а также, видимо, общим снижением уровня р. Волги, в т.ч. паводкового, показателем чего является увеличение глубинного вреза русла реки от отметок 14–15 м в валдае до 8–10 м в голоцене. Следовательно, время прекращения дефляции на склоне сопоставимо со временем окончания формирования II н.п. террасы.

Для приблизительного определения времени прекращения дефляции в валдае воспользуемся имеющимися датировками абсолютного возраста отложений II н.п. террасы в с. Приволжье (ниже г. Самары) [25], который для образца с глубины 6 м составил 14 030 ± 250 л. н. Видимо, необходимо также учесть время приращения высоты террасы за счет отложения пойменной фации аллювия на эти 6 м, т.е. завершение формирования террасы было значительно позднее. Если исходить из скорости накопления пойменной фации современного аллювия Волги у г. Камышина – 4 мм/год [26], то формирование II н.п. террасы и рост мощности лёссов на московской террасе прекратились 12–13 тыс. л. н.

По аналогии со сказанным, завершение формирования орстановой эоловой пачки в голоцене, как на высоких террасах, так и на низкой II н.п. террасе, произошло в результате образования примыкавшей к ним поймы. Но пойма примыкает к склону II н.п. террасы не повсюду, и там, где русло реки подмывает эту сложенную песками террасу, современные эоловые процессы развиты в прибрежной части русла (эоловые пески в бывшем, ныне затопленном г. Ставрополе на Волге, в с. Задельное, в ни-

жнем бьефе реки). В этом случае локальные молодые массивы эоловых песков смыкаются с ортзандовыми песками голоцена.

Дефляция на подмываемых левобережных склонах долины Волги обусловлена совокупностью природных факторов. И это позволяет предполагать, что процессы дефляции имели в прошлом, в валдайскую ледниковую эпоху, широкое региональное распространение благодаря сходству основных факторов, побуждающих их: сильных южных зимних ветров, геологического строения и морфологии долин и их развееваемых склонов, сложенных пологодно-ледниковыми песками, и, наконец, низкой зимней температуры воздуха и повышенной амплитуды ее суточного хода на склонах южной экспозиции, определивших морозное выветривание зерен песка и образование лёссовой пыли при дроблении песчинок в ветровом потоке, что и обусловило накопление лёссов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Москвитин А.И. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении // Тр. ГИНа. 1958. Вып. 12. 211 с.
2. Грищенко М.Н. К вопросу о происхождении рельефа песчаных отложений речных террас. Воронеж: Изд-во Воронеж. ун-та, 1959. Т. 50. С. 77–84.
3. Коржуев С.С. Речные дюны и условия их образования. На примере дюн долины Лены // Происхождение песчаного рельефа и лёсса. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. LXXX. С. 3–29.
4. Гаель А.Г., Смирнова Л.Ф. “Извечно” развеваемые пески в донских степях // Геоморфология. 1978. № 1. С. 36–46.
5. Ключарев Н.И. Условия дефляции на склоне высокой террасы Волги у г. Тольятти // Геоморфология. 1997. № 3. С. 63–67.
6. Сапожникова С.А. Микроклимат и местный климат. М.-Л.: Гидрометеиздат, 1950. 242 с.
7. Горецкий Г.И. Формирование долины р. Волги в раннем и среднем антропогене. М.: Наука, 1966. 412 с.
8. Ключарев Н.И. О рельефе и строении эоловых песков на жигулевском левобережье Волги // Геоморфология. 1975. № 3. С. 59–65.
9. Синицын В.М. Введение в палеоклиматологию. Л.: Недра, 1980. 248 с.
10. Обедиентова Г.В. Современные тектонические движения и геоморфология левобережной прижигулевской части долины Волги. М.: Изд-во АН СССР, 1953. Т. LVIII. Вып. 58. С. 70–89.
11. Македонов А.В. Современные конкреции в осадках и почвах и закономерности их географического распространения // Бюл. МОИП. 1966. Т. XIX. 284 с.
12. Колобов Н.В. Климат Среднего Поволжья. Казань: Изд-во КазГУ, 1968. 252 с.
13. Ключарев Н.И. Образование лёссовой пыли при дефляции на склоне // Геоморфология. 2000. № 2. С. 58–67.
14. Лапердин В.К., Тржинский Ю.В. Экзогенные геологические процессы и сели Восточного Саяна. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. 104 с.
15. Черняховский А.Г. Климатическая зональность элювиального процесса // Процессы континентального литогенеза. М.: Наука, 1980. Вып. 350. С. 28–59.
16. Минервин А.В. Моделирование условий формирования крупнопылевых частиц лёссовых пород // Инженерная геология. 1980. № 1. С. 51–60.
17. Кригер Н.И. Лёсс. Формирование просадочных свойств. М.: Наука, 1986. 132 с.
18. Хромов С.П., Мамонтова Л.И. Метеорологический словарь. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 568 с.
19. Кригер Н.И. Лёсс, его свойства и связь с географической средой. М.: Наука, 1965. 296 с.
20. Ключарев Н.И. Сопоставление покровных отложений жигулевского левобережья Волги с современными эоловыми осадками // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1973. С. 77–83.
21. Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. Атлас-монография / И.П. Герасимов, А.А. Величко. М.: Наука, 1982. 156 с. 15 карт.
22. Бронгулеев В.Вад., Тимофеев Д.А., Чичагов В.П. Геоморфологические режимы // Геоморфология. 2000. № 4. С. 3–10.
23. Ключарев Н.И. К вопросу об однородности гранулометрического состава лёссовых отложений // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1979. № 2. С. 94–100.
24. Чалов Р.С. Геоморфологические проявления горизонтальных русловых деформаций на реках // Геоморфология. 1994. № 1. С. 31–40.

25. *Васильев Ю.М.* Новые данные о возрасте второй надпойменной террасы Волги // Бюл. ком. по изуч. четвертич. периода. № 34. 1967. С. 97–107.
26. *Нуждин В.Л.* Об интенсивности аккумуляции пойменного аллювия // Геоморфология. 1994. № 1. С. 96–99.

Волгаэнергопроект, Самара

Поступила в редакцию
12.10.2001

EOLIAN LANDFORMS ON THE TERRACES – THE EFFECT OF DEFLATION OF THEIR SLOPES

N. I. KLYUCHAREV

S u m m a r y

Winter upwind slopes of the river terraces were subjected to deflation and served as the source of the sand accumulation on the surface of the terrace. The sand grains were weakened due to frost weathering which took place there; they were crushed then in the intensive wind stream over the slope and disintegrated to loess particles, which were accumulated beyond the sand massive. The process has cyclic character and needed annual flood undercutting that forbade the overgrowing of the slope. On the long-term scale this process represented the geomorphological regime of slope denudation under the wind action.

УДК 551.435.164(571.63)

© 2003 г. А.М. КОРОТКИЙ

ВОДОСБОРНЫЕ ВОРОНКИ (ЦИРКИ) СИХОТЭ-АЛИНЯ И ЧЕРНОГОРЬЯ (ПРИМОРСКИЙ КРАЙ)

При проведении геоморфологических исследований и составлении карт четвертичных отложений Приморья вновь появилась необходимость обратить внимание на рельеф вершинного пояса гор (особенно на водосборные воронки) и сопряженные с ним отложения. Причин этому несколько. Во-первых, возродились представления о ледниковом происхождении водосборных воронок в верховьях рек Южного Приморья. Во-вторых, некоторые исследователи стали рассматривать эти отрицательные формы рельефа как сейсмогенные структуры. В-третьих, составление в рамках Государственной программы (ГДП-200) карт четвертичных отложений показало, что на некоторых территориях площадь водосборных воронок достигает не менее 10–15% от общей площади бассейна. Это потребовало выделить в качестве самостоятельного элемента съемки отложения водосборных воронок, что нашло отражение на геологических картах четвертичных отложений (м-б 1 : 200000) и прилагаемых к ним геоморфологических схемах (м-б 1 : 500000). Именно проведение этих работ позволило более детально рассмотреть строение водосборных воронок и сопряженных с ними рыхлых отложений.

Общая характеристика водосборных воронок (цирков)

Происхождение водосборных воронок – характерных форм рельефа речных бассейнов горных и равнинных территорий – на первом этапе их изучения во внеледниковых областях объяснялось преимущественно действием снежников [1, 2 и др.]. Между тем в зонах отсутствия эрозии, по справедливому предположению Б.Ф. Косова [3], их возникновение можно объяснять особенностями процессов денудации. В этом случае они должны рассматриваться как формы геоморфологической, а не