

АНАЛИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КУРШСКОЙ КОСЫ (БАЛТИЙСКОЕ МОРЕ) В ЦЕЛЯХ УТОЧНЕНИЯ ИСТОРИИ ЕЕ РАЗВИТИЯ¹

© 2007 г. Е. Н. Бадюкова, Л. А. Жиндарев, С. А. Лукьянова, Г. Д. Соловьева

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет

Поступила в редакцию 16.11.2005г., после доработки 05.07.2006 г.

На основе геологических и геоморфологических материалов анализируется происхождение и история развития Куршской косы Балтийского моря. Приводятся доказательства коррелятивной связи этапов формирования косы с голоценовыми колебаниями уровня моря. Возникший единый барьер объединил выступы моренного основания и морские аккумулятивные формы. Дальнейшая модификация барьера происходила под действием волновых литодинамических и эоловых процессов.

Анализ и обобщение опубликованных и фондовых материалов по геолого-геоморфологическому строению Куршской косы и одноименного залива, а также натурные наблюдения последних лет позволили авторам вернуться к вопросу о голоценовой истории этого района. В известных публикациях интерпретация геологических материалов и их стратиграфическая привязка были проведены с учетом новых данных палинологических и диатомовых анализов, определения видов ископаемых раковин, а также их изотопного состава, датирования по $C = 14$ и методом OSL (оптически стимулированная люминесценция) [11, 12, 13]. Многие имеющиеся скважины, вскрывают песчаный материал, который не содержит пыльцы, диатомовых, моллюсков или остатков органического материала, что не позволяет их стратифицировать традиционными методами. Поэтому метод OSL находит все большее применение при изучении осадков, слагающих Куршскую косу и прилегающие районы. Однако до настоящего времени имеются определенные трудности в корреляции возраста осадков с данными датирования по $C = 14$ и палеоботаническими данными.

Вполне очевидно, что формирование такой крупной аккумулятивной формы, как Куршская коса, находится в прямой зависимости от изменений уровня бассейна, в прибрежной зоне которого она образована. Однако, отсутствие единой стратиграфической схемы на регион юго-восточной Балтики создает значительные сложности в построении кривых колебаний уровня моря. В зависимости от целей и детальности изучения соответствующих отложений их исследователями выделяется большее или меньшее количество голоценовых осцилляций уровня моря разных масштабов и времени (таблица). Большинство авторов сходятся во мнении о многократности колебаний уровня Балтики в ходе голоценовой, т.н. литориновой трансгрессии, ко-

личество фаз которой остается дискуссионным. Так, для юго-восточной части моря выделяют четыре литориновых и четыре постлиториновых подъема уровня [9, 15, 17]. Иногда при рассмотрении литориновой истории развития района ограничиваются тремя [7, 13, 14] или даже двумя [5] трансгрессивными фазами.

Определенные сложности в корреляцию кривых колебаний уровня восточной Балтики вносят гляциоизостатические движения, характерные для относительно более северных участков побережья и обеспечивающие перекося голоценовых береговых линий этого региона [14]. В последние годы гипсометрические различия в положении разновозрастных береговых линий между северными и южными районами Литвы объясняются блоковыми неотектоническими движениями земной коры [13].

Тектонически стабильные или тектонически однородные участки побережий характеризуются относительно выдержанными по высоте свидетельствами колебаний уровня моря. Так, кривые колебаний уровня моря по стабильному или слабо поднимающемуся Лебскому отрезку Польского побережья показывают серию регулярных осцилляций с амплитудой, не превышающей 1 м [15]. Аналогичная ситуация наблюдается и западнее, на побережье Польши, Германии и Дании [17, 19, 20]. В конце голоцена амплитуда колебаний уровня моря здесь не превышала 0.5 м.

Время начала литориновой трансгрессии по данным различных авторов (таблица) в целом совпадает и приходится на первую половину атлантики, около 8000 лет назад. Береговая линия того времени располагалась, по мнению разных авторов, на глубине от $-20 = 25$ м до -40 м. Анализ геологических материалов (рис. 1, 2а–2в) показывает присутствие наиболее древних литориновых осадков в разрезах голоценовых отложений не только



Рис. 1. Карта района исследований с геологическими скважинами.

на косе, но и на восточном берегу Куршского залива (скважины 51, 52, 10, 328, 92), что говорит о значительном проникновении моря в глубь суши на этом участке побережья. Гипсометрические отметки последнего в то время были значительно ниже, так как на прилегающей дельтовой равнине Немана еще не накопились последующие отложения.

Продвижение береговой линии первой стадии литориновой трансгрессии (L I) в глубь суши отмечается и в дельте Вислы, где она фиксируется почти на 10 км южнее современной. По мнению некоторых польских исследователей [18], прибрежная равнина располагалась тогда на отметках -10 м и морские воды в это время проникали в район озера Дружно. Аналогичная картина наблюдается на участке Лебской пересыпи, где, по данным тщательного изучения геологических материалов, берег первой фазы литориновой трансгрессии находился на 1–3 км южнее современного. При этом на всем польском побережье береговая линия этого возраста располагается ниже

современного уровня моря и фиксируется лишь по кровле соответствующих отложений, вскрытой бурением на отметках от -7 до -2 м [15].

На литовском побережье, исключая его северную часть, береговые линии первой стадии литориновой трансгрессии, не превышающие отметки $-2 = -4$ м, также трудно геоморфологически выделить, так как они либо уничтожены при последующих подъемах уровня моря, либо захоронены под более молодыми морскими отложениями [13]. По данным этих авторов, подъем уровня моря в максимум первой фазы литориновой трансгрессии не превышал современный, хотя на севере литовского побережья в силу вышеуказанных причин отложения ее фиксируются на высоте 6–8 м. В центральной части этого побережья кровля литориновых отложений первой стадии трансгрессии лежит на $-4...-5$ м, а в районе Куршской косы по материалам бурения – на отметках $-10...-15$ м. Мнение о том, что уровень раннелиторинового моря не превышал современный, в разное время высказывали различные исследователи описываемого региона [3, 4, 7, 9].

Другая точка зрения [5], основанная на материалах бурения на восточном берегу Куршского залива, предполагает его превышение над современным уровнем, исходя из высокого положения (2.4 м) соответствующих отложений в скв. 37 (рис. 1, 2в). Уровень моря достигал в то время, по мнению указанных авторов, высоты 5 м (рис. 3).

Надо отметить, что на геологических картах четвертичных отложений Калининградской области литориновые осадки картируются обычно по присутствию морских и солоноватоводных диатомей. Однако факт наличия их на незначительных (1.5–2.0 м) положительных отметках, по-видимому, не является вполне убедительным свидетельством существенного превышения уровня моря над современным, т.к. морские диатомеи могли проникнуть сюда со штормовыми водами во время сильных нагонов.

Анализ геологических материалов показывает, что стратиграфически выделенные отложения, приуроченные ко времени первой стадии литориновой трансгрессии (L I), отмечаются в скважинах на участке палеовреза Немана в районе Ниды (скважины 27, 28/1, 9, 12) и в северной части Куршского залива они фиксируются под более молодыми его отложениями (скв. 5), а за его пределами – на территории современной дельты Немана под аллювиально-озерными и болотными осадками. Отметки кровли отложений L I в этих скважинах колеблются от -10 до -14 м. Их литологический состав варьирует от песчано-галечных отложений до илистых осадков и торфов.

Пестрый состав осадков указывает на разный исходный материал, а также на различные условия

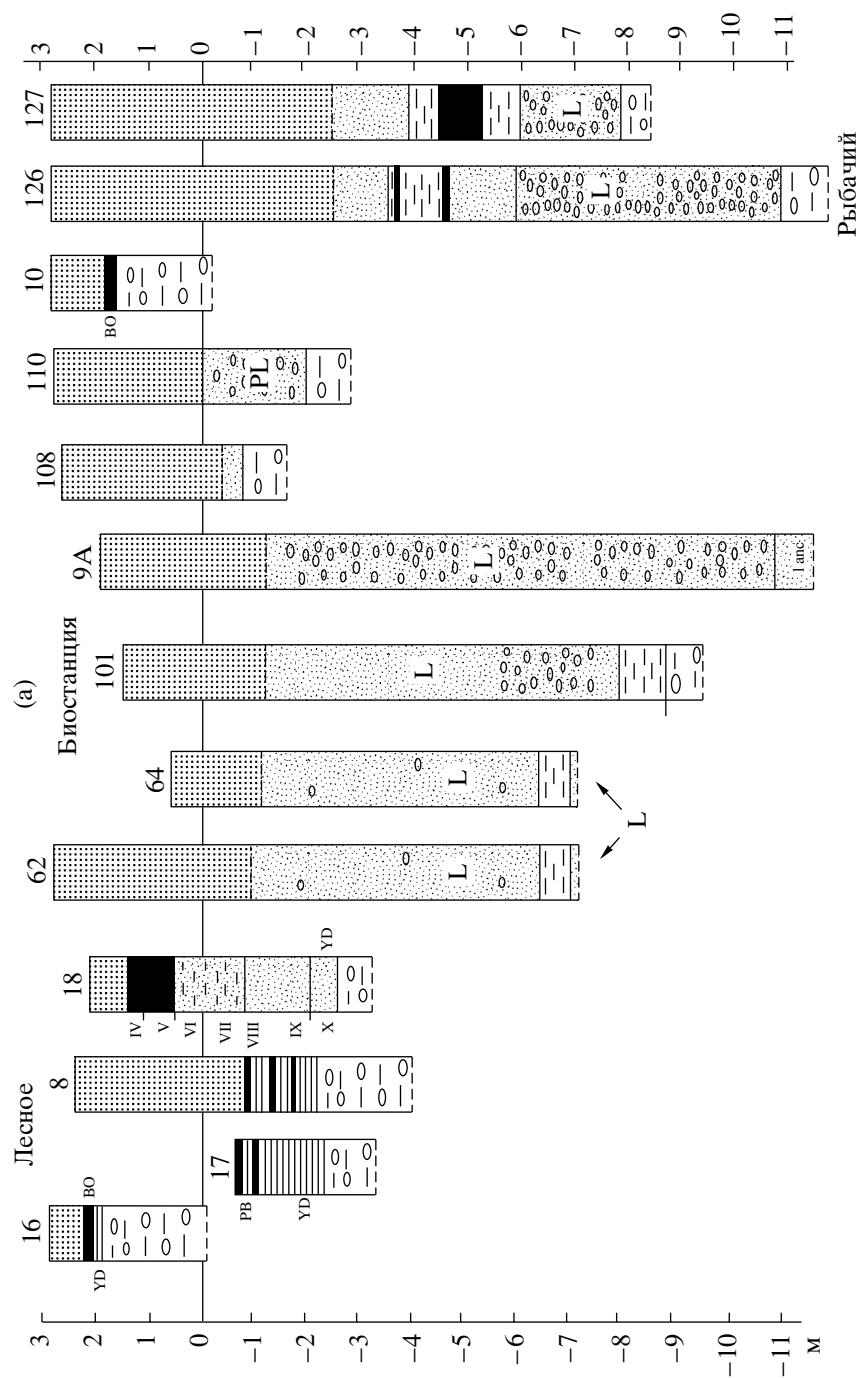


Рис. 2. Геологические скважины (номера скважин даны по первоисточнику, см. список).

(а) – в юго-западной части Куршской косы; (б) – в северо-восточной и северной части косы; (в) – на акватории Куршского залива и его материковом побережье. Литология отложений: 1 – валунный суглинок; 2 – озерная глина и алевроит доголоценового возраста; 3 – разнозернистый песок с галькой и гравием; 4 – разнозернистый песок; 5 – иллитый песок; 6 – эоловый песок; 7 – лагунный ил, гиттия; 8 – сапропель; 9 – торф.

Возраст отложений: 10 – споро = пылевые зоны Поста; 11 – аллерд = ранний дриас; 12 – пребореал; 13 – бореал; 14 – поздняя атлантика; 15 – ранний суббореал; 16 – поздний суббореал; 17 – субатлантика; 18 – постлиториновые отложения; 19 – озерные отложения анцилового возраста; 20 – отложения литоринового возраста разного генезиса.

Другие обозначения: 21 – пресноводный бассейн; 22 – солоноватоводный бассейн; 23 – солоноватоводно – морской бассейн; 24 – раковины моллюсков; 25 – датируемая археологическая стоянка; 26 – номер скважины; 27 – датировки OSL (оптически стимулированная люминесценция); 28 – датировки по C-14.

Список скважин на косе: 1, 2, 4, 9, 10, 11, 12, 13, 16, 17, 18 – Кабайлене М.В., 1967 [7]; 8, 9А, 68, 102, 103 – Геолфонды;

62, 64, 101, 108, 110, 126, 127, 161, 163 – ПНИИС (профили); 27, 28/1, 29, 165 – Битнас А. et. al., 2001 [11]; Битнас А., 2004 [13];

Скважины в заливе и на его берегу: 5 – Кабайлене М.В., 1967 [7]; 3, 51, 52, 19, 25, 26 – Битнас А. et. al. 2002 [12]; Битнас А., 2004 [13];

30, 31, 32 – Гуделис В., 1959 [2]; 9к, 10к – Кункас Р., 1970 [9]; 10 А, 328 – Геолфонды; 92, 37 – Жиндарев Л.А. и др., 1979 [5].

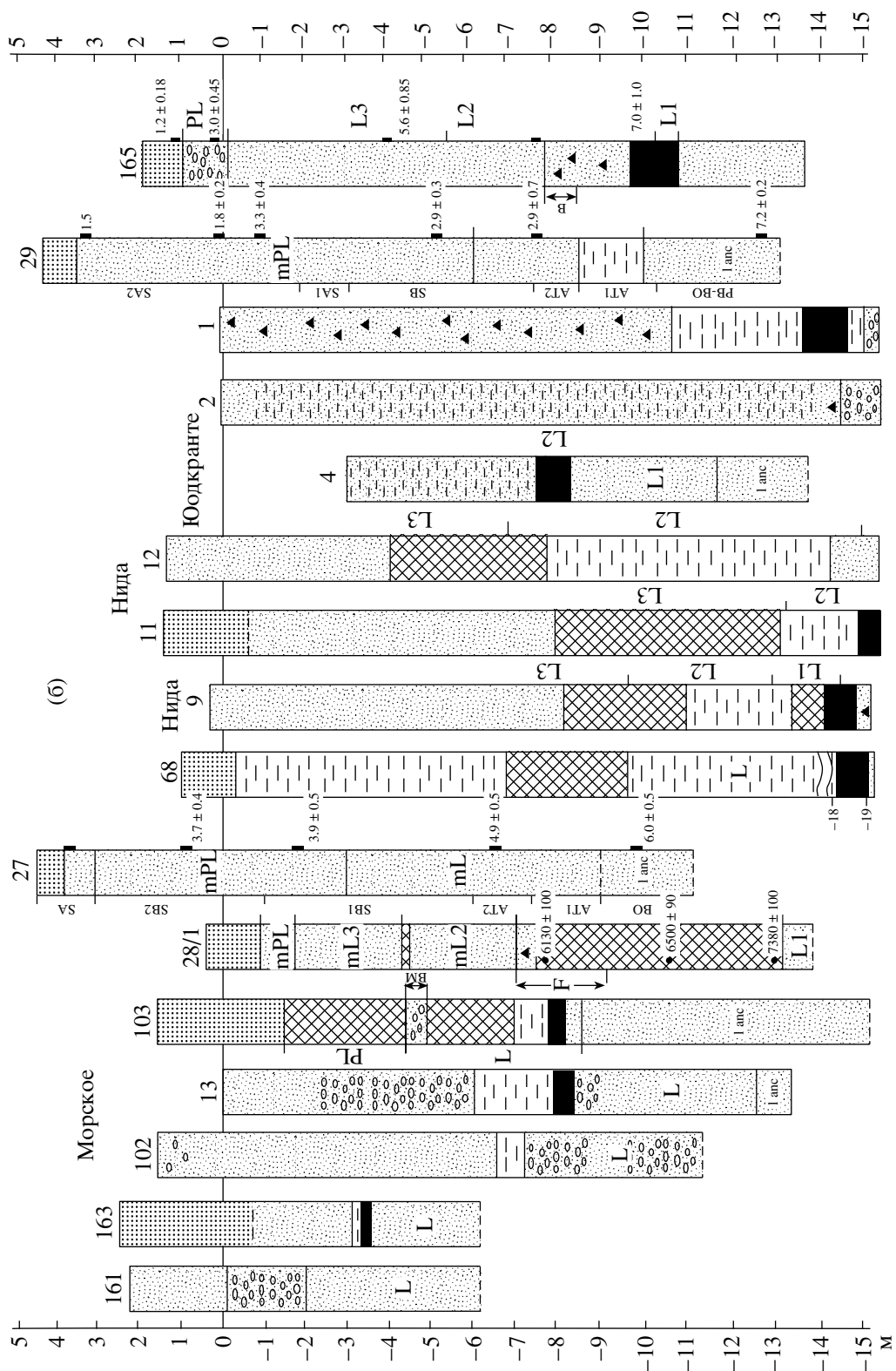


Fig. 2. Contd.

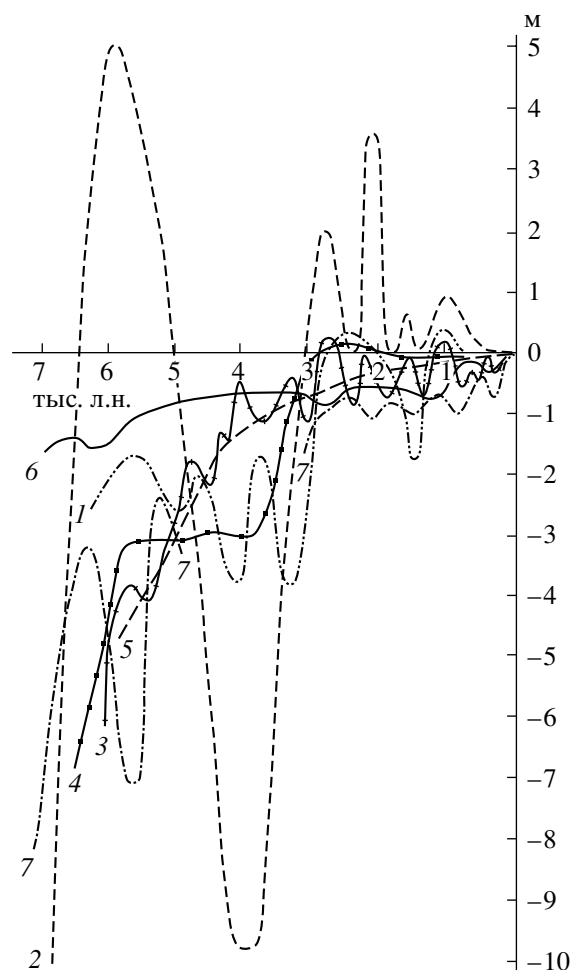


Рис. 3. Графики колебаний уровня Балтийского моря в голоцене по данным различных авторов. 1 – Кунскас, 1970 [9]; 2 – Жиндарев и др., 1979 [5]; 3 – Morner, 1976 [19]; 4 – Mojski, 1988 [18]; 5 – Uscinowicz et al., 2003 [22]; 6 – Lamper et al., 2004 [17]; 7 – Kaszubowski, 1992 [15].

его накопления, как в замкнутых и полужамкнутых водоемах, так и в условиях открытых заливов. По-видимому, и береговые процессы в начале литориновой трансгрессии на описываемом участке отличались значительным разнообразием в зависимости от характера побережья и скорости преобразования его трансгрессирующим морем.

К началу литориновой трансгрессии данная территория представляла собой равнинную сушу, расчлененную многочисленными мелкими реками и дельтовыми протоками Немана. Рельеф равнины был осложнен невысокими возвышенностями, сложенными плейстоценовыми моренными и флювиогляциальными отложениями, сохранившимися от размыва во время существования анцилового озера, осадки которого вскрываются во многих скважинах под литориновыми толщами (скважины 9А, 13, 27, 4, 29, 92, 37, 32). Примерами сохранившихся остан-

цов прибрежной равнины на Куршской косе являются ее прикорневой участок вплоть до пос. Лесное и выступы моренного плато в пос. Рыбачий.

Расположенные между останцами заливы явились ареной аккумуляции различных видов осадков (песков, илов, сапропелей, торфов и т.д.) в зависимости от степени их изолированности и обводненности. Скорее всего, эти заливы-эстуарии наследовали приустьевые участки водотоков, по которым глубоко в сушу проникали морские воды. Такой характер их ингрессии объясняет, по-видимому, присутствие солоноватоводных и морских диатомей наряду с пресноводными в литориновых отложениях, отличающихся значительной пестротой литологического состава.

Одновременно с активным накоплением наносов в заливах и их заполнением, происходила абразия моренных выступов и нивелировка рельефа. Доказано, что подъем уровня моря во время первой литориновой трансгрессии на территории южной Прибалтики был быстрым [20], достигая скорости 65 мм/год, и сопровождался на начальных этапах активным развитием болот [18] на прибрежной дельтовой равнине р. Висла. Вероятно, аналогичный сценарий развития прибрежной зоны характерен и для района Куршской косы и одноименного залива. Так, Кунскас [9, с. 407] считает, что здесь начало литориновой трансгрессии ознаменовалось “для широких площадей дельты почти повсеместным болотообразованием”.

Время второй литориновой трансгрессии (L II) определяется разными авторами с большим разбросом датировок (от 4500–5000 л.н. до 7590 ± 100 л.н.), что связано, по-видимому, с тем, какой из многочисленных пиков подъема уровня этой фазы трансгрессии рассматривается как основной. Мнения по поводу отметки уровня моря во время этой фазы трансгрессии также не однозначны. Значительная часть исследователей склонна считать, что он превышал уровень первой стадии литоринового моря, но не достигал современного. Однако существует и другой взгляд, предполагающий меньшую величину подъема уровня второй стадии литоринового моря по сравнению с первой [5], при этом уровень моря обеих фаз трансгрессии превосходил современный (рис. 3).

Береговая линия, так же как и во время ранней литорины, была продвинута в глубь суши: на территории Польши вплоть до озера Дружно, а на побережье Литвы береговые линии этого возраста отмечаются у пос. Кинтай (рис. 1). По мнению Гуделиса [2], а также Битинаса и др. [14], вторая литориновая трансгрессия сформировала поднятую к настоящему времени узкую песчано-гравийную прибрежную террасу, протягивающуюся фрагментарно вдоль полуострова Вянтес-рагас (скважины 26, 19). Расположение береговой линии второй стадии литориновой трансгрессии восточнее

Стратиграфическая схема развития юго-западной и южной Балтики

Кабайлене, 1967 [7]		Bitinas et al., 2004 [13]		Кунскас, 1970 [9]				Гуделис, 1979 [14]		Starkel, 1977 [21]		Mojski, 1988 [18]	Kliewe, Janke, 1982 [16]	Muller, 2004 [20]		
стадии развития Балтики	зоны поста	стадии развития Балтики	возраст	возраст	климато-стратиграф. схема	зоны поста	стадии	возраст	стадии	возраст	климато-стратиграф. схема	стадии развития Балтики	стадии развития Балтики			
L III	IV	PL max	3600–3400	0	SA	I	B 2	0	PL	500	SA3	L IV	L IV	Mya		
				1000		II	B 1	1000		SA2						
				2000	SB	III	L M	2000		2000	SA1				2500	L III
				3000				3000		3000	3200				L II	
L II	V	L III max	5300–4000	5000	A	IV a	L IV	5000	L IV	4200	L II max	L I	L I			
				6000		IV b	L III	6000		6000						
				7000	V	L II	7000	7700		L I				Mastogloria sea	Anc. lake	
				8000	B	VI	L I	8400		AT1				Anc. lake		
L I	VI			9000		VII								Anc. lake		

современного берега залива хорошо иллюстрируется материалами бурения голоценовых отложений восточного побережья Куршского залива и дельты Немана (скважины 3, 51, 52). Береговая линия этого возраста в центральной части дельты Немана расположена более чем в десяти километрах в глубь суши [12]. Трансгрессия проявилась в этом регионе около 6000 лет назад, так как, судя по имеющимся данным (скв. 25), здесь уже тогда существовал пресноводный бассейн с влиянием соленоватых вод. Это значит, что прибрежная акватория была отделена от моря барьером и морские воды проникали в ее пределы лишь через проливы во время штормовых нагонов.

К сожалению, во многих скважинах, пробуренных в теле Куршской косы, морские литориновые отложения не подразделяются на различные этапы литориновой истории Балтики. Однако в них (скважины 101, 9А, 102, 103, 126, 127), вероятно, вскрываются отложения именно второй стадии литориновой трансгрессии (L II), так как подошва рассматриваемых отложений лежит на тех же отметках (около – 10–15 м), что и кровля L I в стратиграфически более изученных скважинах (скважины 28/1, 9, 11).

В тех скважинах, где стратиграфическое подразделение проведено (28/1, 9, 11, 12, 165), кровля отложений L II залегает на отметках от –3 до –12,5 м. При этом относительно низкое положение рассматриваемых отложений в более южных районах косы (скважины 9, 11, 12), вероятно, может объясняться последующим опусканием этой территории. Наиболее высокие абсолютные отметки кровли фиксируются на северо-восточном берегу Куршского залива. Здесь они залегают под торфяными залежами на –3 м (скв. 3).

Примерно на этих же отметках лежит кровля L II в дельте Немана (скважины 51, 52) и на прилегающей территории (скв. 92). Согласно [5] во время L II уровень моря достигал отметок $2 = 3$ м (рис. 3). Однако осадки этой фазы, представленные слоем песчано-гравийных отложений, располагаются на отметках от –3,5 до –5 м (рис. 2в, скв. 92). В сторону суши эти отложения постепенно выклиниваются и уже в скв. 37 не прослеживаются.

После L II происходит регрессия, ее начало соответствует, по мнению Кабайлене [7], IV пылевой зоне, т.е. началу суббореала. Нижний уровень регрессии установить сложно, однако, судя по положению подошвы торфа, который начал формироваться после отступления моря, уровень последнего был по крайней мере, ниже, чем –5 м (скважины 126, 127, 51, 52).

Третий пик литориновой трансгрессии (L III) при несущественном временном разбросе датировок различных исследователей приходится на конец атлантического периода = начало суббореала, 5300–4000 л.н. (таблица). Уровень моря в этот

период по разным данным (рис. 3) вновь не превышал современный, но был близок к нему, располагаясь на отметках $-1 = -3$ м.

Обобщение бурового и полевого материала показало, что в долиториновое время к южному, наиболее низменному участку косы была приурочена устьевая область долины р. Дейма, которая впадала в море северо-западнее современной береговой линии. Подъем уровня моря привел, по-видимому, к подтоплению залесенной прибрежной суши и образованию лагун за возникшими при этом трансгрессивными барами. Лагунные илы и пни деревьев и сейчас обнажаются на дне моря между г. Зеленоградск и пос. Лесное [10].

Анализ отложений, вскрытых скважинами непосредственно в юго-западном углу Куршского залива (9К, 10К, 32), показывает непрерывное накопление торфов и сапропелей на протяжении литоринового и постлиторинового времени. Эти осадки залегают на ледниковых, флювиогляциальных и озерных анциловых отложениях. Морские голоценовые осадки на данном участке косы отсутствуют.

Результаты полевых исследований показали, что на протяжении нескольких километров здесь в морском береговом уступе вскрывается толща субгоризонтальных осадков, представленных чередованием разнозернистого песка, алеврита и торфа, залегающих на моренных отложениях. Тот же комплекс пород составляет всю прикорневую часть косы вплоть до пос. Лесное (скважины 16, 17, 18, 8). Их возраст на основе спорово-пыльцевых исследований датируется как поздне- и послеледниковый [7]. Возраст торфа из нижней части обнажения определен по C-14 в Лаборатории Новейших отложений МГУ и составил 10050 ± 170 лет назад (МГУ-1245).

Таким образом, южная часть косы вплоть до пос. Лесное не является, по сути, морской аккумулятивной формой, тем более косой, а представляет собой узкий выступ равнины, сложенной мореными и флювиогляциальными осадками, который в результате интенсивной абразии как с морской, так и с заливной стороны приобрел к настоящему времени облик узкой прикорневой части косы.

Далее на северо-восток от пос. Лесное моренные отложения погружаются и появляются вновь на поверхности лишь у пос. Рыбачий, формируя платообразный выступ. Почти на 15-ти километровом протяжении косы, прилегающем к Биостанции, моренные отложения достигаются лишь одной из характеризующих этот участок скважин (скв. 101) на отметке –9 м. Другие скважины (скважины 62, 64, 9А) не достигли кровли морены, несмотря на сравнительно большую глубину, например, скв. 9А – до 11 м. Все перечисленные скважины вскрывают толщу прибрежно-морских литориновых отложений мощностью от 5 м на юге рассматриваемого отрезка

косы до 9 м на севере, состоящую из разнозернистых песков с гравием и галькой. Условия формирования этого комплекса осадков соответствовали, вероятно, условиям обширного открытого морского залива, возникшего между двумя крупными выступами морены. По-видимому, к нему были приурочены устья ряда рек района, в частности Нямунинасы и Деймы, т.к. их бывшие приустьевые долины, расположенные ранее юго-западнее, были к этому времени заполнены толщей торфа и сапропеля (скважины 9К, 10К, 32). По данным Гуделиса [4], мощность торфа, сформированного на ранних этапах трансгрессии в юго-западной части Куршского залива, может достигать 11 м и более.

Характерно, что в скважинах, вскрывающих прибрежно-морские песчано-галечные отложения, ниже последних расположен четко выдержанный слой лагунных илов, позволяющий предположить существование в истории данного залива лагунной стадии, когда он был отделен от моря трансгрессивным баром. Увеличение размеров бара в ходе подъема уровня моря, продвижение его в сторону суши и возможное опрокидывание в ставшую глубокой лагуну могло приводить к перемещению морского берега на внутренний край лагуны и возникновению открытого морского залива. Неоднократные, близкие по масштабу и высоте осцилляции уровня моря в процессе литориновых трансгрессий привели к унаследованному процессу трансгрессивного барообразования на одних и тех же участках, что послужило ядром формирования некоторых участков Куршской косы.

Следующий к северо-востоку от описанного залива моренный выступ у пос. Рыбачий прослеживается, по данным бурения, уже в районе дюны Матросова. На траверзе ее, за приморским дюнным валом, моренные отложения залегают под песками на отметке -0.6 м (рис. 2а, скв. 108), а у пос. Рыбачий образуют моренное плато. В результате интенсивного размыва валунного суглинка по периферии этого моренного выступа острова в прибрежной зоне накопилась мощная толща (до 10 м в скв. 9А) галечных отложений.

По характеру отложений, вскрытых скважинами на данном участке, видна неоднократная смена типа берега (рис. 2а, скважины 126, 127). На галечных отложениях залегают слой песчаных осадков, формирующих, по-видимому, регрессивную террасу. Затем, при последующей трансгрессии на побережье сначала образовалось болото, где шло накопление торфа. По мере продолжающегося подъема уровня моря и подтопления прибрежной территории, болото превратилось в лагуну, где отлагались лагунные илы. На заключительном этапе лагунные отложения были перекрыты морскими песчаными отложениями трансгрессивного бара, которые, в свою очередь, вверх по разрезу сменились эоловыми песками. Таким образом, выявлен-

ная периодичность формирования береговой зоны на отдельном участке очень важна для понимания истории развития всей Куршской косы.

За третьей стадией литориновой трансгрессии последовало еще несколько колебаний (по крайней мере, три) уровня моря, объединенные понятием постлиториновая или лимниевая трансгрессия. Ее высокие фазы датируются следующим образом: первая – 3600–3400 л.н., вторая – 2500–2200 л.н., третья – около 1000 л.н. [9, 13, 18, 19]. Одна из них (по-видимому, последняя) ознаменовалась незначительным превышением (на 0.5 м) уровня моря над современным (рис. 3). Свидетельством этого повышения являются фрагменты террас, сохранившиеся местами вдоль заливного берега Куршской косы, а также южного берега Куршского залива. Террасы выражены в виде древнего берегового вала высотой до 1.6–2 м, заросшего травами и кустарниками, что не позволяет считать их штормовыми валами. Кроме того, волновая активность в закрытом заливе недостаточна для формирования столь высоких прибрежных форм.

Таким образом, судя по геолого-геоморфологической ситуации в районе Куршской косы и залива, можно утверждать, что его северная часть большую часть литоринового времени была открытой морской акваторией, в то время как другая часть залива к югу от моренной гряды, пересекающей современный залив от мыса Вянтес-рагас к пос. Рыбачий, была прибрежной сушей, периодически подтапливаемой или затапливаемой морскими водами в моменты подъема уровня Балтики. Море ингрессировало в долины рек и понижения рельефа между моренными выступами и останцами, образуя глубоко вдающиеся в сушу заливы-эстуарии. В процессе трансгрессивно-регрессивной эволюции береговой зоны произошло выравнивание береговой линии за счет абразии моренных мысов и аккумуляции между ними. Последняя выразилась как в заполнении заливов наносами, так и в образовании аккумулятивных форм типа трансгрессивных баров, перегораживающих входы в заливы. Результатом совместного действия этих процессов явилось формирование единой барьерной формы, включающей и моренные останцы, и связывающие их аккумулятивные бары. Одновременно происходило подтопление морскими и речными водами дельтовой равнины и формирование в дальнейшем на ее поверхности Куршского залива.

Геологические особенности Куршской косы показывают, что начало образования этой крупнейшей аккумулятивной формы юго-восточной Балтики, так же, как и Вислинской косы [1] связано с началом проникновения литоринового моря на дельтовые равнины Немана и других более мелких рек района, осложненных моренными останцами. Как уже говорилось, трансгрессия непосредственно в дельте Немана проявилась око-

ло 6000 л.н. и уже тогда прибрежная акватория была отделена от моря барьером.

Надо отметить, что на Куршской косе выявлено большое количество археологических стоянок [6, 8], несмотря на то, что значительная часть памятников была уничтожена впоследствии эоловыми процессами и перекрыта дюнными песками. Значительная часть находок приурочена к третьему тысячелетию до новой эры. Согласно радиоуглеродным датировкам возраст некоторых поселений 4630 ± 120 лет и 4620 ± 110 лет [13]. Итак, благодаря сохранившимся свидетельствам жизни людей, можно говорить о существовании к тому времени пригодных для поселений прибрежных территорий, которые были разделены неширокими проливами.

Таким образом, современный облик Куршской косы определили несколько основных факторов. Первая и доминирующая роль принадлежит колебаниям уровня моря, которые не только влияли на характер береговых процессов, как на морском, так и на заливном берегах косы, но и способствовали созданию самой аккумулятивной формы. Во-вторых, это широкое развитие эоловых процессов, влияющих на рельеф, как прибрежной зоны, так и всей Куршской косы и тесно связанных, в свою очередь, с колебаниями уровня моря. И, наконец, это литодинамические процессы в береговой зоне, способствующие вдольбереговому и поперечному перемещению наносов и выравниванию морской береговой линии.

В заключение надо отметить, что расширение косы не происходило в сторону залива, как это принято считать. Наоборот, анализ современного рельефа Куршской косы позволяет выявить фрагменты древней береговой линии, расположенной значительно юго-восточнее современной береговой линии. Она сопровождается крупными эоловыми формами и в настоящее время выражена вдоль лагунного берега косы в виде сохранившейся от интенсивного размыва водами залива серии отдельных древних дюнных массивов, формирующих выступы (например, мыс Гробшто).

Следовательно, дальнейшее увеличение площади косы происходило в основном, на северо-запад во время падений уровня моря, так как с морской стороны, благодаря большому количеству песчаного материала в береговой зоне, формировались широкие регрессивные террасы. В настоящее время они представляют собой слабовсхолмленные поверхности, т.н. пальве. Со стороны залива увеличение площади косы при падении уровня моря осуществлялось больше за счет пассивного осушения, а также образования нешироких регрессивных террас.

Последующее повышение уровня моря привело к отступанию береговой линии с морской стороны косы и продвижению дюнного вала в глубь

суши. Одновременно происходило подтопление грунтовыми водами поверхности пальве, расположенной непосредственно за дюнным валом. В Куршском заливе подъем уровня моря, из-за нехватки песчаного материала на подводном береговом склоне, способствовал резкой активизации абразионных процессов, результатом чего явилось отступление заливных берегов почти на всем протяжении Куршской косы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-664428).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бадюкова Е.Н., Варущенко А.Н., Соловьева Г.Д. История развития Вислинской косы в голоцене // *Океанология*. 1996. Т. 36. № 5. С. 769–773.
2. Гуделис В. Геологические и физико-географические условия залива Куршю-Марес и территории, окаймляющей залив. Куршю-Марес. Вильнюс: Изд-во АН ЛитССР, 1959. С. 7–41.
3. Гуделис В. Общие черты развития морских берегов восточной Прибалтики в поздние и послеледниковое время // *Тр. Института геологии АН ЭССР*. 1961. Т. VIII. С. 89–94.
4. Гуделис В. Взаимодействие природы и общества на примере приморского ландшафта Куршской косы с ретроспективной точки зрения // *Географический прогноз. Теория, методы, региональный аспект*. М.: Наука, 1986. С. 51–55.
5. Жиндарев Л.А., Морозова Л.Н. К вопросу о характере литориновой трансгрессии в пределах юго-восточной Балтики // *Исследования динамики рельефа морских побережий*. М.: Наука, 1979. С. 105–109.
6. Жиндарев Л.А., Кулаков В.И. Уровенный режим Балтийского моря в голоцене // *Изв. РАН. Сер. географическая*. 1996. № 5. С. 55–66.
7. Кабайлене М.В. Развитие косы Куршю-Марес, дельты Немана и прибрежных болот // *Тр. Института геологии*. Вильнюс, 1967. Вып. 5. С. 181–207.
8. Кулаков В.И., Тепляков Г.Н., Пузакова Г.С. Остров Розиттен: история заселения. Калининград, 2001. 48 с.
9. Кунскас Р. По поводу развития залива Куршю-Марес, дельты реки Нямунас и прибрежных болот // *История озер*. Вильнюс: Пяргале, 1970. С. 391–411.
10. Тепляков Г.Н., Болдырев В.Л. Формирование, состояние и проблемы сохранения ландшафтов Куршской косы // *Проблемы изучения и охраны природного и культурного наследия*. М.: НИИ-Природа, 2003. С. 20–40.
11. Bitinas A., Damisyte A., Hutt G. et al. Application of the OSL dating for stratigraphic correlation of Late Weichselian and Holocene sediments in the Lithuanian Maritime Region // *Quaternary Science Reviews*. 2001. V. 20. P. 767–772.
12. Bitinas A., Damisyte A., Stancikaite M. et al. Geological development of the Nemunas River Delta and adjacent areas, West Lithuania // *Geological Quarterly*. 2002. V. 46. № 4. P. 375–389.

13. *Bitinas A., Damusyte A.* Littorina sea at the Lithuanian maritime region // Polish geological institute Special papers, 2004. V. 11. P. 37–46.
14. *Gudelis V.* The quaternary history of the Baltic // Acta Universitatis Upsaliensis Symposia Universitatis Upsaliensis Annum Quingentesimum Celebrantis. 1979. V. 1. P. 159–173.
15. *Kaszubowski L.* Middle and late Holocene transgressions of the Baltic sea on the central polish coast // J. of coastal research. 1992. V. 8. № 2. P. 301–311.
16. *Kliewe H., Janke W.* Der holozane Wasserspiegelanstieg der Ostsee im nordostlichen Küstengebiet der DDR // Petermanns geographische Mitteilungen. 1982. № 2. P. 62–74.
17. *Lamper R., Janke W.* The holocene sea level rise in the Southern Baltic as reflected in coastal peat sequences // Polish geological institute Special papers. 2004. V. 11. P. 19–30.
18. *Mojski E.* Development of the Vistula river delta and evolution of the Baltic sea, an attempt at chronological correlation // Geological Survey of Finland, Special Paper. 1988. V. 6. P. 39–51.
19. *Morner N.* Eustatic changes during the last 8000 years in view of radiocarbon calibration and new information from the Kattegatt region and other northwestern European coastal areas // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 1976. V. 19. № 1. P. 63–85.
20. *Muller A.* Late and postglacial sea-level change and paleoenvironments in the Oder estuary, Southern Baltic sea // Quaternary research. 2004. V. 55. № 1. P. 86–96.
21. *Starkel L.* Paleogeografia holocenu (The Holocene Paleogeography). Punstwowo Wydawnictwo naukowe. Warszawa, 1977. 362 p.
22. *Uscinowicz S., Miotk-Szpiganowicz G.* Holocene shoreline migrations in the Puck lagoon (southern Baltic sea) based on the Rzućewo Headland case study // Landform analysis. 2003. V. 4. P. 83–97.

Analysis of the Geological Structure of Curonian Spit (the Baltic Sea) for Clarifying its Evolution History

© 2007 г. E. N. Badyukova, L.A. Zhindarev, S.A. Lykianova, G. D. Solovieva

The origin and evolution history of Curonian Spit in the Baltic Sea are discussed on the basis of geological and geomorphological data. Evidences of the correlation of spit forming stages with the Holocene sea level oscillations are presented. The appeared unified barrier united the ledges of moraine basement and marine accumulative features. Further transformation of the barrier occurred under the influence of wave lithodynamic and eolian processes.