

УДК 551.4; 551.312.33

Д.В. Баранов¹, А.В. Панин², С.И. Антонов³, В.Р. Беляев⁴, С.И. Большов⁵, Е.А. Еременко⁶, Н.Е. Зарецкая⁷**ВЛИЯНИЕ ГЛЯЦИОИЗОСТАТИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ПРИЛЕДНИКОВОЙ ЗОНЕ НА РАЗВИТИЕ ВЕРХОВИЙ Р. ВОЛГИ**

100-километровый отрезок верхнего течения р. Волги от пос. Селижарово до г. Зубцова направлен в противоположную сторону от поздневалдайского ледникового щита, край которого около двадцати тысяч лет назад (последний ледниковый максимум, ПЛМ) перекрывал верховья Волги – район Верхневолжских озер. Под массой ледника земная кора в приледниковой полосе прогибалась, а на удалении от ледника формировался компенсационный вал, навстречу которому была направлена долина р. Волги. В работе исследуется влияние на развитие долины р. Волги изменений уклонов поверхности в связи с продвижением ледника и последующей дегляциацией.

На ключевом участке в районе дер. Большая Коша (Селижаровский р-н Тверской обл.) установлено, что перед ПЛМ в речной долине происходила аккумуляция, связанная, вероятно, с уменьшением уклонов долины в связи с формированием приледникового прогиба земной коры. Однако, общая величина прогибания оказалась недостаточной для полного прекращения стока Волги и образования приледникового озера. В период ПЛМ образовалась верхняя (третья, 16-метровая), наиболее широкая терраса реки, в формировании которой могли принимать участие не только речные, но и талые ледниковые воды.

После ПЛМ происходило врезание с образованием лестницы террас, связанное с ростом уклона вследствие гляциоизостатического поднятия земной коры в ходе дегляциации. Врезание прекратилось в середине голоцена (около 6 тыс. л. н.). Общая величина врезания составила 15 м, средняя скорость – порядка 1 мм/год.

Ключевые слова: гляциоизостазия, приледниковое озеро, врезание реки, лестница террас, радиоуглеродное датирование, ОСЛ-датирование, Верхневолжье

Введение. Гляциоизостазия – вертикальные движения земной коры в областях современного и плейстоценовых оледенений, которые вызываются создаваемой ледниковыми покровами дополнительной нагрузкой (опускания) и ее исчезновением при стаивании ледников (поднятия) [Щукин, 1980]. Проявления гляциоизостазии внутри границ оледенений известны с XIX века (например, историческое и современное поднятие берегов северной Балтики), однако лишь во второй половине прошлого столетия их стали признавать одним из ведущих факторов развития рельефа ледниковых областей [Peltier, 1987; Былинский, 1996]. С 1970-х гг. появляются представления о распространении гляциоизостазии и во внеледниковую зону. Н.А. Мёрнер [1979, 1981] установил, что гляциоизостатические движения проявляются не только в деформациях поверхности под

воздействием ледниковой нагрузки, но и в формировании компенсационного вала – пологого и широкого (до 1000 км по [Peltier, 1987]) поднятия, окаймляющего периферию ледника. Согласно Е.Н. Былинскому [1996], такие участки «корового вздутия» подпирали пересекающие его реки, что приводило к накоплению повышенных мощностей аллювиальных и озерно-болотных толщ. Для рек, текущих вдоль оси вала, реконструировано боковое смещение долин под воздействием перекоса земной поверхности [Busschers et al., 2007; Cohen et al., 2014].

Несмотря на цитированные пионерные работы, роль гляциоизостатического фактора в развитии речных долин за пределами собственно ледниковых областей практически не учитывается. Это относится, в частности, к крупнейшей реке Европейской России – Волге. Строение и развитие долины верх-

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, аспирант; Российская академия наук, Институт географии, отдел палеогеографии четвертичного периода, лаборатория палеоархивов природной среды, инженер-исследователь; *e-mail:* dm_baranov@igras.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, профессор; Российская академия наук, Институт географии, отдел палеогеографии четвертичного периода, лаборатория эволюционной географии, зав. лабораторией, докт. геогр. н.; *e-mail:* a.v.panin@igras.ru

³ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, ст. науч. с., канд. геогр. н.; *e-mail:* ser11131134@yandex.ru

⁴ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, ст. науч. с.; лаборатория эрозии почв и русловых процессов имени Н.И. Маккавеева, ст. науч. с., канд. геогр. н.; *e-mail:* vladimir.r.belyaev@gmail.com

⁵ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, профессор, докт. геогр. н.; *e-mail:* sibol1954@bk.ru

⁶ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, кафедра геоморфологии и палеогеографии, доцент, канд. геогр. н.; *e-mail:* eremenkoeaig@gmail.com

⁷ Российская академия наук, Институт географии, отдел палеогеографии четвертичного периода, лаборатория палеоархивов природной среды, вед. науч. с., канд. геол.-минерал. н.; *e-mail:* zaretsk@igras.ru

ней Волги, детально исследованное в середине XX века [Синюгина, 1938; Карандеева, 1938; Обедиентова, 1962, 1975, 1977], объяснялось с позиций влияния стока талых ледниковых вод, изменений климата, тектонических движений. Между тем, долина р. Волги в ее верховьях представляет интересный объект для изучения влияния гляциоизостатических деформаций. На 100-км отрезке от пос. Селижарово до г. Зубцова река течет в направлении от края последнего ледникового щита навстречу крутому скату приледниковой флексуры, и поэтому должна была испытывать максимально сильное влияние приледниковых движений земной коры. Выявление реакции эрозионно-аккумулятивных процессов и истории развития долины на эти движения и представляет собой цель настоящей работы.

Исследованный участок долины р. Волги расположен около дер. Большой Коши (Селижаровский р-н Тверской области), в нескольких десятках километров от максимальной границы позднеплейстоценового оледенения – границы поздневалдайского (осташковского) ледникового щита [Astakhov et al., 2016] (рис. 1). Территория представляет собой волнисто-слабохолмистую моренную равнину, осложненную конечно-моренными грядами московского времени. Долина р. Волги имеет относительно широкую пойму и хорошо выраженную лестницу надпойменных террас.

Материалы и методы исследований. Для изучения геолого-геоморфологического строения было проведено морфологическое описание территории, а также шурфование и бурение по профилю на всех ключевых элементах рельефа долины и междуречья, заложены расчистки на крутых уступах поймы и террас (рис. 1). Глубина шурфов достигала 3,5 м (в среднем – 2 м). Ручное бурение выполнялось с помощью бурового набора Eijelkamp с полуцилиндрическим пробоотборником диаметром 3 см и пробоотборником Эйдельмана диаметром 7 см. Наибольшая глубина скважин ручного бурения составляла 6 м. Механическое бурение выполнялось до глубины 18 м шнековым способом с помощью буровой установки УКБ 12/25.

По линии бурового профиля проведена топографическая съемка с субдециметровой точностью. На залесенных участках применялся электронный тахеометр с однопризменным отражателем Leica и телескопической вехой; на открытых – комплект двухчастотных приемников спутникового позиционирования (GPS/GLONASS) Leica Geosystems серии 1200). В труднодоступной правобережной части профиль построен по топографической карте масштаба 1:10 000.

Для детального исследования отдельных генетических типов отложений был проведен гранулометрический анализ образцов по многофракционной шкале В.П. Батурина. Сухой рассев производился вручную (фракции до 2 мм) и с помощью виброгрохота Fritsch Analysette 3 PRO (до фракции 0,1 мм; частота 15, амплитуда 3 мм, продолжительность 30 минут; погрешность измерений 8%). Определе-

ние гранулометрического состава частиц менее 0,1 мм производилось методом лазерной гранулометрии с помощью лазерного дифракционного анализатора частиц Fritsch Analysette 22 Comfort.

Возраст исследуемых отложений был определен с помощью радиоуглеродного и оптико-люминесцентного (ОСЛ) анализа. Радиоуглеродным методом датированы образцы почвы, торфа и древесного детрита из аллювия поймы (см. табл.). Калиброванный возраст получен с помощью онлайн сервиса OxCal 4.3 [Bronk Ramsey, 2009] с использованием калибровочной кривой IntCal 13 [Reimer et al., 2013].

Возраст аллювия террасы и приповерхностных отложений междуречья был получен методом оптико-стимулированной люминесценции (ОСЛ). Датирование проводилось в Институте физики Силезского политехнического университета (Гливице, Польша).

Результаты исследований. Долина р. Волги на ключевом участке исследования представлена поймой (по обоим берегам реки) и лестницей надпойменных террас (НПТ), которые можно сгруппировать в три комплекса – первой, второй и третьей НПТ, а также (преимущественно по правому берегу) коренными склонами.

На левом берегу р. Волги *пойма* представляет собой выровненную, слегка волнистую покрытую луговой растительностью площадку, поднятую над урезом реки (194 м абс.) на 4–4,5 м (рис. 2). Уступ поймы закустарен, что говорит о его длительной стабильности. На правобережье пойма имеет грядово-ложбинный рельеф: гряды и ложбины имеют ширину порядка 30–40 м и вытянуты вдоль русла реки (в направлении запад–восток). Относительные превышения поверхности поймы составляют около метра.

С поверхности пойма сложена 1,5–2-метровыми толщами супесей и/или тонкозернистых оглиненных песков (рис. 2). В верхних 0,5 м они, как правило, однородны, а ниже имеют горизонтальную или слабоволнистую слоистость (как по механическому составу, так и по цвету: более супесчано-суглинистые слои имеют буровато-коричневый цвет, а более опесчаненные – палевый или желтовато-серый). На левобережной пойме этот слой в верхних 1–1,5 м местами значительно изменен хозяйственной деятельностью человека – встречаются металлические и пластмассовые артефакты. В прирусловой части поймы по обоим берегам он имеет повышенные мощности; так, например, на правобережье такая слоистость прослеживается практически до уреза реки. Иже в пределах левобережной поймы последовательно вскрывается достаточно мощная (более 4 м) толща типичного руслового аллювия, представленного среднезернистыми песками коричневого цвета (рис. 2). На глубине 4–5 м и около 7 м бурением встречены прослои (мощностью около 1 метра) более грубого материала – гравийника с галькой и щебнем при заполнителе из крупно- и грубозернистого песка. Переход от песков к гравийни-

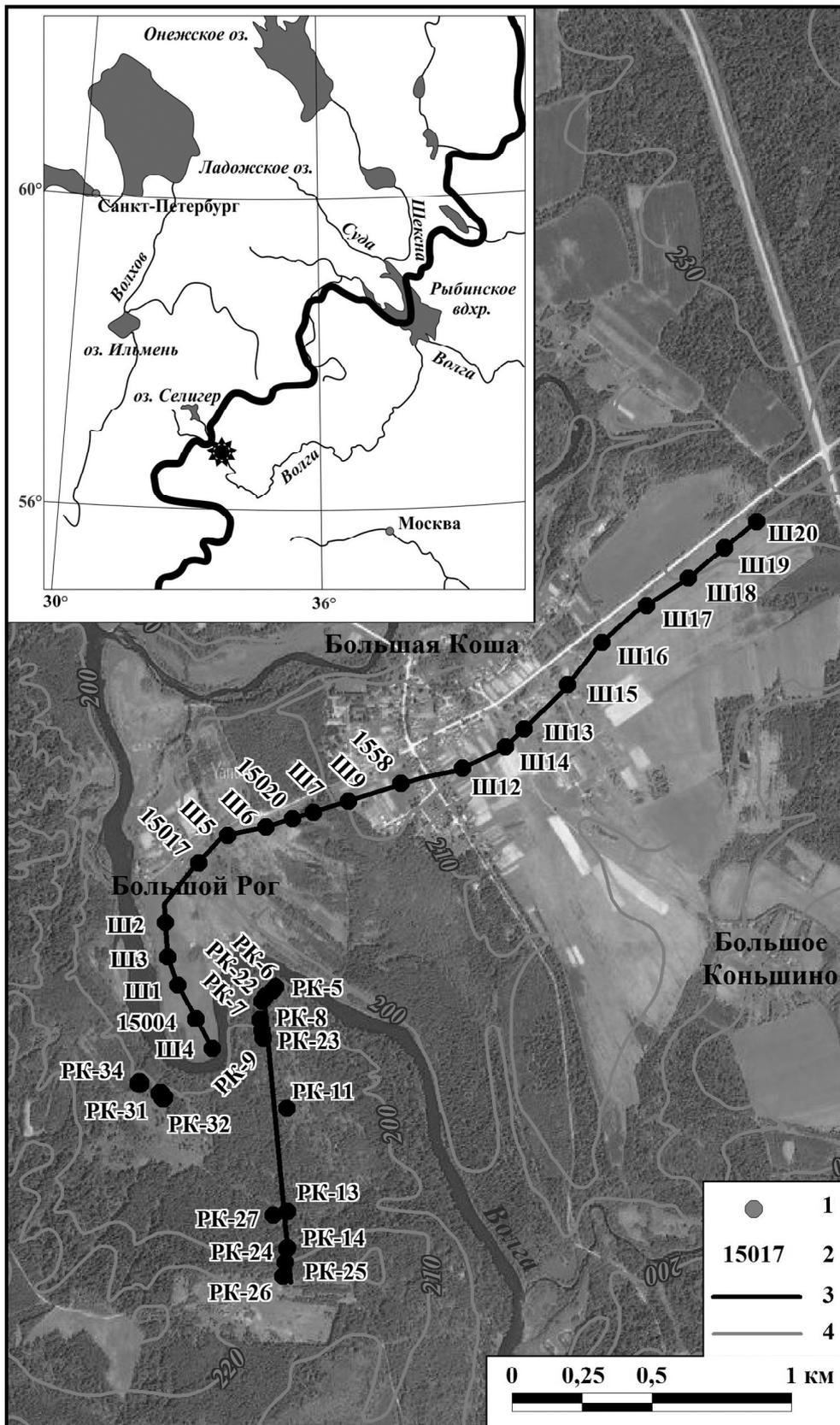


Рис. 1. Положение участка исследования и точек геолого-геоморфологического профиля. Жирной черной линией на врезке обозначена граница максимальной стадии валдайского оледенения (по Astakhov et al., 2016). Условные обозначения: геологические выработки (1) и их номера (2), линия профиля (3), горизонтали через 10 м (4); космический снимок <https://yandex.ru/maps>

Fig. 1. Location map of the study area and the points of geological-geomorphologic profile. Thick black line on the map shows the LGM glacial boundary (after Astakhov et al., 2016). Legend: boreholes (1) and their numbers (2), profile line (3), contour lines at 10 m increment (4); satellite image from <https://yandex.ru/maps>

Результаты радиоуглеродного анализа отложений аллювия поймы

Номер разреза	Глубина, м	Литология, фацция аллювия	Материал для датирования	¹⁴ C дата	Калибр. возраст $\mu\pm\sigma$, л. н.	Лаб. индекс и номер
Ш4	5,30–5,70	песок с/з–к/з с гравием, русловая	древесный детрит	1430±40	1330±30	ГИН-15232
15004	4,40–4,80	песок с/з–г/з с галькой, русловая	древесный детрит	3020±40	3220±70	ГИН-15234
Ш1	0,80–0,90	суглинок опесчаненный, пойменная	погребенная почва (кровля)	590±50	590±40	ГИН-15235
Ш1	1,10–1,15	суглинок опесчаненный, пойменная	погребенная почва (подошва)	2680±100	2800±130	ГИН-15236
Ш1	3,60–3,90	песок т/з, пойменная	древесный детрит	5010±40	5760±70	ГИН-15237
РК-8	2,05–2,25	торф, старичная	торф	4520±30	5170±80	ГИН-15583

ку плавный, укрупнение материала происходит постепенно.

Иное строение имеют отложения поймы на правобережье, где имеются межгрядовые ложбины (рис. 2). В верхних 2,5–2,75 м здесь вскрываются торф, оторфованный суглинок, а также суглинистые прослой сизых и сизо-серых цветов без включений. Под ними – среднезернистые пески серого цвета, с включениями растительных остатков, а в нижней части – гравия, дресвы и щебня. Общая мощность аллювиальной толщи на пойме составляет в среднем 7–8 м.

Практически все скважины прошли подошву аллювиальных отложений и вскрыли плотные темно-коричневые и бурые тяжелые суглинки с включениями разноразмерных обломков – морену; при воздействии с соляной кислотой морена «вскипает». Вскрытые мощности не превышают одного метра. Кровля морены неровная, волнистая; ее перепад составляет более двух метров (рис. 2).

Комплекс I надпойменной террасы (I НПТ), в данном створе расположенный только в левобережной части долины, представлен серией ступеней, высотой относительно нижележащих поверхностей около 1 м. Нижняя ступень в створе профиля имеет ширину чуть менее 250 м и высоту относительно уреза реки порядка 5 м (рис. 2). Геологическое строение этой ступени существенно отличается от поймы. В верхних 1,3 м залегает легкий-средний суглинок буро-коричневого цвета, плавно переходящий вниз по разрезу в супесь – пойменный наилок. Под ним – маломощный (около полуметра) песчаный прослой, сменяющийся мощной (порядка 4 м) толщей крупнообломочного материала – гравийника с включением гальки и мелких валунов. Под этой толщей залегают мелко-среднезернистые пески серого цвета с единичными зернами гравия. В забое скв. Ш2 встречен опесчаненный алевритистый суглинок, тонкослоистый и, вероятно, с включением органики (не морена). Таким образом, в скважине на глубине более 10 м морена не обнаружена.

Далее к междуречью располагается сильно бугристая террасовидная поверхность шириной в

створе профиля порядка 600 м (рис. 2). Часть поверхности покрыта сосновым лесом; на ней располагается д. Большой Рог. От нижележащей поверхности она отделена невысокой (1–1,5 м) ступенью; от вышележащей – хорошо выраженным крутым уступом высотой 8–9 м. Средний уровень этой террасы составляет 200 м абс. (5,5–6,5 м над урезом), однако он практически нигде строго не выдержан: поверхность сильно изменена, в том числе и антропогенным воздействием.

С поверхности этой террасы вскрывается толща с закономерным укрупнением механического состава вниз по разрезу. Верхние 1,5–2 м представлены мелкозернистыми песками, реже алевритами и легкими опесчаненными суглинками (последние вскрыты в скважинах, расположенных ближе к реке и чуть ниже, чем остальные). Постепенно механический состав песков укрупняется до средне- и крупно-грубозернистого, появляются включения гравийных зерен. Мощность такого прослоя в среднем составляет 1,5 м. Вниз по разрезу эти пески сменяются песчано-гравийниками с многочисленными включениями гальки и щебня мощностью до 1,5–2 м. Общая мощность слоя: 4,5–5,5 м; цвет – коричневый, рыже-коричневый, серовато-коричневый.

Нижняя граница прослоя с грубыми обломками четко маркируется изменением механического состава: галька и щебень резко пропадают, заполнитель становится более однородным (по отдельной скважине). Скважинами вскрываются гравийники, песчано-гравийники, среднезернистые пески значительной мощности. На глубинах ниже 10 м появляются прослой более грубого материала – крупного гравия, щебня. Забоями некоторых скважин подсечены однородные средне- и тонкозернистые пески, а также алевриты (мощностью до 1 м). Подошва этого слоя не установлена, максимальная глубина забоя скважин составляет 18 м (рис. 2).

Комплекс II надпойменной террасы (II НПТ) на высоте 12–13 м над урезом встречается в створе профиля только на правобережье (рис. 2). В этом месте он примыкает к пойме, но в нескольких де-

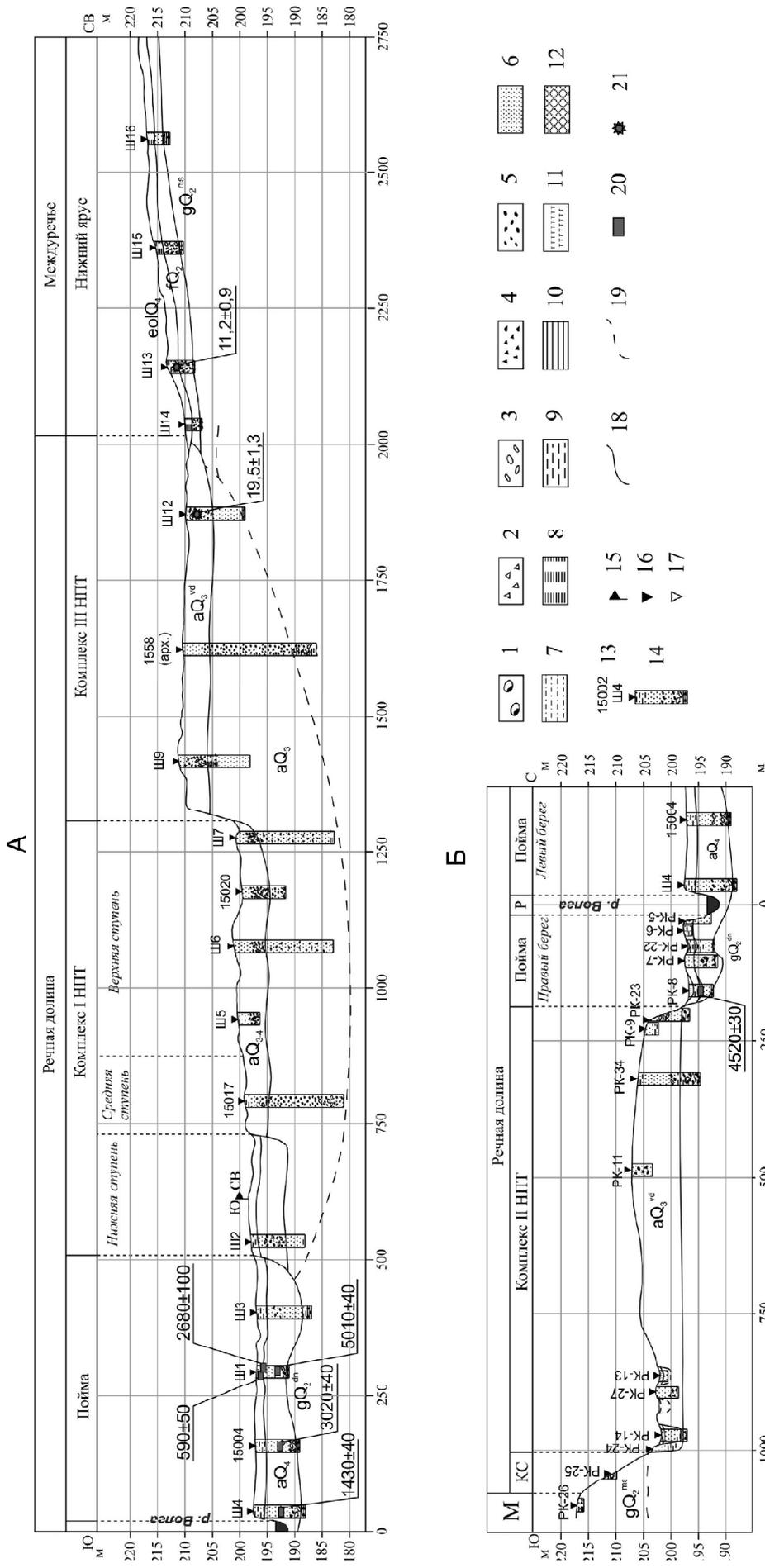


Рис. 2. Геолого-геоморфологические профили через долину р. Волги: А – левобережная часть, Б – правобережная часть. Условные обозначения: литология: валуны (1), щебень (2), галька (3), дресва (4), гравий (5), песок (6), супесь (7), алеврит (8), суглинок (9), глина (10), торф (11), антропогенно измененная толща (12); генезис: а – аллювий, еол – эоловые, g – ледниковые (морена), f – флювиогляциальные; возраст: Q₂^{dn} – среднеплейстоценовые днепровского оледенения Q₂^{ms} – среднелайстоценовые московского оледенения, Q₃^{vd} – позднелайстоценовые поздневалдайского оледенения, Q₄ – голоценовые; прочие: номер скважины (сверху) и название шурфа (снизу) (13), геологическая колонка (14), точка смены направления профиля (15), геологические выработки: основные (16), вспомогательные (17), геоморфологические границы: достоверные (18), предполагаемые (19), возраст ¹⁴C, лет BP (20) и OSL, тыс. л. н. (21); М – междуречье, КС – коренной склон долины, Р – русло

Fig. 2. Geomorphologic sections across the Volga River valley: А – left bank, Б – right bank. Legend: boulders (1), pebble (2), gravel (3), sand (4), siltstone (5), loam (6), clay (7), peat (8), man-modified deposits (12); genesis: a – alluvium, eol – aeolian, g – glacial (moraine), f – fluvio-glacial; age: Q₂^{dn} – Middle Pleistocene (Dnieper glaciation), Q₂^{ms} – Middle Pleistocene (Moscow glaciation), Q₃ – Late Pleistocene (Late Valdai glaciation), Q₄ – Holocene; other: geological section (14) and its number (13), tum point (15), main (16) and additional (17) cores, boundaries: reliable (18), hypothesized (19), ¹⁴C data, yrs BP (20) and OSL, ka (21); M – interfluvial surface, KS – river valley slope, P – river channel

сятках метров выше по течению уступ опирается непосредственно на русло. Поверхность террасы в целом пологовыпуклая, осложненная хорошо выраженным эоловым микрорельефом; в тыловой части террасы имеется старичное понижение. Ширина площадки террасы в створе профиля составляет около 800 м.

Аллювиальная толща террасы обобщенно имеет следующее строение. С поверхности на 2,5–4,5 м она сложена тонко- мелкозернистыми песками коричневого, бурого, серого, палевого и бежевого цветов. Стоит отметить широкий спектр текстур (слоистости) этих толщ. Встречается горизонтальная, наклонная, волнистая, линзовидная, градиентная, сложная (например, горизонтальные прослои наклон-

ных слоев) слоистость; имеются прослои разнообразной конфигурации по цвету и механическому составу (рис. 3). Исходя из сочетания очень хорошей сортированности, текстурных особенностей, а также наличия эоловых форм на поверхности террасы, верхняя часть толщи, вероятнее всего, испытала эоловую переработку.

Нижняя часть аллювиальной толщи представлена средне- крупнозернистыми или разнородными песками с включениями гравия и галек. Средняя мощность этой толщи составляет около 1 м, но, например, в уступе террасы, примыкающему к пойме возрастает до 4 м (в то же время стоит отметить, что здесь верхний слой достаточно маломощен и не превышает 1 м). Для этого слоя также ха-

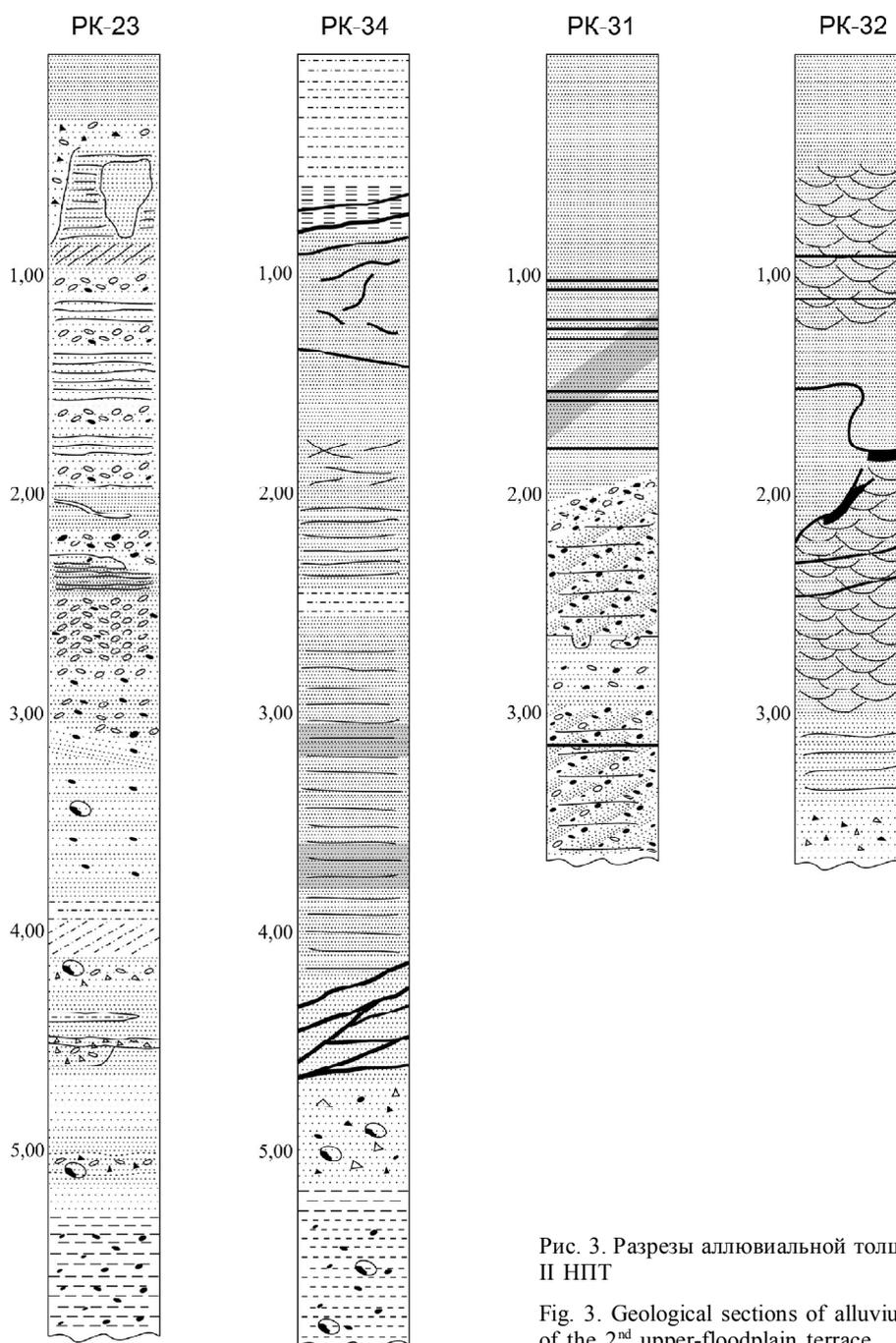


Рис. 3. Разрезы аллювиальной толщи II НПТ

Fig. 3. Geological sections of alluvium of the 2nd upper-floodplain terrace

рактены различные текстуры, прослои и слои иного цвета и механического состава.

Аллювиальные отложения (в тех скважинах, где была пройдена подошва аллювия, а также в расчистках подмываемого правого берега выше створа профиля) подстилаются плотными средними суглинками коричневого цвета без включений и средними-легкими опесчаненными суглинками сизо-серого и сизо-коричневого цвета с большим количеством разнообразных обломков (размером до валунов). Эти подстилающие аллювий отложения явно имеют ледниковое происхождение. Таким образом, II НПТ, фактически, является цокольной.

Комплекс III надпойменной террасы (III НПТ) в створе профиля расположен в левобережной части долины и имеет среднюю высоту 16 м над урезов (210 м абс.). Площадка террасы представляет собой слабоволнистую выровненную поверхность шириной в створе профиля – около 600 м. Большая часть площадки террасы освоена человеком – здесь располагается дер. Большая Коша. Уступ террасы морфологически хорошо выражен, крутизной около 20°; бровка четкая, резкая (рис. 2).

С поверхности терраса сложена тонко- мелкозернистыми песками, их крупность постепенно увеличивается вниз по разрезу, в то же время уменьшается сортированность (пески становятся разнозернистыми) (рис. 2). Мощность аллювиальных (или аллювиально-флювиогляциальных) отложений составляет порядка 5 м. Текстура осадка не отличается ярко выраженной слоистостью за исключением редких прослоев гравийно-галечно-щебнистого материала. Отложения III НПТ были датированы методом ОСЛ: полученная дата из шурфа Ш12 с глубины 1,95 м составляет $19,5 \pm 1,3$ тыс. л. н. (GdTL-3021).

Тыловой шов террасы на дневной поверхности практически не выражен. Локализовать его удается только на детальном топографическом профиле, построенном по результатам съемки DGPS. Плоская субгоризонтальная поверхность площадки террасы плавно переходит в очень пологий (около 3°) волнистый склон междуречья (рис. 2).

Междуречье. Пологонаклонные или пологоволнистые междуречные поверхности занимают обширные пространства на высотах 210–250 м. Настоящим исследованием подробно рассматривается нижний ярус междуречья, представленный полого поднимающимся от реки склоном. С поверхности на глубину до 1,2–1,5 м он сложен толщей, представленной алевритами и тонкозернистыми песками светло-палевого цвета без включений, с редкими прослоями мелко- и среднезернистого песка (рис. 4). Верхняя часть этой толщи (до глубины 0,8–0,9 м) неслоистая, более неоднородная и опесчаненная; соотношение фракций мелко-, тонкозернистого песка, алеврита и глины примерно одинаковое и составляет 20–25%. Нижняя часть имеет тонкую горизонтальную слоистость, отличается большим количеством железо-марганцевых примазок; для этого подслоя характерна высокая доля тонкозернистого

песка (20–30%) и особенно крупного алеврита (40–50%), в сумме эти две фракции дают более 60%. Нижняя граница слоя очень четко выделяется по механическому составу.

С глубины 1,9 из шурфа Ш13 получена ОСЛ-дата, которая составляет $11,2 \pm 0,9$ тыс. л. н. (GdTL-3024).

Супесчано-алевритистая толща подстилается разнозернистыми песками (60–70% от общей массы, порядка 10% на каждую фракцию) рыже-коричневого цвета с включением разноразмерных обломков (до валунов). Мощность этого слоя непостоянна, изменяется от 2,5 м до менее полуметра.

Забоями почти всех скважин вскрыты тяжелые суглинки красноватых тонов (красно-коричневые, красно-бурые, коричневые) с включениями разноразмерных обломков. Максимальная вскрытая мощность: 1,3 м. Это отложения ледникового происхождения – морена. Поскольку в валдайскую эпоху ледниковые покровы до исследуемой территории не дошли (Astakhov et al., 2016), возраст морены принимается за московский (конец среднего плейстоцена). Разнозернистые красноватые пески, залегающие поверх моренных суглинков, можно рассматривать как результат их перемыва в ходе дегляциации позднемосковского времени.

Обсуждение результатов. Согласно последней версии максимальной границы поздневалдайского ледникового щита [Astakhov et al., 2016], около 20 тыс. л. н. рассматриваемая территория находилась в приледниковой зоне на расстоянии первых десятков километров от края ледника (рис. 1). В краевой зоне мощность льда составляла первые сотни метров, а прогибание земной поверхности под массой льда распространялось и на приледниковую зону, где в полосе шириной около 100 км существовал флексурный прогиб глубиной несколько десятков метров [Peltier, 2004]. В зону этой приледниковой флексуры попадают и верховья Волги. В максимальную фазу поздневалдайского оледенения из-за гляциоизостатического прогибания уклон р. Волги, протекающей в направлении от ледника, должен был уменьшаться. Ранее высказывалось предположение [Панин, Баранов, 2015] о возможном прекращении течения в верховьях Волги в период около последнего ледникового максимума (ПЛМ) и возникновении в приледниковой зоне временного озерного водоема.

Если приледниковое озеро времени ПЛМ существовало, оно должно было оставить следы в рельефе и осадках. За озерные отложения можно принять хорошо сортированные тонкослоистые супесчано-алевритовые осадки, покрывающие придолинный склон (нижний ярус междуречья) левобережья Волги (рис. 2). Отсутствие выраженного тылового шва долины у самой высокой террасы вполне отвечает сценарию постепенного возобновления стока по мере поднятия территории и появления уклона долины вдоль прежнего направления течения. Кроме того, супесчано-алевритовые отложения, спускаясь по придолинному склону, не перекрывают повер-

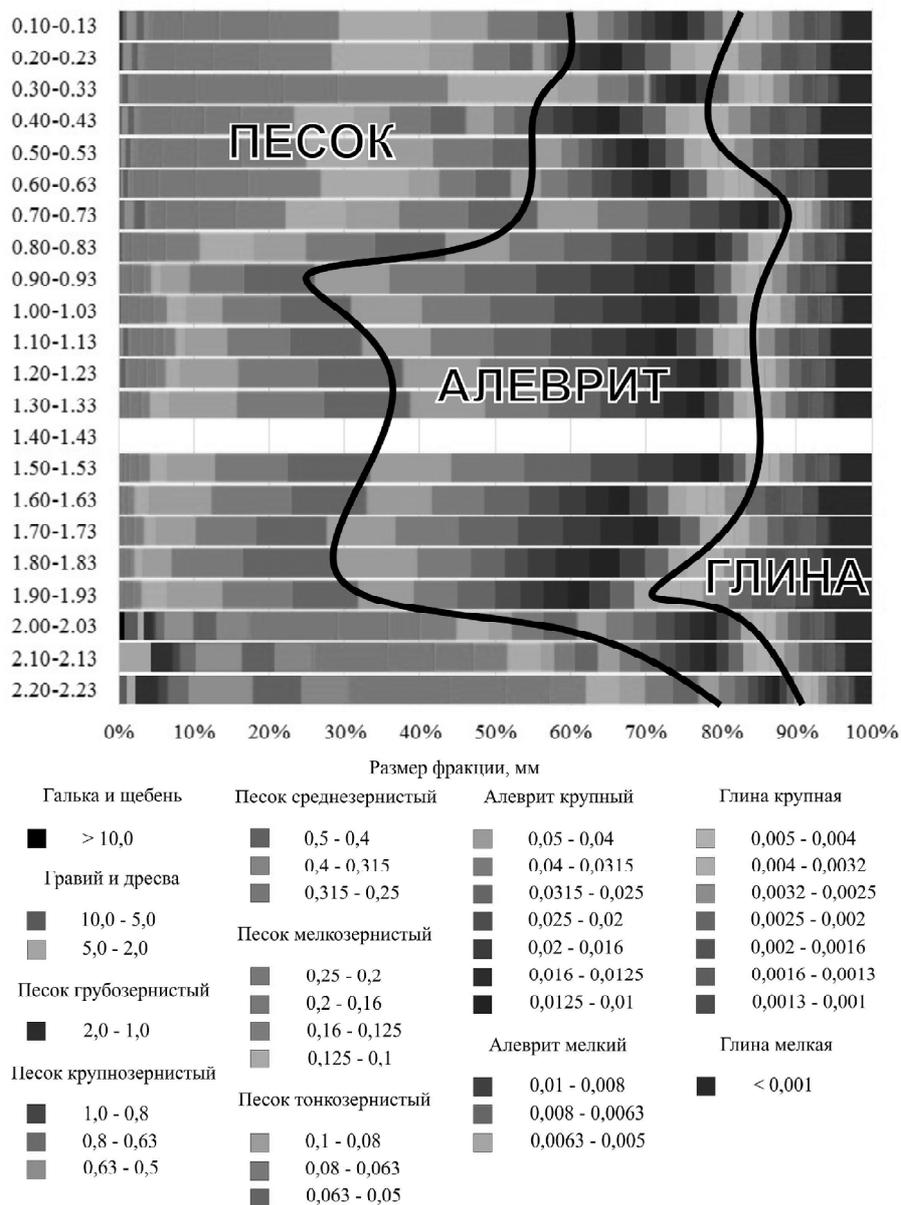


Рис. 4. Гранулометрический состав отложений, слагающих придолинных склон междуречья, шурф Ш13

Fig. 4. Grain size diagram of sediments covering the lower interfluvial slope, pit Ш13

хность III НПТ, что исключает делювиальное происхождение этой толщи. На этом же основании можно было бы выстроить и удовлетворяющую «озерной гипотезе» последовательность событий: сначала отложение озерных алевритов в виде слоя, облегающего древний склон, а лишь затем возобновление течения реки и образование современной III НПТ.

Однако, этот сценарий опровергается полученными абсолютными датировками. Алевриты нижнего яруса междуречья имеют раннеголоценовый возраст – ОСЛ-дата 11,2±0,9 тыс. л. н. (GdTL-3024), т. е. они никак не могли отлагаться на дне озера в период ПЛМ. Условия их залегания и литологические особенности позволяют предположить, что супесчано-алевритистая толща имеет эоловый генезис и образована за счет дефляции поверхности третьей террасы в раннем голоцене с выдуванием

материала в сторону водораздела – это объясняет отсутствие алевритов на поверхности террасы и уменьшение мощности слоя вверх по склону.

В период ПЛМ, согласно ОСЛ дате 19,5±1,3 тыс. л. (GdTL-3021) в шурфе Ш12, формировалась верхняя (третья) терраса, т. е. сток Волги в период ПЛМ не прекращался и приледникового озера на данном участке долины не существовало. Достоверные озерные отложения поздневалдайского времени обнаружены в непосредственной близости от границы оледенения (в окрестностях Селижарово [Кямря с соавт., 2012]). Верхне-Волжская система ледниково-подпрудных озер, реконструированная для этого же времени Д.Д. Квасовым [1975], формировалась ниже по течению и на данный отрезок Волги не распространялась. Полученная по аллювию третьей террасы поздневалдайская дата

корректирует представления Г.В. Обедиентовой [1977], которая относилась формирование III НПТ к московско-валдайскому времени. Учитывая близость ледника, можно предположить, что в формировании III НПТ могли принимать участие и талые ледниковые воды, т. е. террасу можно считать аллювиально-флювиогляциальной, продолжающей выделенные Г.В. Обедиентовой [1962, 1977] селижаровские зандры.

Под современным террасовым комплексом (интервал профиля 500–1900 м на рис. 2) скважинами вскрыты отложения древней погребенной долины, принадлежавшей Волге и, вероятно, Большой Коше (место их слияния). Долина прорезает отложения московской морены, т. е. формировалась в послемосковское время – в позднем плейстоцене. Погребение этой долины под отложениями III НПТ можно интерпретировать как результат направленной аккумуляции в долине, причиной которой могли служить гляциоизостатические деформации в приледниковой области, сопровождавшие наступление поздневалдайского ледника. Компенсационный вал, формировавшийся на расстоянии 300–400 км от края ледникового щита [Peltier, 2004] и мигрировавший к юго-востоку по мере его роста, мог оказывать подпорное воздействие на верховья Волги, снижая их уклоны уже в начале поздневалдайской эпохи. По мере приближения ледника падение уклонов усилилось за счет приледникового прогибания. Падение уклонов вызвало направленную аккумуляцию в долине, в результате чего аллювий начала и середины позднего плейстоцена оказался погребенным под поздневалдайским аллювием III НПТ.

После формирования III НПТ начинается врезание и формирование лестницы аллювиальных террас. В период формирования II НПТ поток уже окончательно приобретает свойства руслового, формируются типичные аллювиальные отложения, отличающиеся более высокой степенью сортировки, а также классическими линзовидной и сложной слоистостью (рис. 3). Терраса представляет собой комплекс из нескольких ступеней относительной высотой до 1,5–2 м. Мощность аллювия, представленного только русловой фацией, остается выдержанной (порядка 5 м), что говорит о неизменности темпов врезания и морфологического типа русла – очевидно, много рукавного. Незадернованная поверхность только что сформировавшейся террасы подвергалась эоловой переработке. Об этом можно судить по строению приповерхностной части разреза террасы – хорошей сортировке покровных песков и наличию эоловых форм (в частности, дюн) на поверхности.

Формирование I НПТ, по нашим представлениям, произошло в раннем голоцене. Это не противоречит имеющимся в литературе палинологическим и радиоуглеродным датам отложений, слагающих I НПТ Волги [Ауслендер, 1989; Кямря с соавт., 2012]. Характеристики крупности аллювия I и II НПТ сходны, а, значит, и скорость водного потока с течением времени значительно не изменилась. Наличие тонкозернистых отложений (суглинков) на поверхности низких ступеней I НПТ говорит о том, что их повер-

хность затапливалась и в более поздние стадии голоцена. По словам местных жителей, наиболее низкая ступень I НПТ в последний раз полностью была покрыта водами половодья весной 2013 года.

Формирование высокой поймы р. Волги началось не позднее среднего голоцена, о чем свидетельствуют радиоуглеродные даты по русловой фации аллювия (табл., рис. 3). Крупность русловой фации аллювия поймы меньше, чем на террасах. Здесь очень редки крупные включения, они слагают только базальную фацию и не встречаются в типичном русловом аллювии; в то же время крупность песчаного материала заметно меньше (в основном средне- и мелкозернистые пески).

Субгоризонтальная, хотя и неровная, подошва аллювия поймы (рис. 2) говорит о прекращении врезания реки, которое произошло, судя по имеющимся датам, не позднее 6 тыс. л. н. В связи с замедлением, а потом и прекращением врезания, изменяется фациальный состав аллювия: появляется достаточно мощная пойменная фация, отсутствующая на более высоких уровнях (кроме нижней ступени I НПТ). Второй причиной появления пойменной фации послужила, вероятно, морфологическая трансформация русла: из много рукавного русла с беспорядочно мигрирующими рукавами, на пойме которого не успевает накапливаться наилок достаточной мощности [Лаврушин, 1963], река собралась в единый поток со стабильной поймой, отдельные участки которой накапливают отложения разливов реки в течение тысяч лет.

Таким образом, врезание Волги с уровня III НПТ до уровня поймы происходило в период отступления поздневалдайского ледника и в начале голоцена. Учитывая имеющиеся реконструкции гляциоизостатических деформаций для Скандинавского ледникового щита [Peltier, 2004], причиной врезания можно считать релаксационное поднятие, происходившее в приледниковой области в ходе дегляциации. Имеющиеся данные позволяют оценить общую величину и скорость поздне- и послеледникового врезания р. Волги. Углубление долины от поверхности III НПТ (высота 16 м) до поверхности высокой поймы (4 м), т. е. на 12 м, произошло в период между 20 тыс. л. н. и 6 тыс. л. н., т. е. не более чем за 14 тыс. лет. Это дает минимальную оценку средней скорости врезания 0,85 мм/год (м/тыс. л.). С учетом неодинаковой величины пойменной аккумуляции на разных террасовых уровнях, более правильным будет измерять скорость врезания по подошве аллювия террас. С уровня III НПТ до поймы подошва аллювия опустилась с 205 до около 190 м абс., т. е. на 15 м, что дает среднюю за 14 тыс. лет скорость врезания 1,1 мм/год (м/тыс. л.).

Радиоуглеродное датирование позволило установить скорость роста излучины Роговское колено. Были использованы калиброванные даты по пескам русловой и низов пойменной фации в скважинах, расположенных по оси шпоры излучины (табл.): 5800 л. н. – в скважине Ш1, 3200–15 004, 1300–Ш4. За 3,5 тыс. лет в интервале 5,8–1,3 тыс. л. н. средняя скорость искривления излучины была примерно

постоянна и составляла 6 см/год. В последние 1,3 тыс. лет роста излучины не происходило, не происходит его и сейчас, о чем свидетельствует отсутствие следов подмыва противоположного (правого) берега реки в вершине излучины. Возможно, прекращение искривления излучины произошло из-за того, что она достигла предельной крутизны, при которой в половодье происходит отрыв потока от вогнутого берега в вершине. Способствует этому и тот факт, что излучина своей вершиной уперлась в трудно размываемый моренный цоколь надпойменной террасы.

Датировки пойменной фации аллювия (скв. Ш1 в табл.) позволяют оценить скорости накопления пойменного наилка. В интервале 2800–600 л. н. он накапливался со скоростью порядка 0,11 мм/год, а в последние 600 лет – 1,35 мм/год. Причинами столь значительного роста скоростей пойменной аккумуляции были, по-видимому, увеличение мощности (высоты, длительности) половодий и мутности воды, чему способствовали климатические условия малого ледникового периода и хозяйственное освоение территории – сведение лесов и распашка земель.

Выводы:

– вблизи края максимального распространения поздневалдайского ледникового щита динамика развития долины верховий р. Волги определялась гляциоизостатическими деформациями в приледниковой полосе. Углубление приледникового прогиба по мере приближения края ледника вызывало уменьшение уклонов и направленную аккумуляцию в речной долине в первой половине поздневалдайской эпохи. Компенсационное поднятие в ходе последующей дегляциации вызвали врезание реки и образование лестницы террас;

– глубины приледникового прогиба оказалось недостаточно для формирования прогляциального

озера; сток р. Волги не прекращался и в период последнего ледникового максимума (ПЛМ);

– самая высокая (третья) терраса в долине верховий Волги, формирование которой относилось предыдущими исследователями к началу позднего плейстоцена, формировалась в период ПЛМ около 20 тыс. л. н. Более древний позднеплейстоценовый аллювий находится в погребенном состоянии под отложениями третьей и более низких террас;

– в раннем голоцене (10–11 тыс. л. н.) фиксируется период значительной эоловой активности с раздуванием отложений террас и формированием слоя супесей и алевритов, покрывающего левый (восточный) придолинный склон;

– послеледниковое врезание закончилось в середине голоцена около 6 тыс. л. н. Его общая величина составила порядка 15 м, средняя скорость – порядка 1 мм/год (т. е. 1 м за 1000 лет);

– начиная с середины голоцена происходит не только стабилизация продольного профиля, но и затухание горизонтальных деформаций, сохранившихся только на крутых излучинах русла. Средняя скорость искривления изученной крутой излучины в среднем голоцене – начале позднего составила 6 см/год, а в последние 1,5 тыс. лет искривление излучины прекратилось. Такую динамику вековых темпов плановых деформаций русла можно считать характерной для верховьев Волги в целом;

– в конце голоцена отмечается значительный рост скорости накопления пойменного наилка от 0,11 мм/год в начале–середине позднего голоцена до 1,35 мм/год в последние 600 лет. Эти изменения можно связывать с антропогенным воздействием на ландшафты истоков Волги – вырубкой лесов и распашкой земель.

Благодарности. Основная часть исследования – общая реконструкция истории развития долины верхней Волги, определение хронологии ее основных этапов и возраста террас, оценка скоростей врезания, – выполнена в рамках проекта РФФ № 17-17-01289 (Д.В. Баранов, А.В. Панин, Н.Е. Зарецкая). Дополнительные аспекты, касающиеся роли гляциоизостатического фактора в развитии речных долин, изучались в рамках проекта РФФИ № 15-05-05284 (С.И. Болысов). Первичное рекогносцировочное обследование проведено в рамках темы Госзадания АААА-А16-116032810089-5 кафедры геоморфологии и палеогеографии МГУ (С.И. Антонов, В.Р. Беляев, Е.А. Еременко). Коллектив авторов выражает благодарность сотрудникам, аспирантам и студентам кафедры геоморфологии и палеогеографии географического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова – участникам полевых работ в д. Большой Коше в 2014–2017 гг. и лично Е.О. Мухаметшиной, Н.Т. Ткачу, Н.В. Сычёву, а также Е.В. Селезневой и к.г.н. А.К. Ильясову – за помощь в топографо-геодезической съемке, м.н.с. Е.Д. Шеремецкой за консультации при проведении гранулометрического анализа и С.Н. Лисичкиной – директору Большешошинской СОШ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Ауслендер В.Г. Стратиграфия: четвертичная система // ГГК СССР. Масштаб 1:1 000 000 (новая серия). Объяснительная записка. Лист О-35), 36–Ленинград. Л.: МинГео СССР, ВСЕГЕИ, ПГО «Севзапгеология», 1989, С. 98–127.
 Былинский Е.Н. Влияние гляциоизостазии на развитие рельефа Земли в плейстоцене. М.: Изд-во РАН, 1996. 210 с.
 Карандеева М.В. Геоморфология Ржевско-Старицкого Поволжья Калининской области // Ученые записки МГУ. Вып. 23. География. М.: Изд-во МГУ, 1938. С. 99–111.
 Квасов Д.Д. Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975. 278 с.

Кямря В.В., Мохов В.В., Семенова Л.П. Стратиграфия: четвертичная система // ГГК РФ. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист О-35 – Псков, (N-35), О-36 – Санкт-Петербург. Объяснительная записка. С-Пб.: Карт. ф-ка ВСЕГЕИ, 2012. С. 149–194.
 Лаврушин Ю.А. Аллювий рек Субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений // Труды ГИН АН СССР. Вып. 87. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 266 с.
 Обедиентова Г.В. Основные особенности геоморфологии долины Волги в верховье // Вопросы палеогеографии и геоморфологии бассейнов Волги и Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С. 5–40.

Обедиентова Г.В. Формирование речных систем Русской равнины. М.: Недра, 1975. 174 с.

Обедиентова Г.В. Эрозионные циклы и формирование долины Волги. М.: Наука, 1977. 240 с.

Панин А.В., Баранов Д.В. Влияние приледниковых гляциоизостатических деформаций на развитие речных долин северо-запада Русской равнины // Геоморфологические ресурсы и геоморфологическая безопасность: от теории к практике: Всероссийская конференция VII Шукинские чтения. Москва, МГУ имени М.В. Ломоносова, 18–21 мая 2015 г.: материалы конференции. М.: МАКС Пресс, 2015. С. 484–487.

Синюгина Е.Я. Геоморфология Ловатско-Валдайского участка Калининской области // Ученые записки МГУ. Вып. 23. География. М.: Изд-во МГУ, 1938. С. 16–54.

Шукин И.С. Четырехязычный энциклопедический словарь терминов по физической географии. М.: Советская энциклопедия, 1980. 703 с.

Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M. Glaciomorphological map of the Russian Federation // Quaternary International. 420. 2016. P. 4–14.

Bronk Ramsey C. Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon. 51 (1). 2009. P. 337–360.

Busschers F.S., Kasse C., van Balen R.T., Vandenberghe J., Cohen K.M., Weerts H.J.T., Wallinga J., Johns C., Cleveringa P., Bunnik F.P.M. Late Pleistocene evolution of the Rhine-Meuse system in the southern North Sea basin: imprints of climate change, sea-level oscillation and glacio-isostasy // Quaternary Science Reviews. 26. 2007. P. 3216–3248.

Cohen K.M., Gibbard P.L., Weerts H.J.T. North Sea palaeogeographical reconstructions for the last 1 Ma // Netherlands Journal of Geosciences. 93-1/2. 2014. P. 7–29. doi: 10.1017/njg.2014.12.

Mörner N.-A. The Fennoscandian Uplift and Late Cenozoic Geodynamics: Geological Evidence // GeoJournal. 3 (3). 1979. P. 287–318.

Mörner N.-A. Eustasy, paleoglaciation and paleoclimatology // Geol. Rundschau. 70. 1981. P. 691–702.

Peltier W.R. Mechanisms of Relative Sea-Level Change and the Geophysical Responses to Ice-Water Loading // Sea Surface Studies. R. Devoy (ed.). Springer Science and Business Media, 1987. P. 57–94.

Peltier W.R. Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 32. 2004. P. 111–149.

Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards L.R., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen H.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP // Radiocarbon. 55(4). 2013. P. 1869–1887.

Поступила в редакцию 19.02.2018

После доработки 01.02.2019

Принята к публикации 28.06.2019

**D.V. Baranov¹, A.V. Panin², S.I. Antonov³, V.R. Belyaev⁴,
S.I. Bolysov⁵, E.A. Eremenko⁶, N.E. Zaretskaya⁷**

INFLUENCE OF GLACIAL ISOSTATIC ADJUSTMENT ON THE UPPERVOLGA RIVER VALLEY DEVELOPMENT

The 100-km long upper reach of the Volga River between the Selizharovo and Zubtsov towns is oriented opposite the Late Valdai ice sheet which covered the Volga River sources, i.e. the area of the Verkhnevolzhskiy Lakes, during the Last Glacial Maximum (LGM), about twenty thousand years ago. Due to the Glacial Isostatic Adjustment (GIA), crustal subsidence occurred in the proglacial area and further from the ice sheet a compensational rise was formed towards which the Volga River valley was directed. The study is aimed at the investigation of the influence of GIA-induced changes in gradients during MIS 2 and the Holocene on the evolution of the Volga River valley.

At the key site near the Bolshaya Kosha village (Selizharovo district, the Tver Oblast) it was found that prior the LGM the alluvial aggradation in the valley was most probably associated with the decrease of valley gradient because of the GIA-induced formation of a crustal proglacial flexure. However, the total depth of subsidence was not enough to completely stop the Volga River flow and promote the formation of a proglacial lake. During the LGM the highest (third) and widest river terrace was formed by both river and glacial melt waters.

After the LGM the river incision resulted in the formation of a terrace staircase. The incision was caused by the increase of valley gradient due to the glacio-isostatic uplift of the proglacial area in the process of deglaciation. The incision was over in the Mid-Holocene (about 6 kyr BP). The total depth of incision was 15 m and the average incision rate was about 1 mm/year.

¹ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Paleogeography, post-graduate student; Institute of Geography of the RAS, Department of Quaternary research, Environmental paleoarchives laboratory, research intern; e-mail: dm_baranov@igras.ru

² Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Paleogeography, Professor; Institute of Geography of the RAS, Department of Quaternary research, Laboratory of Evolutionary Geography, Head of the Laboratory, D.Sc. in Geography; e-mail: a.v.panin@igras.ru

³ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Paleogeography, Senior Scientific Researcher, PhD. in Geography; e-mail: ser11131134@yandex.ru

⁴ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Paleogeography, Senior Scientific Researcher; Makkaveev Laboratory of Soil Erosion and Channel Processes, Senior Scientific Researcher, PhD. in Geography; e-mail: vladimir.belyaev@gmail.com

⁵ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Paleogeography, Professor, D.Sc. in Geography; e-mail: sibol1954@bk.ru

⁶ Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Department of Geomorphology and Paleogeography, Associate Professor, PhD. in Geography; e-mail: eremenkoeaig@gmail.com

⁷ Institute of Geography of the RAS, Department of Quaternary research, Environmental paleoarchives laboratory, Leading Scientific Researcher, PhD. in Geology and Mineralogy; e-mail: zaretsk@igras.ru

Key words: glacial isostasy, proglacial lake, river incision, terrace staircase, radiocarbon dating, OSL dating, the Upper Volga River region

Acknowledgements. Major part of the study – general reconstruction of the history of evolution of the Upper Volga River valley, studying the chronology of its major stages and the age of terrace formation, and evaluation of incision rates – was performed by D.V. Baranov, A.V. Panin and N.E. Zaretskaya and financially supported by the Russian Science Foundation (project № 17-17-01289). Investigation of the role of glacioisostatic factor in the development of river valleys was performed by S.I. Bolysov and financially supported by the Russian Foundation for Basic Research (project № 15-05-05284). Reconnaissance survey was carried out by S.I. Antonov, V.R. Belyaev and E.A. Eremenko under the state task AAAA-A16-116032810089-5 of the MSU Department of Geomorphology and Paleogeography.

The authors are grateful to the staff, postgraduate students and students of the Department of Geomorphology and Paleogeography of the MSU Faculty of Geography, and personally to E.O. Mukhametshina, N.T. Tkach and N.V. Sychev, for their participation in 2014–2017 field studies in the Bolshaya Kosha village. The authors would like to thank E.V. Selezneva and A.K. Ilyasov, PhD. in Geography, for their assistance in topographic-geodetic survey, E.D. Sheremetskaya, Junior Scientific Researcher, for consultations in the process of granulometric analysis and S.N. Lisichkina, Head of school of the Bolshaya Kosha secondary school.

REFERENCES

- Astakhov V., Shkatova V., Zastrozhnov A., Chuyko M.* Glaciomorphological Map of the Russian Federation // Quaternary International. 420. 2016. P. 4–14.
- Auslender V.G.* Stratigrafija: chetvertichnaja sistema [Stratigraphy: Quaternary system] // State geological map of the USSR. Scale 1:1 000 000 (novaja serija). Objasnitel'naja zapiska. List O-(35), 36 – Leningrad. L.: MinGeo USSR, VSEGEI, PGO «Sevzapgeologija», 1989. P. 98–127. (in Russian)
- Bronk Ramsey C.* Bayesian analysis of radiocarbon dates // Radiocarbon. 51 (1), 2009. P. 337–360.
- Busschers F.S., Kasse C., van Balen R.T., Vandenberghe J., Cohen K.M., Weerts H.J.T., Wallinga J., Johns C., Cleveringa P., Bunnik F.P.M.* Late Pleistocene evolution of the Rhine-Meuse system in the southern North Sea basin: imprints of climate change, sea-level oscillation and glacio-isostasy // Quaternary Science Reviews. 26. 2007. P. 3216–3248.
- Bylinskij E.N.* Vlijanie gljacioizostazii na razvitie rel'efa Zemli v plejstocene [Influence of glacial isostasy on the Earth relief evolution during the Pleistocene]. M.: Izd-vo RAN, 1996. 210 p. (in Russian)
- Cohen K.M., Gibbard P.L., Weerts H.J.T.* North Sea palaeogeographical reconstructions for the last 1 Ma // Netherlands Journal of Geosciences. 93-1/2. 2014. P. 7–29. doi:10.1017/njg.2014.12.
- Karandeeva M.V.* Geomorfologija Rzhnevsko-Staritskogo Povolzh'ja Kalininskoj oblasti [Geomorphology of Rjev – Staritca part of the Volga River region in the Kalinin Oblast] // Uchjonye zapiski MGU. № 23. Geography. M.: Izd-vo MSU, 1938. P. 99–111. (in Russian)
- Kvasov D.D.* Pozdnechetvertichnaja istorija krupnyh ozjor i vnutrennih morej Vostochnoj Evropy [Late Quaternary history of large lakes and inland seas in the Eastern Europe]. L.: Nauka, Leningr. otd., 1975. 278 p. (in Russian)
- Kjamjarja V.V., Mohov V.V., Semenova L.R.* Stratigrafija: chetvertichnaja sistema [Stratigraphy, Quaternary system] // State geological map of RF. Scale 1: 1 000 000 (tret'e pokolenie). Serija Central'no-Evropejskaja. List O-35 – Pskov, (N-35), O-36 – Sankt-Peterburg. Objasnitel'naja zapiska. S-Pb.: Kart. f-ka VSEGEI, 2012. P. 149–194. (in Russian)
- Lavrushin Yu.A.* Allyuvij rek Subarkticheskogo poyasa i priljatsial'nykh oblastej materikovykh oledenjenij [Alluvium of the rivers of the Subarctic belt and periglacial regions of continental glaciations] // Trudy GIN AN USSR. № 87. M.: Izd-vo AN USSR, 1963. 266 p. (in Russian)
- Mörner N.-A.* The Fennoscandian Uplift and Late Cenozoic Geodynamics: Geological Evidence // GeoJournal. 3(3). 1979. P. 287–318.
- Mörner N.-A.* Eustasy, paleoglaciation and palaeoclimatology. Geol. Rundschau. 70. 1981. P. 691–702.
- Obedientova G.V.* Osnovnye osobennosti geomorfologii doliny Volgi v verhov'e [Main geomorphologic features of the Upper Volga River valley] // Voprosy paleogeografii i geomorfologii bassejnov Volgi i Urala. M.: Izd-vo AN USSR, 1962. P. 5–40. (in Russian)
- Obedientova G.V.* Formirovanie rechnyh sistem Russkoj ravniny [Formation of fluvial systems within the Russian plain]. M.: Nedra, 1975. 174 p. (in Russian)
- Obedientova G.V.* Eroziionnye cikly i formirovanie doliny Volgi [Erosion cycles and the Volga River valley formation]. M.: Nauka, 1977. 240 p. (in Russian)
- Panin A.V., Baranov D.V.* Vliyanie prilednikovyx glytsioizostaticeskikh deformatsij na razvitie rechnyh dolin severo-zapada Russkoj ravniny [The influence of glacial isostatic adjustment on river valley development in the north-west of the Russian Plain] // Geomorfologicheskie resursy i geomorfologicheskaya bezopasnost': ot teorii k praktike: Vserossijskaja konferentsiya VII Shchukinskie chteniya. Moskva, MGU imeni M.V. Lomonosova, 18–21 maya 2015 g.: Materialy konferentsii. M.: MAKS Press, 2015. P. 484–487. (in Russian)
- Peltier W.R.* Mechanisms of Relative Sea-Level Change and the Geophysical Responses to Ice-Water Loading // Sea Surface Studies. R. Devoy (ed.). Springer Science and Business Media, 1987. P. 57–94.
- Peltier W.R.* Global glacial isostasy and the surface of the ice-age Earth: the ICE-5G (VM2) model and GRACE // Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 32. 2004. P. 111–149.
- Reimer P.J., Bard E., Bayliss A., Beck J.W., Blackwell P.G., Bronk Ramsey C., Buck C.E., Cheng H., Edwards L.R., Friedrich M., Grootes P.M., Guilderson T.P., Haflidason H., Hajdas I., Hatté C., Heaton T.J., Hoffmann D.L., Hogg A.G., Hughen H.A., Kaiser K.F., Kromer B., Manning S.W., Niu M., Reimer R.W., Richards D.A., Scott E.M., Southon J.R., Staff R.A., Turney C.S.M., van der Plicht J.* IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50 000 years cal BP // Radiocarbon. 55(4). 2013. P. 1869–1887.
- Sinjugina E.Ja.* Geomorfologija Lovatsko-Valdajskogo uchastka Kalininskoj oblasti [Geomorphology of Lovat' – Valdai area of the Kalinin Oblast] // Uchjonye zapiski MGU. № 23. Geography. M.: Izd-vo MSU, 1938. P. 16–54. (in Russian)
- Shhukin I.S.* Chetyrjohjazychnyj jenciklopedicheskij slovar' terminov po fizicheskoj geografii [Four-language encyclopedic dictionary of physical geography terms]. M.: Sovetskaja Enciklopedija, 1980. 703 p. (in Russian)

Received 19.02.2018
Revised 01.02.2019
Accepted 28.06.2019