

ЛАНДШАФТЫ, ГЕОМОРФОЛОГИЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ НАРВСКО-ЛУЖСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Нарвско-Лужское междуречье находится и исторически всегда находилось на стыке разных ландшафтов и является контактной зоной между населением Прибалтики, Фенноскандии и Северо-Запада России. В геологическом отношении оно расположено на оконечности Восточно-Европейской плиты, на стыке с Балтийским кристаллическим щитом, граница между которыми проходит по ложбине, занятой Финским заливом и Карельскому перешейку.

Для всей территории Нарвско-Лужской низменности характерно широкое развитие ледниковых и водно-ледниковых форм рельефа, обусловивших разнообразие ландшафтов: наличие озер и крупных болотных массивов; слабое развитие долин и пойм рек. Наиболее крупная долина стока — система р. Луги, которая возникла в позднеледниковое время и продолжает по сей день оставаться активно развивающейся рекой. Русло р. Луги, первоначально впадавшей в Финский залив в районе Копорской губы через сквозную проточную долину озер Бабинского — Глубокого — Копанского, в голоцене постепенно стало в своем нижнем течении сдвигаться на запад и последовательно занимало сначала долину р. Хаболовки, потом — р. Лужицы. Положение современного русла р. Луги, впадающей в Лужскую губу, также не является окончательным, и не исключено, что в скором по геологическим меркам времени река прорвется в бассейн р. Нарвы и будет впадать в Нарвскую губу. Река Россонь, соединяющая долины обеих рек, по сути протока, меняющая направление течения в зависимости от повышения уровня воды в р. Луге или р. Нарве, уже намечает такую тенденцию. Река Нарва, так же как и Луга, продолжает свое формирование. Ее древнейшее русло, еще доледниковое, располагалось в районе Кургальского полуострова, т.е. значительно севернее, чем сейчас, и в настоящее время унаследовано озерами Белым и Липовским. Была предложена иная схема развития русел рек Нарва и Луга [Летюка и др. 2017].

Дочетвертичные породы, представленные в рассматриваемом районе осадочными вендскими образованиями плитного чехла, повсеместно перекрыты чехлом четвертичных отложений. С юга Нарвско-Лужская низменность ограничена Балтийско-Ладожским уступом (глинтом), сложенным осадочными породами палеозоя (ордовик) и сформированным в ходе селективной денудации в дочетвертичное время. На дне Лужской губы и вдоль побережья Сойкинского полуострова установлена серия разломов субмеридионального простираения. Аналогичное направление имеют переуглубленные палеодолины на дне Лужской губы. Кургальский полуостров пересекается тектоническими разломами юго-запад — северо-восточного простираения, определяющими направление приустьевой части долины р. Луги и котловины озера Белое [Атлас... 2010].

Четвертичные (неоплейстоценовые и голоценовые) отложения на рассматриваемой территории распространены повсеместно и обладают довольно значительной мощностью, которая колеблется в пределах от 20 до 50–70 м [Бутылин и др. 1989]. Они имеют ледниковое (морена), флювиогляциальное, озерно-ледниковое, озерное и морское происхождение и распространены также по берегам и на дне Лужского и Нарвского заливов. Видимая мощность моренной толщи в крутых абразионных уступах вдоль западных побережий Сойкинского и Кургальского полуостровов достигает 15–20 м. В восточной части Нарвско-Лужской низменности ледниковые отложения слагают возвышенности Крикковского и Куровицкого плато. Морена представлена несортированными отложениями, в гранулометрическом составе которых присутствует весь спектр частиц — от глинистых до валунных. Возвышенная моренная равнина (Сойкинская возвышенность) образует крупный блок рельефа, разделяющий Копорскую и Лужскую губу. Флювиогляциальные отложения на суше представлены, как правило, мелковалунными и галечными крупнозернистыми песками, иногда подстилаемыми ленточными глинами, образующими слабоволнистые поверхности, которые, по мнению К.К. Маркова [Марков 1931], являются зандами. Наибольшие площади флювиогляциальных песков выявлены на Кургальском полуострове, к западу и юго-западу от озера Белое, а также на Сойкинском полуострове, в междуречье рек Черная и Белая [Комплексное картографирование... 2001]. Озерно-ледниковые осадки представлены ленточными глинами, а озерные и морские отложения — илами, глинами и песками.

С точки зрения геоморфологического районирования территория Лужско-Нарвского междуречья относится к провинции аккумулятивного ледникового и водно-ледникового рельефа последнего оледенения [Геоморфология... 1969]. Выделяемая в пределах данной провинции Балтийско-Ладожская геоморфологическая область представляет собой сочетание аккумулятивных и абразионных равнин и изолированных аккумулятивных возвышенностей. Лужско-Нарвский геоморфологический район, в свою очередь, характеризуется сочетанием останцов холмистого ледникового рельефа, озерно-ледниковых и морских равнин. Особенности палеорельефа, осложненного возвышенностями ледникового происхождения, послужили причиной к развитию сложных морфолитодинамических процессов в прошлом. Морфология возвышенностей рельефа, изначально обусловленная ледниковой деятельностью, была в значительной мере переработана и изменена под воздействием изменения уровней палеоводоемов и эрозионной деятельности речных систем в постледниковое время [Sandgren et al. 2004; Miettinen et al. 2007; Rosentau et al. 2013].

В восточной части береговой зоны Лужской губы четко выражены три террасовых уровня, связанные с трансгрессивно-регрессивными стадиями Балтики в поздне- и постледниковое время. Превышения рельефа здесь достигают многих десятков метров, а углы наклона доходят до 30°. Низкая морская аккумулятивная терраса в кутовой части Лужской губы сменяется далее к западу

террасированной равниной водно-ледниковой и морской аккумуляции. Волнистая поверхность этой равнины поднята до уровня 25–30 м. Береговая зона Лужской губы имеет мелкобухтовый изрезанный характер. Восточная часть береговой зоны Нарвского залива представляет собой широкую террасированную равнину с четким уступом морской литориновой террасы и развитой пляжевой полосой.

Обширную часть территории Нарвско-Лужского междуречья занимают голоценовые аккумулятивно-лагунные форма рельефа, что делает ее крупнейшей морской аккумулятивной прибрежной равниной в российской части побережья Финского залива [Атлас... 2010]. Занимаемая ею площадь составляет около 360 кв. км. Преобладание валунных супесей, суглинков и песков в составе ледниковых отложений [Карта... 2002], легко поддающихся процессам размыва, позволило сформировать мощную лагунно-аккумулятивную систему в пределах Нарвско-Лужского междуречья.

Значительная по площади часть Нарвско-Лужского междуречья занята древними береговыми валами, развитыми на современном морском побережье, протягивающимися вдоль берега Лужской губы и Нарвского залива. Наиболее широкая область развития вдольбереговых валов расположена на Эстонской территории, в районе города Нарва-Йыэсуу (Усть-Нарва). Здесь ширина системы аккумулятивных валов на побережье достигает 5 км. К северу от реки Нарвы полоса распространения сужается до 2,5 км в районе деревни Ванакюля и доходит до 2 км на севере в районе пос. Кирьямо, в корневой части Кургальского п-ова. Преобразование береговых валов под действием эоловых процессов привело к формированию обширных дюнных массивов в центральной и северной части побережья Нарвского залива. Ширина полосы дюн, образованных в результате перевевания береговых валов, в центральной части достигает 1,5 км.

Береговые валы, протягивающиеся вдоль Нарвского залива, с юга и севера примыкают к древнему абразионному уступу, выработанному в ледниковых отложениях. Несколько древних аккумулятивных образований протягиваются от абразионного уступа в пос. Кирьямо вглубь суши в восточном направлении, где они прорезаны руслом р. Луги. Предположительно эти же формы прослеживаются на правом берегу реки в сторону пос. Малое Куземкино.

К востоку от пос. Усть-Луга выделяется серия береговых валов, прослеживающаяся на 2 км вглубь суши от берега Лужского залива. Аккумулятивные формы заполняют низменность при устье р. Хаболовки между Куровицким плато и Сойкинским п-овом. К береговым валам со стороны оз. Хаболово примыкают дюны, надвигающиеся на болотистую низменность, существующую вокруг оз. Леший. К югу от озера наблюдается еще одна аккумулятивная серия, представленная веерными косами, отделяющая низменность при оз. Хаболово. Корневая часть песчаных кос, ориентированных в восточном направлении, примыкает к куровицкому плато, а дистальная срезана в результате боковой эрозии р. Хаболовки.

Наиболее необычной ориентировкой обладают аккумулятивные образования древней береговой зоны в районе пос. Большое Кузёмкино (Кузёмкинская палеокоса). На геологической карте [Карта... 2002] в этой зоне показаны эоловые отложения, однако при детальном наблюдении и георадиолокационном обследовании было установлено, что аккумулятивные формы субширотного простираения имеют более сложное происхождение.

Первоначальные аккумулятивные тела, образованные на раннем этапе развития района, имеют субширотное простираение. По данным интерпретации георадарной съемки, водоем, в береговой зоне которого формировались береговые валы, располагался на севере, что также подтверждается наличием довольно резкого эрозионного уступа с северной стороны системы валов. Дальнейшие колебания уровня палеоводоема повлекли за собой кардинальные изменения очертаний берегов. На одном из последних этапов развития района первоначальные субширотные валы были существенно размыты с запада, а в дальнейшем, при регрессии, образовалась комплексная система дюн в результате переведения береговых валов субширотного и субмеридионального простираения.

Крупнейшие древние веерообразные косы в Нарвско-Лужском междуречье хорошо сохранились по обе стороны от р. Луги на отрезке пос. Манновка — пос. Федоровка. Это две независимые системы кос, предположительно одного возраста образования, дистальные концы которых ориентированы в юго-восточном направлении (Рийгикюльская и Куровицкая палеокосы). Корневая часть южных кос приурочена к району выходов ледниковых отложений, представленных валунными супесями и флювиогляциальным песком с гравием и галькой. Система кос к северу от р. Луги берет свое начало в районе пос. Куровицы, где ее питание, вероятно, обуславливалось значительной мощностью последнеледниковых песчаных отложений [Карта... 2002].

Анализ данных дистанционного и георадарного зондирования с позиций современных представлений о морфо- и литодинамике береговых образований позволил выделить пять последовательных этапов существования аккумулятивно-лагунных систем береговой зоны Нарвско-Лужского междуречья в голоцене (рис. 2).

При наиболее высоком уровне, соответствующем в настоящее время отметкам рельефа около 20 м (по топографической карте), происходит образование аккумулятивных форм первого этапа. В этот период произошла выработка абразионного уступа Кургальского и Сойкинского полуостровов, формируется уступ Куровицкого плато, уступ вблизи р. Солка и абрадируется берег к югу от р. Нарвы. Среди аккумулятивных форм — береговых валов и кос — сохранились аккумулятивные образования в районе пос. Кирьямо, оз. Белого и в районе слияния р. Солки и Луги.

Формирование береговых форм второго этапа происходило при уровне палеоводоема около 11,5 м. На месте современного валунно-галечного бенча



Рис. 2. Модель береговых форм Нарвско-Лужского междуречья различных генераций (А.Ю. Сергеев, 2014)

со стороны Нарвского залива существовал берег, выдающийся в юго-восточном направлении в виде песчаного серповидного мыса, который образовывал бухту со стороны Лужской губы (Кузёмкинская палеокоса), и широкий аккумулятивный пляж на южной стороне.

На этом же этапе должно было происходить формирование массивных верных кос в районе пос. Манновка к югу и северу от русла р. Луги, вероятно получавших свое питание в результате размыва ледниковых отложений Куровицкого плато и флювиогляциальных отложений на северном берегу р. Нарвы (Рийгикюльская и Куровицкая палеокосы).

Третий этап развития береговой зоны связан с переходом палеоводоёма от регрессивной к трансгрессивной фазе и формированием абразионного берега на юго-западе Кургальского п-ова. Последующий подъём уровня воды в палеоводоёме послужил механизмом к формированию береговых форм четвертого этапа.

Максимальный уровень подъёма воды, определяемый по береговым формам, составлял около 8 м (по топографической карте). В результате трансгрессии происходил размыв южной серповидной оконечности Кургальского палеоострова и перераспределение осадочного материала в южном направлении (Кудрукюльская палеокоса). За отгороженной косами и береговыми валами приустьевой частью р. Нарвы формировалась аллювиальная частично заболоченная равнина с локальными лагунами.

Последний этап формирования современного облика Нарвско-Лужского междуречья обусловлен регрессией вод палеоводоёма, сопровождавшейся образованием серий вдольбереговых валов на побережье Нарвского залива и Лужской губы. Обнажение обширных площадей песчаного дна прибрежного мелководья и активная ветровая деятельность на открытых побережьях способствовали развитию эоловых процессов и формированию мощных песчаных дюн на побережье Нарвского залива.

Исключительное многообразие фациальных разновидностей отложений и форм рельефа среднего-позднего голоцена делает рассматриваемый участок ключевым с точки зрения палеогеографических реконструкций.

Основную роль в формировании современного облика рассматриваемого района сыграло последнее (валдайское) оледенение и последующая дегляциация, в ходе которой территория неоднократно затапливалась водами палеобассейнов, существовавших в котловине современной Балтики.

Дегляциация территории началась после отступления ледника невской стадии, датированной возрастом около 13 300 кал. л. н. [Субетто и др. 2003; Saarnisto, Saaginen 2001]. Талые воды отступавшего ледника, стекавшие в балтийскую котловину, сформировали здесь крупный подпруженный приледниковый водоем — Балтийское ледниковое озеро (БЛО). Воды этого бассейна затапливали значительную часть территории Нарвско-Лужской низменности. Отложения БЛО, представленные глинами с сезонной (ленточной) слоистостью, встречаются в пределах Лужско-Нарвского междуречья в районе дер. Пулково, Извоз, Гакково, Куземкино и других, при этом подошва толщи лежит почти на уровне моря [Марков 1931]. Кроме того, в пределах Лужской низменности отложения БЛО обнаружены в основании колонок донных осадков озер Бабинского (абсолют-

ная высота уреза 6,9 м), Хабаловского (6,7 м) и Леший (7,6 м) [Субетто и др., 2002]. При движении к северу абсолютная высота залегания подошвы ленточных глин увеличивается с 0 м над уровнем моря (дер. Пулково) до 7 м в районе г. Кингисеппа и далее до 15 м у дер. Кленна. На Курголовском полуострове ленточные отложения встречены у дер. Гакково на отметках менее 20 м [Марков 1931].

В целом для всей предглинтовой зоны характерно залегание типичных ленточных (глубоководных) отложений на отметках не выше 20 м над уровнем моря, а замещающих их прибрежных фаций — на отметках до 30 м [Марков 1931]. Эти данные позволяют сделать вывод о том, что уровень БЛО в рассматриваемом районе составлял не менее 30 м.

Прорыв вод БЛО в районе г. Биллинген в Средней Швеции около 11 600 кал. л.н. в связи с дальнейшим отступанием ледника привел к соединению Балтики с Мировым океаном. В результате катастрофического спуска БЛО уровень Балтики понизился на 25–30 м [Квасов 1975; Björck 2008], что повлекло за собой осушение больших территорий, в том числе Лужско-Нарвского междуречья. Возникшее в балтийской котловине в результате проникновения вод Мирового океана Иольдиево море просуществовало здесь в период от 11 600 до 10 700 л.н. Поскольку уровень Мирового океана в то время был на несколько десятков метров ниже современного [Квасов 1975], отложения Иольдиевого моря на южном побережье Финского залива, не испытавшем с начала голоцена гляциоизостатического поднятия, находятся на отрицательных абсолютных отметках. В частности, они были вскрыты в приустьевой части р. Луги в районе оз. Хабаловского и Судачьего. Здесь иольдиевые отложения залегают на ленточных глинах, имеют мощность до 1,5 м и представлены мелкозернистыми песками с примесью растительных остатков [Геоморфология... 1969]. В озерах Лужской низменности, расположенных восточнее Лужско-Нарвского междуречья (Бабинском, Хабаловском и Леший), в иольдиевую стадию Балтики накапливался торф или озерные осадки [Субетто и др. 2002], что свидетельствует об отсутствии соединения этих водоемов с Иольдиевым морем из-за низкого уровня последнего.

Регрессия БЛО привела к частичному размыву озерно-ледниковых отложений. Прибрежные осадки БЛО, представленные супесями и песками и сохранившиеся на более высоких абсолютных отметках, подверглись воздействию эоловых процессов. В результате возникли дюны, расположенные вверх по течению р. Луги от г. Кингисеппа, основание которых лежит на высоте не менее 20 м над уровнем моря [Марков 1931]. В целом раннеголоценовые эоловые отложения имеют ограниченное развитие и встречаются на отдельных водораздельных участках. Эти осадки образуют группы валлообразных дюнных гряд и массивов и имеют мощность 2–10 м [Геология СССР 1981].

В дальнейшем гляциоизостатическое поднятие в районе Средней Швеции привело к изоляции Балтики от Мирового океана и ее опреснению. Регрессив-

ная — иольдиевая — стадия сменилась трансгрессивной фазой, получившей название Анцилового озера и имевшей место 10 700–10 200 кал. л.н.

Отложения Анцилового озера к западу от Санкт-Петербурга имеют абсолютные отметки кровли не более 4–5 м, в Принарвской низменности они повышаются до 6–7 м. Имеются литературные сведения о том, что на Курголовском полуострове они поднимаются до 17–18 м над уровнем моря [Геология СССР 1981; Геоморфология... 1969], что, возможно, позволило бы переоценить максимальные отметки анциловой трансгрессии в рассматриваемом регионе. Однако в многочисленных разрезах, изученных К.К. Марковым на территории Лужской низменности, осадки, датированные анциловым временем, наблюдались на отметках 0–3 м над уровнем моря [Марков 1931], что не дает возможности сделать вывод о наивысшем положении береговой линии Анцилового озера.

Береговая линия времени максимума анциловой трансгрессии прослеживается на территории Нарвско-Лужской низменности на отметках 8–17 м над уровнем моря [Rosentau et al. 2013]. В районе г. Нарвы береговые образования этого времени отмечены на высоте 13 м над уровнем моря [Saarse et al. 2006]. Мощность анциловых осадков составляет не более 5 м. Как правило, они представлены супесчано-суглинистыми образованиями с растительными остатками, а на отдельных участках — мелкозернистыми песками с прослоями глин.

Прорыв вод Анцилового озера в районе Датских проливов около 10 200 кал. л.н. привел к новому соединению Балтийского бассейна с Мировым океаном и продолжительной регрессии. Нахождение в разрезах в районе р. Луги растительных остатков с речными моллюсками, погребенных под морскими осадками, позволяет предположить, что после регрессии Анцилового бассейна в этом районе существовала довольно развитая эрозионная сеть [Геоморфология... 1969; Летюка и др. 2017], уничтоженная последующей литориновой трансгрессией.

Эвстатический подъём уровня Мирового океана привел к новому повышению уровня Балтики, известному как литориновая трансгрессия, начавшаяся около 8500 кал. л.н. и продолжавшаяся до 5700 кал. л.н. [Sandgren et al. 2004]. Исследования озерных отложений Лужской низменности (оз. Бабинское, Леший, Хабаловское и Глубокое) позволили выявить двухкратное повышение уровня в ходе литориновой трансгрессии, датированное периодами 7800–7100 и 6900–6000 л.н. [Sandgren et al. 2004]. При этом максимум трансгрессии устанавливается на отметке 10 м над уровнем моря. Этого уровня Литориновое море достигало в интервале 7600–7200 л.н. По данным К.К. Маркова [Марков 1931], осадки Литоринового моря залегают в пределах Нарвско-Лужского междуречья на отметках 3–10 м. Однако позднейшие исследования показали, что древние береговые формы литориновой трансгрессии на территории Нарвско-Лужской низменности, сформировавшиеся около 7300 кал. л.н., прослеживаются на высоте до 14 м над уровнем моря [Rosentau et al. 2013]. В районе г. Нарвы береговая линия литориновой трансгрессии проводится на отметках 9–10 м над уровнем моря [Saarse et al. 2006].

Литориновые отложения залегают трансгрессивно на анциловых или более древних осадках, нередко отделены от анциловых осадков слоем торфа мощностью до 0,5 м. В целом к западу от Санкт-Петербурга мощность отложений литориновой трансгрессии не превышает 10,5 м. В основном они представлены песками от гравелистых до мелкозернистых пылеватых, реже супесями и суглинками с гумусированными растительными остатками [Геоморфология... 1969].

Завершение литориновой стадии Балтики (около 5700 кал. л.н.) привело к установлению на территории Нарвско-Лужского междуречья субаэральных условий осадконакопления. В это время значительные участки суши, вышедшие из-под воды, подверглись воздействию эоловых процессов. В результате были сформированы крупные эоловые образования вдоль берегов Нарвского залива, где дюнные гряды достигают высоты 15–20 м. В целом образования, представляющие собой перевеянные береговые валы и дюнные массивы, имеют широкое распространение на территории Лужско-Нарвского междуречья.