

## Сток воды и морфология русел рек Русской равнины в поздневалдайское время и в голоцене (по данным палеоруслowego анализа).

А.Ю.Сидорчук, А.В.Панин, А.В.Чернов, О.К.Борисова, Н.Н.Ковалюх.

Восстановление стока воды в реках прошлых геологических эпох является одной из важнейших проблем палеогидрологии, которая «... ставит перед собой задачу изучения процесса становления и развития гидросферы и выявления закономерностей присущих этому процессу...» [Калинин и др, 1976, с.9]. Эта проблема активно разрабатывалась на начальной стадии развития палеогидрологии рек как на качественном [Волков, 1960, 1963; Лютцау, 1968, Starkel, 1977], так и на количественном [Dury, 1964, 1965; Schumm, 1968; Экспериментальная геоморфология, 1969] уровнях. Проведенные реконструкции показали глобальное (реки Австралии, Северной Америки, западной и центральной Европы, Русской равнины, юга Западной Сибири и северного Казахстана, степного Алтая) изменение стока воды в реках в сравнительно недавнее (в геологических масштабах) время от нескольких до десятков раз. Эти же реконструкции выявили также значительные сложности в проведении палеогидрологических оценок и трудности в их увязке с результатами других палеоклиматических построений [Сладкопепцев, 1976]. Поэтому современный этап развития палеогидрологии рек характеризуется как этап накопления данных о морфологии рек прошлого, строении их аллювия, совершенствования методов палеогидрологических реконструкций. Эта работа координируется несколькими международными комиссиями: GLOCOPH (глобальная палеогидрология), FLAG (флювиальные архивы), APARD (палеорасходы рек Арктики), которыми издано и издается несколько сборников статей. Подобная координация способствует активному обмену информацией на международных конференциях, организуемых комиссиями, и определенной унификации методов и подходов, применяемых исследователями в разных странах.

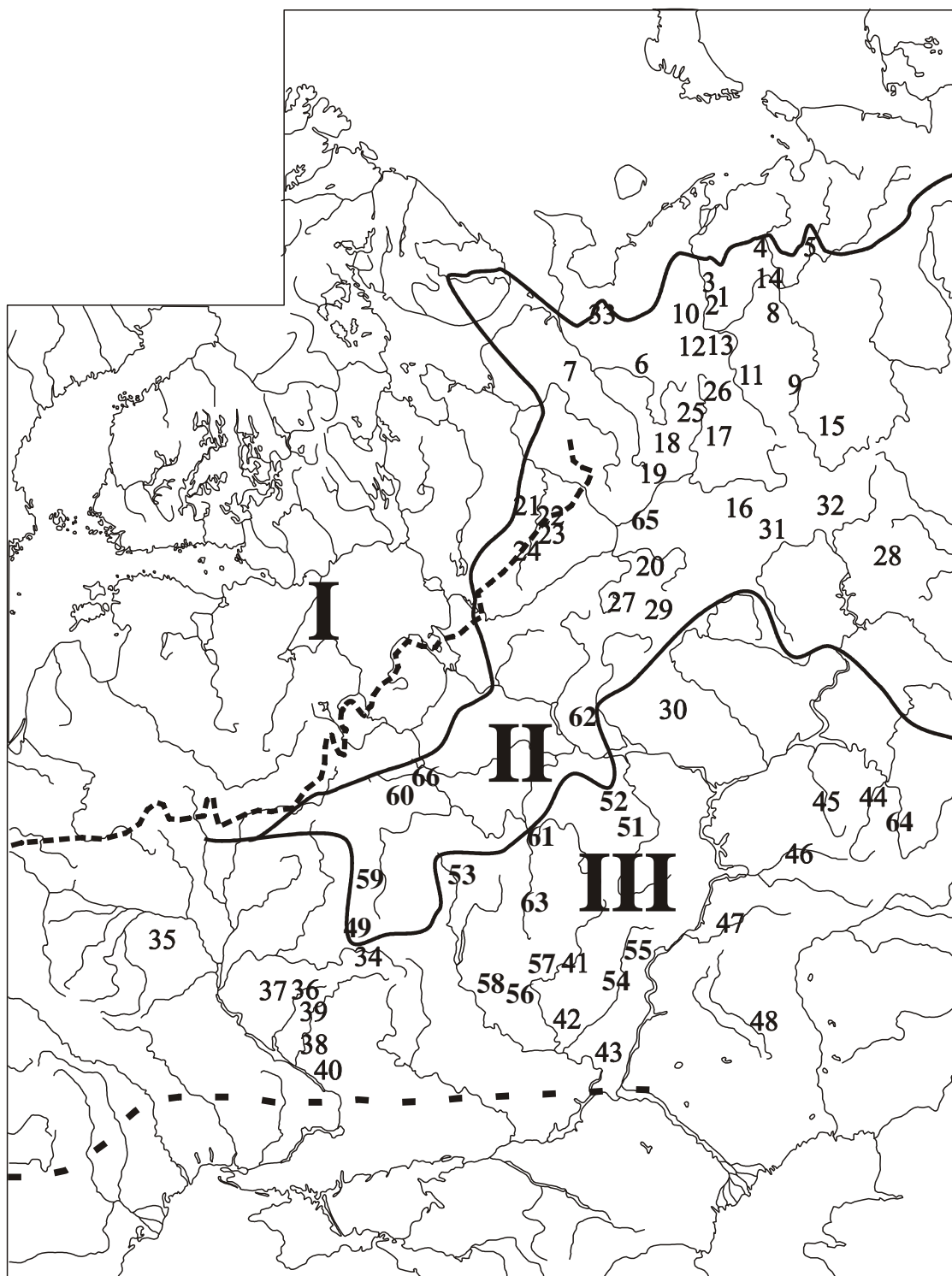
Палеогидрологические реконструкции для рек Русской равнины дают существенно разные результаты. С.В.Лютцау [1968] оценивает сток р. Гуся (Мещерская низменность) для периода формирования I надпойменной террасы в 10-20 раз больше современного, а II надпойменной террасы - в 100-200 раз больше современного. Для объяснения Лютцау сдвигает время образования низких террас рек Мещеры к московскому времени и предлагает гипотезу о питании рек водами тающего

ледника. Д.Д.Квасов [1975], исходя из водного баланса хвалынского бассейна Каспия, полагает годовой сток воды с водосбора Волги во время максимума валдайского оледенения в  $560 \text{ км}^3$ . Этот сток складывался из трех компонентов – стока с непокрытой ледником части современного водосбора Каспия, стока через Каму из подпрудных озер с водосборов Северной Двины, Мезени и Печоры и стока через Клязьму, верхнюю Волгу, Оку из подпрудных озер вдоль западного края ледника. Морфологических свидетельств увеличения стока этих рек не приводится. Н.И. Маккавеев и др. [Экспериментальная геоморфология, 1969] выделяют два типа стариц на поймах, которые характеризуют изменение водоносности рек: 1) очень крупные меандры – старицы, сохранившиеся во внутренних частях поймы (Ока, Вятка, Орель); 2) мелкие мало заиленные излучины – старицы в приустьевой части поймы (Ока, притоки нижней Вычегды). Наличие крупных стариц указывает на сток вдвое больший современного у крупных рек и значительно больший – у малых. Мелкие излучины указывают на уменьшенную в 1,2 – 6 раз по отношению к современной водоносность рек. В первую очередь называются антропогенные причины изменения водоносности рек – вырубка лесов, изменение площади пашни. Нами [Панин и др., 1992; Panin et al., 1999] показано широкое распространение меандр – стариц первого типа (макроизлучин) на реках всех природных зон Русской равнины. Во внеледниковой зоне, где не было стока вод тающего Валдайского ледника, водоносность этих рек была (по приближенной оценке) до нескольких десятков раз более современной.

Сравнительно скромный объем литературы по палеогидрологии рек Русской равнины и широкий диапазон мнений о времени, причинах и амплитуде изменения водоносности рек указывают на необходимость систематического изучения этого явления. Такая программа в настоящее время осуществляется авторами статьи в рамках палеорусловедения [Чалов, 1996].

### **Большие палеоруслу в долинах рек Русской равнины.**

Для Русской равнины характерно широкое распространение больших извилистых палеоруслу (меандров – стариц) с шириной русла  $B_n$  и шагом излучин  $\lambda_n$  существенно большими, чем ширина  $B_c$  и шаг излучин  $\lambda_c$  у современных рек. Они обнаружены в большинстве ландшафтных зон от лесотундры до сухой степи, в бассейнах всех морей (рис. 1, табл.1). Большие палеоруслу редки только в зоне тундры и лесотундры, а также на территории, которая перекрывалась поздневалдайским ледником (регион I). В зоне лесотундры в пределах островного распространения



**II** 1 35 2 3 4

Рис.1. Распространение больших поздневалдайских палеорусел на территории Русской равнины. 1 – номера и границы регионов (см. текст); 2 – положение наиболее выраженных больших палеорусел и их индекс (табл. 1); 3 – граница распространения поздневалдайского оледенения; 4 – южная граница максимального распространения многолетней мерзлоты (Величко и др., 1982).

Таблица 1. Основные характеристики современных (г) и древних (р) русел на Русской равнине

Индекс на рис.1	Река	F км <sup>2</sup>	$\lambda_r$ м	W <sub>r</sub> м	$\lambda_p$ м	W <sub>p</sub> м	С.ш.	В.д.
33	Ома	4100	610	75	1750	150	66°41'	46°24'
26	Вымь	2700	300	40	1450	150	64°10'	51°32'
25	Чисва	1000	150	15	1000	120	63°33'	51°20'
17	Весляна	3940	500	60	2800	250	62°50'	51°20'
19	Чедьев	180	80		500		62°37'	49°20'
18	Яренга	2450	270	40	1300	200	62°35'	49°28'
21	Паденьга	1040	260	40	1250	125	61°52'	42°34'
22	Шереньга	300	50	10	310		61°46'	42°40'
23	Вамшереньга	300	45	10	430		61°46'	42°45'
24	Б.Чурга	560	190	40	750	80	61°29'	42°22'
16	Локчим	6040	640	100	2900	1000	61°36'	51°36'
65	Вычегда	121000	6000	1100	7000	1200	61°16'	46°44'
20	Луза	18100	1500	250	4630	450	60°35'	47°15'
27	Юг	4600	430	100	2200	380	59°53'	45°30'
7	Немнюга	800	230	35	750	100	65°25'	43°46'
6	Сула	1040	310	35	1130	100	64°53'	48°27'
4	Харьяга	970	230	50	810	150	67°09'	56°35'
5	Адзьва	8700	1540	175	1810	180	67°05'	60°07'
3	Созьва	1400	480	50	1080	150	66°35'	52°53'
14	Лая	9530	2000	200	2200		66°25'	56°22'
1	Ерса	1800	250	50	1000	125	66°09'	53°21'
2	Слепая	230	85		470	70	66°11'	53°21'
10	Тобыш	3250	530	100	1700	200	66°04'	51°10'
8	Лыжа	6000	810	140	3080		65°44'	56°19'
12	Пижма	5470	580	100	1500	200	65°23'	52°01'
13	Нерица	2900	380	70	1250	150	65°13'	52°37'
9	Лемью	3850	570	120	4800		63°58'	56°38'
11	Айюва	1970	500	60	2100	180	63°45'	54°10'
15	Б.Ляга	1330	450	50	1400	125	62°37'	56°46'
66	Москва	9000	700	150	2500	500	55°38'	37°47'
60	Протва	2170	380	80	800	180	55°12'	36°31'
59	Жиздра	1970	150	40	1000	250	53°51'	35°07'
62	Керженец	4500	370	50	1250	500	56°28'	44°48'
51	Алатырь	10500	410	80	1250	250	54°48'	46°11'
52	Пьяна	7930	270	70	1300	300	55°31'	44°19'
32	Пильва	890	170	35	1200		60°43'	55°57'
31	Весляна	3900	180	35	1700		60°26'	52°42'
28	Яйва	5230	830	120	2800	500	59°08'	57°02'
30	Уста	6030	340	60	2200	200	56°55'	45°28'
44	Дема	12500	210	60	1200	220	54°31'	55°23'

64	Уршак	3130	230	50	860	200	54°29'	55°52'
45	Ик	7660	140	40	1440	290	54°47'	53°34'
46	Б.Кинель	5970	160	25	920	200	53°22'	51°16'
47	Б.Иргиз	2110			800	100	52°15'	49°54'
48	М.Узень	9490			1000	200	50°28'	47°38'
35	Уборть	5260	175	30	880	120	51°55'	28°30'
34	Сейм	10700	170	40	3000	400	51°39'	35°20'
49	Свапа	6310	120	30	1400	250	51°39'	35°20'
37	Удай	6120			1500	300	50°18'	32°32'
36	Сула	14200	170	30	2500	400	50°15'	33°21'
38	Псел	11300	330	40	1250	330	49°38'	33°46'
40	Орель	9400	200	50	1790	350	48°49'	34°24'
53	Лесной Воронеж	1740	160	50	690	150	53°01'	40°38'
58	Битюг	7330	200	40	1300	350	51°42'	40°31'
55	Медведица	7610	320	40	1200	250	51°31'	44°38'
41	Хопер	19100	360	60	2500	800	51°19'	42°22'
57	Ворона	9540	430	70	1700	420	52°04'	42°15'
56	Савала	7720	250	50	800	250	51°08'	41°27'
54	Терса	7320	250	40	1000	250	50°48'	44°24'
42	Бузулук	6830	460	35	1380	300	50°32'	42°34'
43	Иловля	8730			850	150	49°47'	44°30'

многолетнемерзлых пород макроизлучины выявлены в долине р. Ома, впадающей в Баренцево море. Ее палеоруслó расположено на II надпойменной террасе (пойме периода формирования палеоруслá) шириной 2 – 3 км и относительной высотой 13-15 м (рис.2). Ширина палеоруслá в бровках древней поймы на перегибах излучин составляет 150 м, средний шаг излучин  $\lambda_n = 1750$  м. Современное меандрирующее русло Омы имеет ширину 75 м, шаг излучин 600 м. В процессе врезания реки сформировалась переходная между поймой и I террасой поверхность шириной 1 - 1.5 км и относительной высотой 6 – 7 м. Некоторые древние макроизлучины полностью переработаны современным меандрирующим руслом, некоторые отчленены и сохранились в виде стариц на II террасе, а некоторые все еще используются современным руслом.

Макроизлучины имеются также в тундре и лесотундре на реках Адзьве и Харьяге (бассейн Печоры), они описаны на р. Поное (Кольский полуостров) Б.В.Матвеевым [1985]. У остальных многочисленных рек этой зоны размеры современных излучин русла близки к размерам излучин – стариц на пойме и низких террасах. Факт отсутствия макроизлучин в долинах рек современных арктического и субарктического поясов имеет большое значение для палеогидрологических реконструкций.

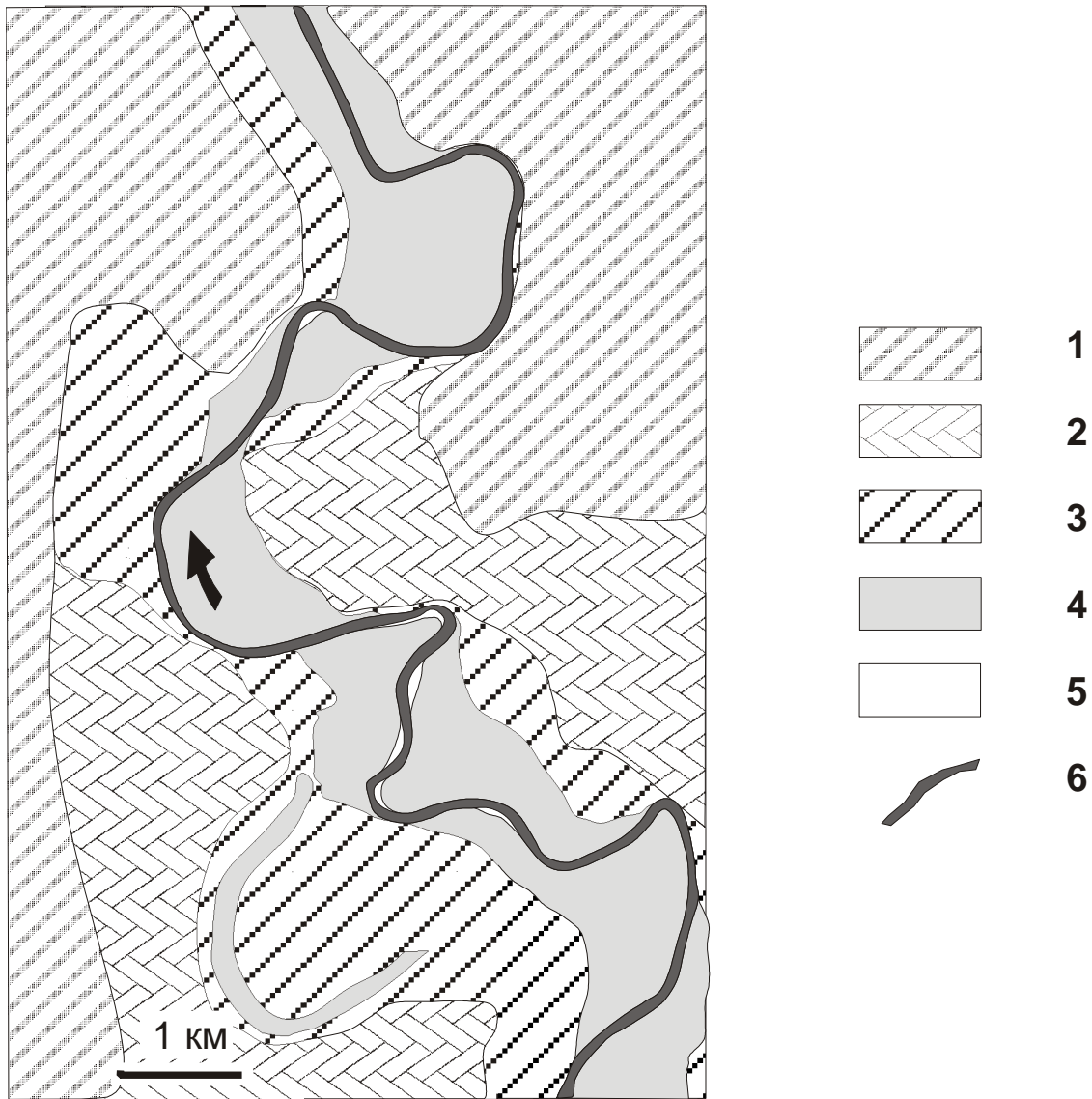


Рис.2. Соотношение современного и древнего русла в низовьях р. Омы (бассейн Баренцева моря): 1 – междуречье; 2 - III терраса; 3 - II терраса (пойма периода формирования большого палеорусла); 4 – I терраса и соответствующие большие палеорусла; 5 – пойма; 6 – современное русло

На территории, которая находилась под ледником в валдайскую эпоху, ни в одной речной долине макроизлучины не обнаружены как в регионах с ограниченными условиями развития русловых переформирований в пределах скальных пород (Кольский полуостров и Карелия), так и в регионах сложенных рыхлым осадочным чехлом со свободными условиями развития русловых деформаций (Прибалтика и Озерный край). История развития рек восточного побережья Балтийского моря детально изучена [Эберхардс, 1985; Дварецкас, 1989; Miidel, Raukas, 1991]. Для них характерно было формирование многочисленных террас вслед за изменениями уровня Балтики, но этап образования больших русел, остатками которых явились бы

макроизлучины, не выявлен. Это свидетельствует об отсутствии условий для формирования макроизлучин на реках после отступления ледника.



Рис.3. Соотношение современного и древнего русла в низовьях р. Юг (бассейн Северной Двины): 1 - междуречье; 2 – I терраса; 3 – большие палеорусла на I террасе; 4 – пойма; 5 – современное русло.

В регионе II большие палеорусла располагаются в пределах низких надпойменных террас. Макроизлучины формировались здесь в долинах большинства рек. Современные реки этого региона, как правило, имеют врезанные излучины. Такова река Юг в бассейне Северной Двины. Здесь древняя пойма в ходе врезания русла превратилась в террасу с относительной высотой 25-30 м. При этом днище русла древней реки образовало ступень с высотой 12-16 м над современным меженным урезом реки (рис. 3). В пределах надпойменной террасы прослеживается макрорусло в виде изогнутой ложбины. Палеорусло шириной на перекатах около 400 м описывало омеговидные излучины с шагом  $\lambda_{п} = 2000$  м и длиной по руслу  $S_{п} = 6500$  м. Шаг

излучин современной реки - 430 м, а ширина русла – 100 м. Среднее значение показателя формы излучин палеорусла  $S_{\Pi}/\lambda_{\Pi}=3,25$ , что существенно превышает оптимальное [Маккаев, Чалов, 1986] значение 1,6. Подобные омеговидные излучины русла на широкой пойме характерны для рек центрального Ямала. Их развитие является показателем значительной эрозионной устойчивости поверхности поймы, которая скована мерзлотой.

Одной из причин врезания русел в регионе II являлось, видимо, послеледниковое изостатическое поднятие территории. Считается, что внешняя граница области гляциоизостатического поднятия примерно соответствует границе максимального распространения поздневалдайского ледникового щита [Мещеряков, 1961]. В долинах некоторых рек врезание определялось понижением базиса эрозии при спуске подпрудных ледниковых озер, который наиболее интенсивно происходил после отступления ледника от краевых образований вепсовской стадии [Квасов, 1975].

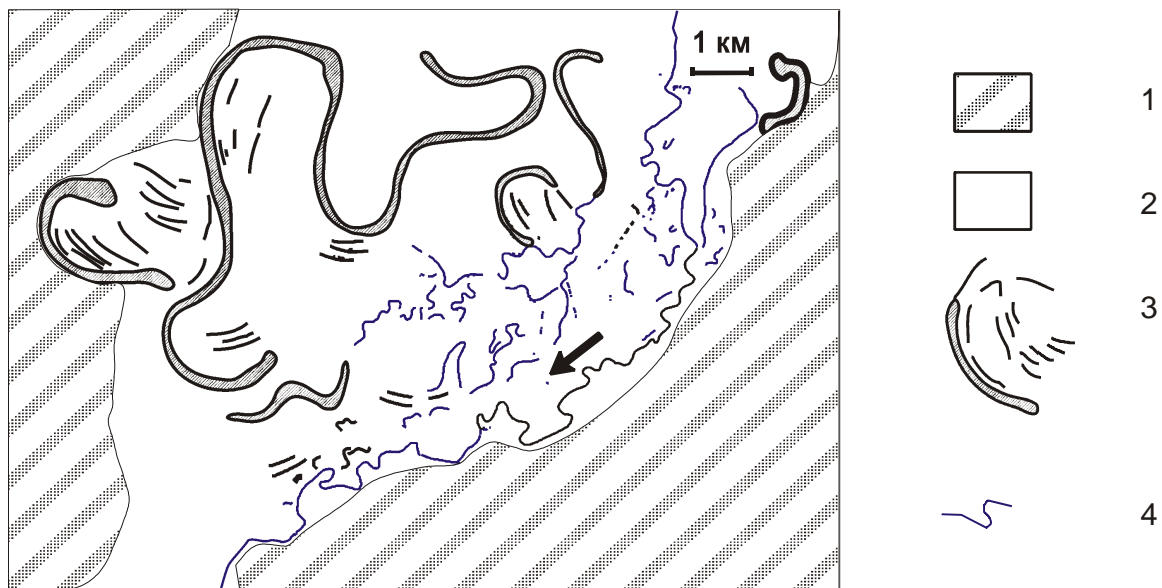


Рис.4. Соотношение древнего и современного русел на пойме реки Орель, левый приток Днепра. 1 – I терраса; 2– пойма; 3 – большие палеорусла и гривы на пойме; 4 – современное русло.

В южной части Русской равнины, в бассейнах Дона, Днепра и нижней Волги (на рис.1 регион III развития палеорусел в пределах современных пойм и I террас), врезания рек в голоцене в большинстве случаев не происходило [Морфология и динамика..., 1999]. Здесь обширные древние поймы сохранили режим затопления и соответствующий ландшафт. Их площадь только увеличилась за счет ширины отмерших заиленных и заболоченных макрорусел. Современные реки меандрируют узкими лентами среди этих унаследованных пойм, лишь в малой степени изменяя

первоначальный рельеф в своей прирусловой зоне. Примером такого соотношения древнего и современного русла является река Орель в бассейне Днепра (рис. 4). Шаг излучин современной реки составляет 200 м, ширина русла – 50 м, ширина пояса меандрирования составляет около 1-3 км. Шаг излучин палеорусла примерно равен 1800 м, его ширина – 350 м. Ширина пояса меандрирования палеореки достигала 12 км. Пойма Орели была создана этой древней рекой, современное русло только наследует ее. Именно этим объясняется несоответствие размеров русла и днища долины, впервые отмеченное В.В.Докучаевым [1878] как для Орели, так и для других рек левобережья нижнего Днепра.

Широкое распространение больших палеорусел в долинах рек Русской равнины свидетельствует о масштабности изменений водоносности рек территории. Однако качество палеогидрологических реконструкций определяется достоверностью системы методов расчета палеостока рек.

### **Методы палеогидрологических реконструкций.**

При палеогидрологических реконструкциях возможно использовать весь арсенал методов расчетов гидрологического режима малоизученных и неизученных рек. Различными авторами применялись уравнение водного баланса [Schumm, 1965], формула Шези [Dury, 1964; Rotnicki, 1991], уравнение неравномерного потока [Baker, 1973; O'Connor, Webb, 1988], формулы для расчета критических скоростей [Maizels, 1983; Williams, 1988], гидравлико – морфометрические зависимости [Dury, 1964, 1965; Маккавеев и др., 1969; Williams, 1988, Starkel et al, 1996]. Наиболее употребительными для расчетов являются методы, основанные на гидравлико – морфометрических зависимостях, в сочетании с уравнением водного баланса.

Гидравлико – морфометрические зависимости впервые [С.Лелявский, 1961] были получены Фергюсоном в 1863 г, который установил связь ширины и шагов излучин русла Ганга с расходами воды. После этих работ было опубликовано огромное количество подобных зависимостей. М.А. Великанов [1955] подвел теоретический фундамент под это направление, а В.Н. Михайлов [1971, 1982] определил основной комплекс характеристик, необходимый для построения зависимостей. Практика палеогидрологических исследований показала, что необходимые исходные данные могут быть получены только при использовании для расчетов палеостока самых простых гидравлико – морфометрических зависимостей: связей ширины русла или показателей формы излучины (шага, радиуса кривизны излучин и др.) с расходом воды.

Обработка данных по 185 участкам меандрирующих широкопойменных рек Русской равнины и Западно-Сибирской низменности путем минимизации разности квадратов вычисленных и измеренных значений показала, что среднегодовой расход воды  $Q_{cp}$  связан с шириной при уровне наполнения русла  $B_p$  зависимостью (рис.5):

$$Q_{cp} = 0,012y^{0,73} B_p^{1,36} \quad (1),$$

Связь параметризована по величине внутригодовой изменчивости стока воды, которая характеризуется отношением среднегодового и среднемаксимального  $Q_{макс}$  расхода воды:  $y = 100 (Q_{cp} / Q_{макс})$ . Коэффициент корреляции измеренных и вычисленных по параметризованной зависимости значений равен 0,9.

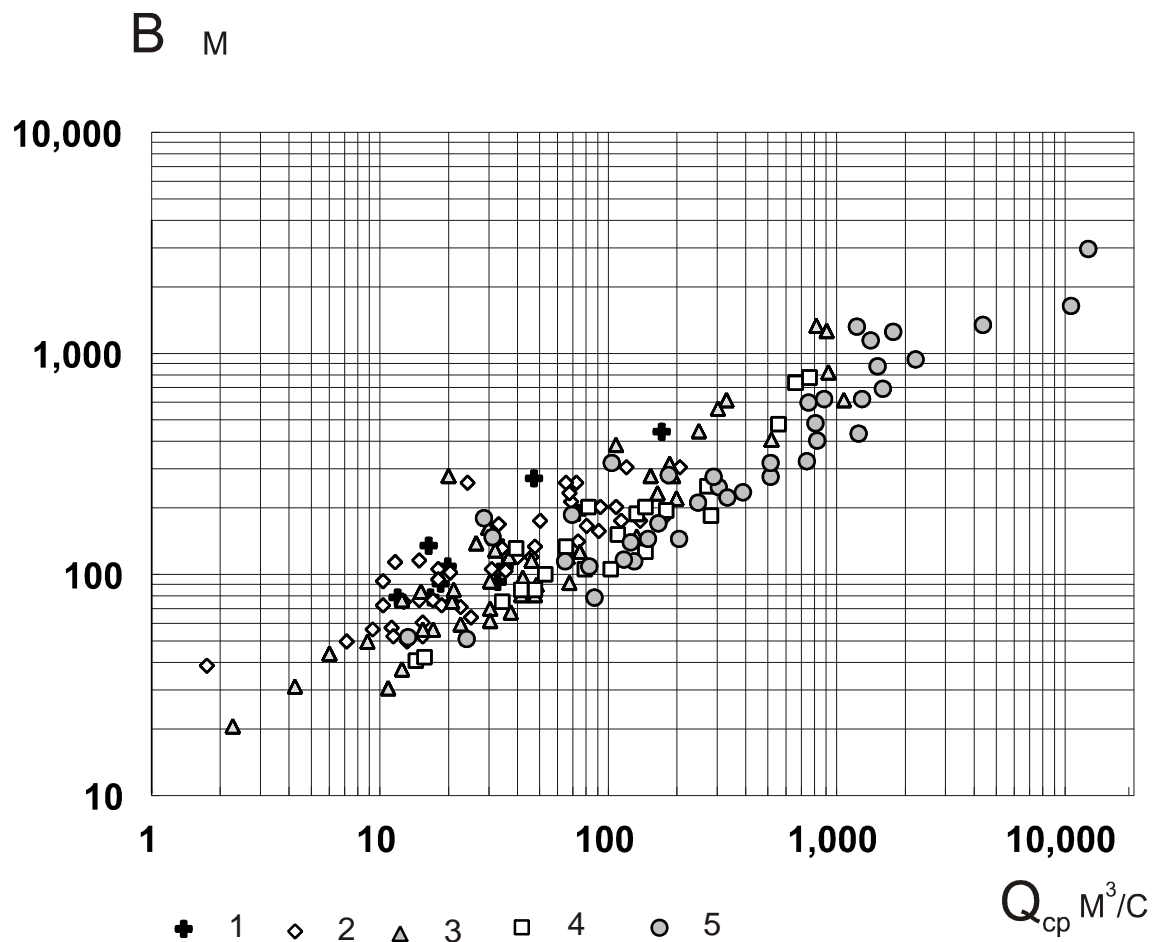


Рис.5. Связь ширины русла при руслонаполнении и среднегодового расхода воды для меандрирующих рек Русской равнины и Западно-Сибирской низменности при разных значениях  $y = (Q_{cp} / Q_{макс}) * 100$ : 1 —  $0 \leq y < 5$ ; 2 —  $5 \leq y < 10$ ; 3 —  $10 \leq y < 15$ ; 4 —  $15 \leq y < 20$ ; 5 —  $y \geq 20$ .

В бассейнах рек севера Европейской России внутригодовая изменчивость стока связана с размером водосбора реки  $F$  ( $\text{км}^2$ ) эмпирической зависимостью:

$$y = aF^{0,125} \quad (2).$$

Коэффициент  $a$  зависит от ландшафтных условий на водосборе и поддается географическому районированию (рис.6). Он изменяется от 1.5 – 2.0 у рек зоны тундры, увеличивается в зоне тайги до 2.5-3.5 и снова уменьшается в зоне широколиственных лесов и лесостепи до 1.5 - 2.5.

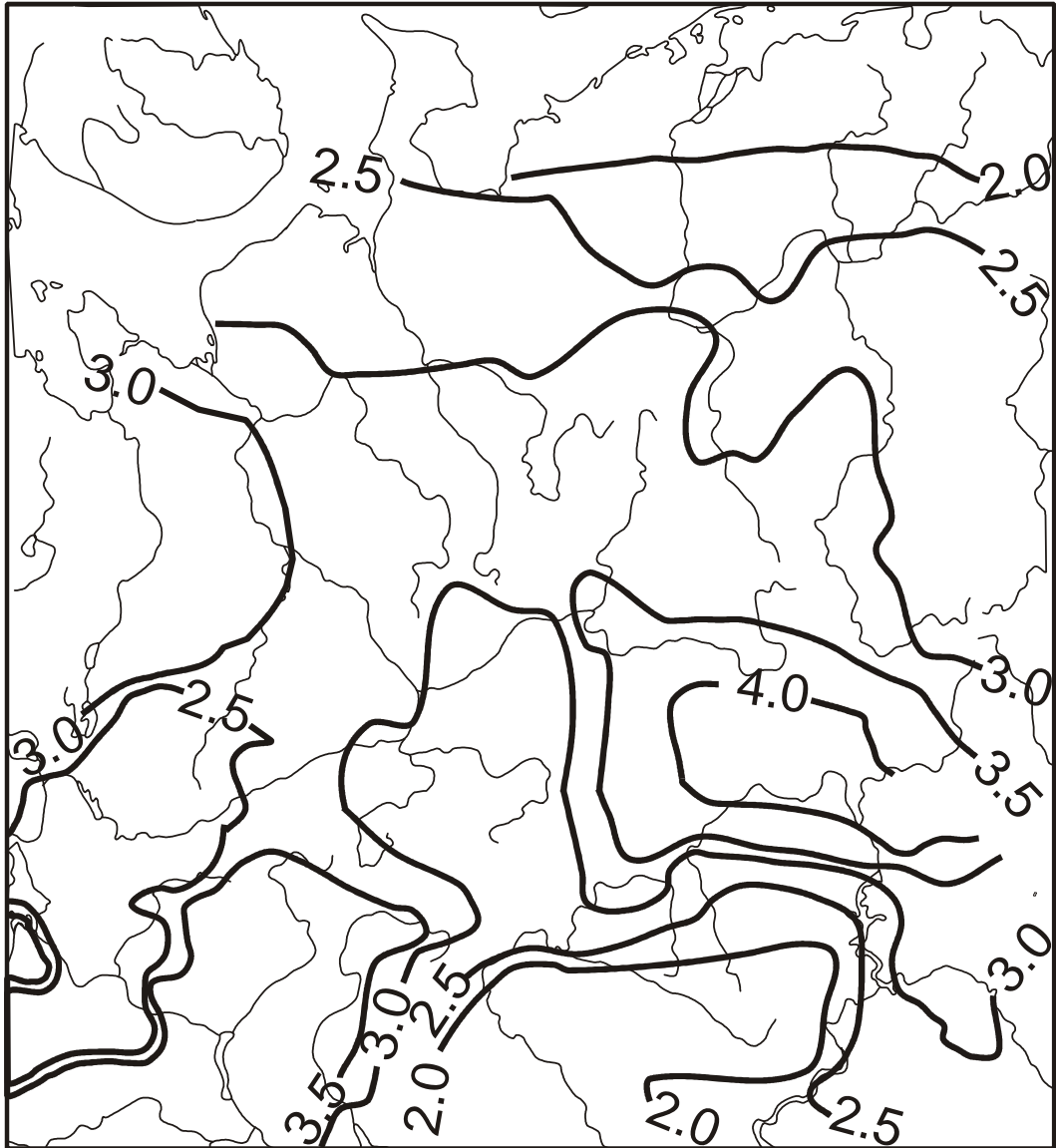


Рис. 6. Изменение коэффициента  $a$  (в изолиниях) в формуле (2) на северо-востоке Русской равнины.

Наличие в гидравлико – морфометрических зависимостях (1) - (2) коэффициента  $a$ , который определяется ландшафтными характеристиками водосбора, создает основу для применения в палеогидрологии принципа *палеогеографической аналогии*. Известно, что географическая аналогия, введенная в гидрологические исследования В.Г.Глушковым [1933], находит широкое применение в практике гидрологических расчетов для малоизученных и неизученных рек. В современной формулировке

[Евстигнеев, 1990, с. 113] «принцип географической аналогии отражает целостность географических ландшафтов и взаимосвязь их элементов, что позволяет предположить близость характеристик стока для речных бассейнов со сходными физико-географическими условиями». Из этого следуют две палеогидрологические гипотезы: 1) близость характеристик палеостока для древних речных бассейнов со сходными палеогеографическими условиями; 2) близость характеристик стока для современных и древних речных бассейнов со сходными современными и палеогеографическими условиями. Вторая гипотеза составляет основу принципа палеогеографической аналогии. Она предполагает возможность трансформации пространственных закономерностей во времени. Такая возможность для палеогидрологических реконструкций обоснована Г.П.Калининым [1966] на базе эргодической теоремы.

Гидрологический режим прошлого может не совпадать с современным из-за изменений во времени ландшафтно-климатических условий формирования стока воды на водосборе реки. Поэтому при использовании формул (1) – (2) для палеогидрологических реконструкций необходима оценка параметра внутригодовой изменчивости стока воды  $u$  и коэффициента  $a$  для периода формирования палеоруслу. При этом, чтобы определить гидрологический режим рек прошлого, нужно восстановить физико–географические условия формирования стока этих рек в прошлом и найти их современные аналоги. По данным о гидрологическом режиме рек–аналогов определяются как параметр внутригодовой изменчивости стока воды  $u$ , так и коэффициент  $a$  в формуле (2).

Одним из способов реконструкции ландшафтно–климатических условий прошлого является палеоботанический анализ датированных отложений, коррелятных палеоруслу. По данным спорово-пыльцевого анализа методом ареалограмм [Гричук, 1969] определяется та территория, на которой в настоящее время произрастают совместно все виды ископаемой флоры или их большинство, из числа обнаруженных в отложениях палеорусел или им синхронных. Климатические условия этой территории наилучшим образом соответствуют условиям обитания всего комплекса видов ископаемой флоры, а ландшафты, распространенные в этом районе, являются ближайшими аналогами ландшафтов водосбора изучаемой реки в интересующий нас период прошлого. На основе принципа палеогеографической аналогии формулируется гипотеза о том, что современный гидрологический режим рек в пределах этой области-аналога близок к гидрологическому режиму рек соответствующей палеообстановки. Для современных рек района–аналога рассчитываются значения параметра  $u$ , которые

затем используются для расчетов среднегодового расходов воды по зависимости (1).

Среднемаксимальный расход воды тогда определяется по формуле

$$Q_{\text{макс}} = 100Q_{\text{ср}} / y^* \quad (3).$$

По данным для региона – аналога можно также установить недостающие величины в уравнении водного баланса. Годовой слой стока  $Y_{\Gamma}$  вычисляется как

$$Y_{\Gamma} = 31.536Q_{\text{ср}} / F \quad (4),$$

а слой стока для весенне - зимнего периода  $Y_{\text{вз}}$ , как

$$Y_{\text{вз}} = \frac{Y_{\text{вз}}^*}{Y_{\Gamma}^*} Y_{\Gamma} \quad (5).$$

Слой годовых осадков  $X_{\Gamma}$  рассчитывается по уравнению водного баланса

$$X_{\Gamma} = Y_{\Gamma} + P_{\Gamma} \quad (6),$$

(здесь  $P_{\Gamma}$ - годовой слой потерь) или

$$X_{\Gamma} = \frac{X_{\Gamma}^*}{P_{\Gamma}^*} P_{\Gamma} \quad (6a).$$

Для весенне – зимнего периода применяется такая же формула:

$$X_{\text{вз}} = Y_{\text{вз}} + P_{\text{вз}} \quad (7),$$

или

$$X_{\text{вз}} = \frac{X_{\text{вз}}^*}{P_{\text{вз}}^*} P_{\text{вз}} \quad (7a).$$

В этой и других формулах звездочкой помечены значения, определяемые для региона–аналога.

Полной аналогии физико–географических условий современных и древних речных водосборов достигнуть часто не удастся. Это является следствием *дисконформности* [А.А. Величко, 1985] природных условий современности и прошлого. Например, в современных ландшафтах не существует прямого аналога растительности перигляциальных ландшафтов. Если подобран регион–аналог по растительности, может отсутствовать аналогия по характеру почвогрунтов, наличию многолетнемерзлых пород и т.д. В пределах современного региона–аналога может отсутствовать речной водосбор, подобный древнему по форме и рельефу, так, чтобы выполнялись (хотя бы приближенно) равенства

$$\begin{aligned} L_{\text{др}} / F_{\text{др}}^{0.56} &\approx L_{\text{с}} / F_{\text{с}}^{0.56}; \\ I_{\text{др}} F_{\text{др}}^{0.5} &\approx I_{\text{с}} F_{\text{с}}^{0.5} \end{aligned}$$

Здесь  $L_{др}$ ,  $L_c$ ,  $I_{др}$ ,  $I_c$ ,  $F_{др}$ ,  $F_c$  – длина, уклон и площадь бассейна, соответственно, древней и современной реки. В таких случаях необходим поиск комплексного аналога древнего речного водосбора, сочетающего в себе характеристики нескольких современных.

### **Палеосток в низовьях Вычегды в позднеледниковье и голоцене.**

В качестве примера применения изложенной методики палеогеографических реконструкций рассмотрим восстановление палеостока Вычегды. Ее длина - 1130 км, площадь бассейна - 121000 км<sup>2</sup>. Верховья реки расположены в пределах Тиманского кряжа на высотах 200—300 м, большая же часть бассейна представляет собой холмистую равнину со средними высотами 140—160 м. За год здесь выпадает 700 мм осадков, из них 310—320 мм в зимне-весенний период (декабрь - июнь). Самый холодный месяц года — январь (среднемесячная температура воздуха в Котласе - 14°C), самый теплый — июль (+17,2°C), среднегодовая температура воздуха +1,2°C. Водосбор реки находится в основном в зоне средней тайги, 98% бассейна покрыто лесом. В северо-восточной части водосбор заболочен, болота занимают 5-10% площади. На междуречьях растет ель с примесью березы, на песчаных террасах – сосна. В юго-западной части бассейна лес приобретает облик южной тайги, к ели примешаны пихта и липа. Травы и кустарники покрывают не более 0.3% бассейна, в основном в пределах нижних ступеней поймы.

Среднегодовой расход воды в устье Вычегды - 1160 м<sup>3</sup>/с при среднемаксимальном значении — 7520 м<sup>3</sup>/с; слой стока равен 300 мм, в том числе за период весеннего половодья — 160 мм. В среднем за многолетний период 56% воды проходит во время половодья. Внутригодовое распределение стока: 61% стока воды проходит весной (апрель — июнь), 30% — летом и осенью (июль — ноябрь), 9% — зимой (декабрь — март).

### *Террасы и морфологическая характеристика палеорусел.*

Долина нижней Вычегды на приустьевом участке длиной 40 км расширяется с 8—10 до 35—50 км и становится общей с долиной Северной Двины. Она хорошо террасирована — здесь выделяется несколько надпойменных террас и пойма сложного строения (рис. 7). Доминирует в долине широкая III терраса, занимающая более 60 % от общей площади ее дна, с относительными высотами 15 — 25 м. Абсолютные высоты III террасы снижаются на 100 км участке долины Вычегды с 80 до 65 м (иногда вблизи русла за счет склонового сноса — до 55 м). Продольный уклон террасы уменьшается вдоль участка от 0.2 до 0.12 ‰. Ниже устья Вычегды, в пределах долины Северной

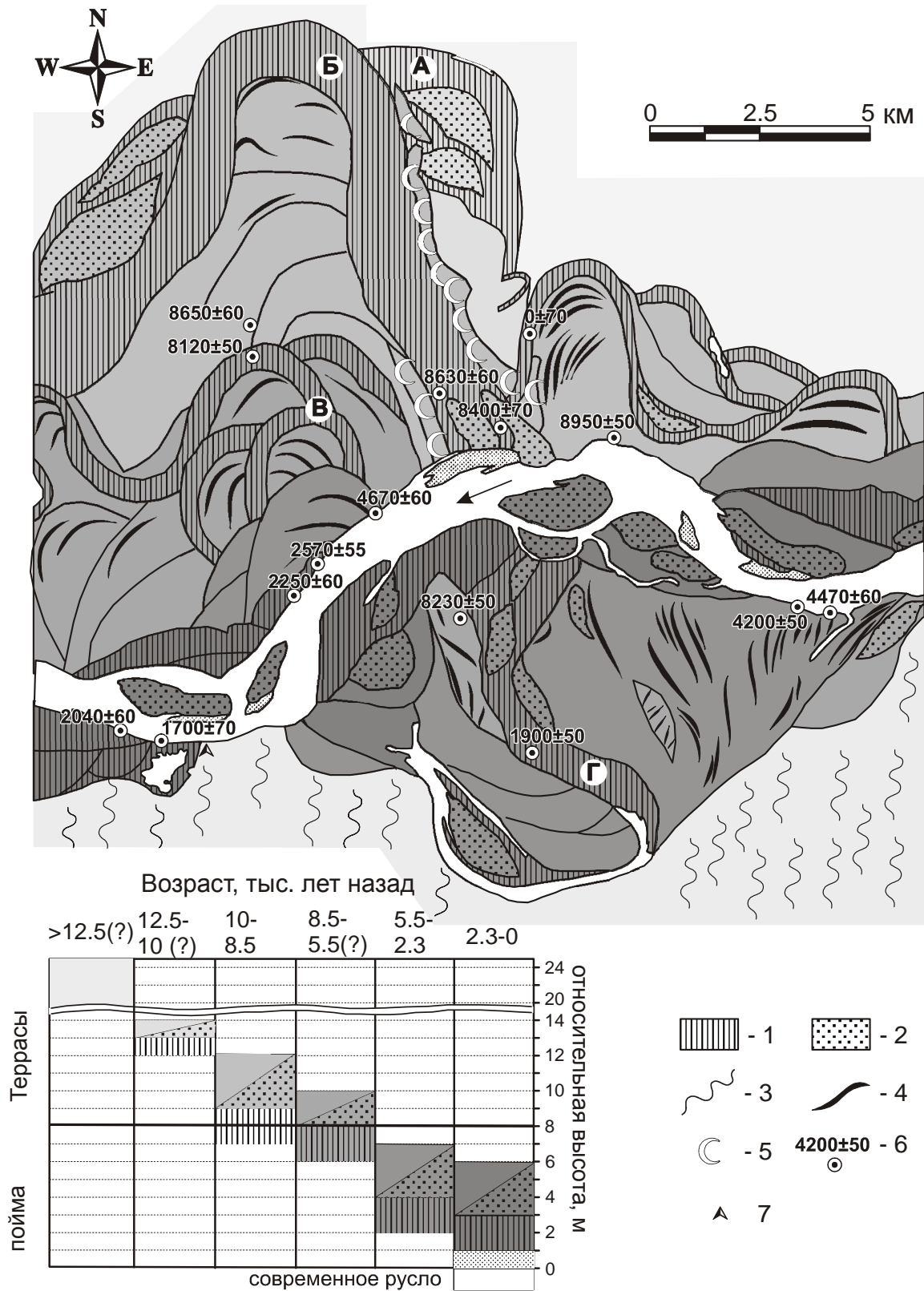


Рис.7. Комплекс аллювиальных террас и пойма нижней Вычегды. 1 - ложбины палеорусел; 2 - осередки и побочни; 3 - солифлюкционный покров; 4 - прирусловые гривы; 5 - золотые дюны; б — точки отбора образцов и их радиоуглеродный возраст; 7 - положение разрезов Байка-1 и Байка-2.

Двины, абсолютная высота этой террасы сохраняется на уровне 65 м, из-за чего ее относительная высота возрастает до 35 м. Терраса сложена мелким и средним песком с горизонтальной и косой слоистостью. В нижней части толщи в обнажении левого берега Байка-1 в 14 км от устья реки выделяются слои серого суглинка и торфа, возраст (здесь и далее имеется в виду радиоуглеродный, не калиброванный возраст) органического материала средневалдайский (нижний торф образовался  $52350 \pm 3000$  лет назад (индекс радиоуглеродной лаборатории Ki-6398), верхний торф -  $43600 \pm 2100$  лет назад (Ki-6397)). В средней части толщи в том же обнажении имеются пачки красновато – бурых озерных и склоновых суглинков с остатками палеофлоры, характерной для максимума валдайского оледенения (~ 18000 – 20000 лет назад). Поверхность III террасы на правом берегу Вычегды покрыта эллиптическими, возможно аллювиальными, дюнами длиной 1.0-3.5 км, шириной 0.5-1.0 км и высотой 3-7 м, расположенными в шахматном порядке; их длинные оси ориентированы на северо – запад.

Ниже III террасы располагается серия относительно узких эрозионно — аккумулятивных террас (см. рис. 7). Эти террасы можно сгруппировать в три комплекса — верхний, средний и нижний. На их поверхностях выделяются формы первичного рельефа: гривистые и гривисто-островные сегменты — бывшие шпоры излучин, гряды — бывшие острова, ложбины — палеорусла. Более молодые поверхности и палеорусла секут более древние.

К верхнему комплексу относятся поверхности с относительной высотой 7 — 14 м, объединенные во II надпойменную террасу; ширина ее колеблется от 2 до 4 км. Средняя высота II террасы уменьшается от 65 м абс. в 130 км от устья до 55 м абс. в устье реки. Средний продольный уклон составляет  $0.08 \text{ ‰}$ . В обнажении правого берега выше г. Сольвычегодска у уреза выступают серые глины, возраст которых определен по общей органике в  $34200 \pm 2900$  лет (Ki-6410). Это означает, что II терраса имеет тот же средневалдайский цоколь, что и III терраса.

Все поверхности верхнего комплекса сильно заболочены, но их первичный пойменный рельеф, свойственный разветвленно-извилистому руслу, проступает сквозь солифлюкционный чехол. На самой старой поверхности черты меандрирующего палеорусла «А» прослеживается в основном по форме тылового шва II террасы. Ложбина палеорусла имеет ширину около 1200 м (табл. 2). Она полностью заполнена тонкими наносами и торфом, ее поверхность расположена на 6 – 7 м выше уровня

современного затопления поймы. Палеоруло «А» не имеет прямой датировки. Его ложбину сечет небольшая древняя протока (см. рис.7), так что русло формировалось раньше этой протоки. Протока была активна ранее 9200 лет назад, так как заполняющий ее торф сформировался 8950±50 (МГУ-1454) и 9260±65 (Кi-6406) лет назад. Возраст торфа, заполняющего подобные палеорула на II террасе Вычегды у пос. Гам и устья р. Локчим (средняя Вычегда) составляет 10500 -10900 лет [Потапенко, 1975, Арсланов и др., 1980]. Отсюда следует, что наиболее древнее палеоруло Вычегды было активно в поздне- и послеледниковое время.

На самой молодой поверхности II террасы в районе г. Сольвычегодска хорошо сохранилось палеоруло «Б» в виде крутой излучины с островами и побочными. Его ширина составляет 1300 м (в расширениях до 1,5 км), шаг излучин основного русла — около 6—7 км, шаг вторичной извилистости — 4 км. По данным бурения, глубины при уровнях руслонаполнения могли достигать 8—10 м на перекатах. Эти перекаты были сложены тонкими и мелкими песками. Органические остатки в верхних заиленных слоях этих песков отражают первые стадии заполнения палеорула и имеют возраст 8630±60 лет (Кi-6405) и 8400±70 лет (Кi-6407), отложения на пойме периода формирования палеорула имеют возраст 8650±60 лет (Кi-6413). Палеоруло «Б» заполнено тонким заиленным песком, суглинком и торфом мощностью 1.5-2.0 м на побочных и осередках, и 4.0 - 5.0 м в русле на перекатах. Эти отложения не нивелируют полностью древнего рельефа русла. Высоты центральной части палеорула составляют всего 7 — 9 м относительно современного межженного уреза воды в реке, лишь ненамного превышая отметки современной поймы. Вдоль бортов ложбины — бывших берегов палеорула протягиваются мощные эоловые дюны высотой до 7—10 м.

Таблица 2. Морфометрические характеристики палеорул и современного русла в низовьях Вычегды.

Поверхность	Относительная высота (м)	Индекс и тип русла	Ширина при уровне наполнения русла (м)	Глубина при уровне наполнения русла (м) перекат/плес	Средний шаг излучин (км)
II терраса, верхняя ступень	13 - 14	«А», разветвленно - извилистое	1200	?/~16	?
II терраса, нижняя ступень	10 - 11	«Б», разветвленно - извилистое	1300	9/?	6.5

I терраса	9 - 10	«В», меандрирующее	600	6/?	3.5
Пойма, верхняя ступень	6 - 7	«Г», меандрирующее	800	6/12	4.5
Пойма, нижняя ступень	5 - 6	Современное, разветвленно - извилистое	1100	7/14	6.0

Средний комплекс эрозионно-аккумулятивных террас (I надпойменная терраса) представлен несколькими разновысотными и разновозрастными поверхностями, располагающимися на относительных высотах 6 — 10 м над меженным уровнем воды в реке и имеющими суммарную ширину 2 — 4 км. Рельеф поверхностей сегментно-гривистый, здесь сохранились фрагменты меандрирующих палеорусел «В» со средней шириной 600 м и шагом излучин 3500 м. Уклон палеорусел составлял 0,07 — 0,08 ‰. Палеорусли заполнены тонким заиленным песком, суглинком и торфом, общая мощность заполнения - до 3.5 м. Органические остатки в верхних слоях русловых тонких песков возрастом 8120±50 лет (Ki-6404) фиксируют начало заполнения этих палеорусел.

Нижний комплекс эрозионно-аккумулятивных поверхностей - пойма, располагается на относительных высотах до 7 м над меженным урезом воды в реке и имеет ширину до 8 км. Все поверхности нижнего комплекса затапливаются во время половодий. Здесь выделяются 4 разновозрастных ступени. На двух верхних сохранились следы меандрирования в виде серий грив, межгривных понижений, нескольких стариц. Палеорусли «Г» в пределах бровок имеет ширину 800 м и шаг излучин 4500 м, глубину на перекатах при руслонаполнении 6—8 м. Уклон его составлял 0,05 — 0,06 ‰. Палеорусли заполнено супесью и суглинком мощностью 1.0-2.0 м на древних побочнях и пляжах, толщей переслаивания суглинисто – супесчаных наносов с заиленными мелкими песками общей мощностью до 9 м в древних плесах. Некоторые плесы сохранились в виде омеговидных озер - стариц глубиной до 12 м. Торф в межгривных понижениях на пойме имеет возраст 4200±50 (Ki-6401), 4470±60 (Ki-6402) и 4670±60 лет (Ki-6409). Органические остатки и древесный уголь возрастом 3980±60 (Ki-6395) и 1900±50 (Ki-6390) лет дают представление о времени заполнения крупного староречья «Г» у пос. Вычегодский.

Две нижние ступени поймы сформированы современным разветвленно-извилистым руслом Вычегоды. Оно имеет ширину 1100 м, глубину на перекатах при

руслонаполнении 7—9 м, шаг пологих извилин русла 6000 м, уклон 0,07 — 0,08 ‰. Русловой аллювий представлен мелким и средним песком, иногда с гравийно – галечной отмосткой на перекатах и в плесах. Пойма сложена тонким и мелким песком, перекрытым с поверхности тонким (0.5-1.0 м) слоем суглинка. Торф в понижениях между пойменными гривами имеет возраст 1700±70 (Ki-6391), 2040±60 (Ki-6392), 2250±60 (Ki-6393) и 2570±60 лет (Ki-6394).

*Палеоландшафтные реконструкции.*

Реконструкции ландшафтных условий Северо-востока Европейской России в позднеледниковье и в голоцене проводились Н.Г.Ивановой [1973] и Л.Д.Никифоровой [1982]. Первая использовала метод ареалограмм для восстановления условий прошлого, но в ее распоряжении не было датированных образцов. Л.Д. Никифорова располагала радиоуглеродными датировками, однако реконструировала только растительные ассоциации, которые не имеют узкой территориальной привязки. Приводимые ниже данные существенно дополняют и уточняют эти работы.

Детальному палинологическому анализу была подвергнута серия образцов флювиальных отложений. При этом получено максимальное таксономическое разрешение: пыльца древесных и некоторых травянистых растений определялась до вида. В результате составлено 11 списков палеофлоры, из них первые 3 средневалдайские, а последующие 8, датированных приблизительно 20000 и 18000 лет назад по пыльце и более точно по <sup>14</sup>C от 8800 до 1400 лет назад (табл.3), относятся к позднеледниковью и голоцену. Методом ареалограмм были определены современные территории совместного проживания большинства растений каждой из этих флор, они приняты в качестве ландшафтно–климатических и гидрологических аналогов для бассейна Вычегды для соответствующего времени в прошлом (рис.8).

Таблица 3. Палеофлоры в флювиальных отложениях нижней Вычегды.

Вид	Номер флоры и ее возраст (лет назад)							
	4	5	6	7	8	9	10	11
	~20000	~18000	8800	8400	6000	4500	3500	1400
<i>Abies sibirica</i>	-	+	-	-	-	-	-	+
<i>Acer platanoides</i>	-	-	-	-	+	-	+	-
<i>Alisma plantago-aquatica</i>	-	-	-	+	+	+	-	-
<i>Alnaster fruticosus</i>	+	+	+	-	-	-	-	-
<i>Alnus glutinosa</i>	-	-	+	+	+	+	+	+
<i>Alnus incana</i>	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Athyrium crenatum</i>	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Atriplex hastata</i>	-	+	-	-	-	-	-	-

<i>Betula alba</i>	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Betula humilis</i>	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Betula nana</i>	+	+	-	-	-	-	-	-
<i>Botrychium boreale</i>	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Calluna vulgaris</i>	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Chamaepericlimenum suecicum</i>	-	-	-	-	-	-	+	-
<i>Chenopodium album</i>	+	+	-	+	-	-	-	-
<i>Chenopodium botrys</i>	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Chenopodium viride</i>	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Corylus avellana</i>	-	-	-	+	+	+	+	+
<i>Cystopteris sudetica</i>	+	+	+	+	+	+	-	-
<i>Dryopteris phegopteris</i>	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Encalypta sp.</i>	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Eurotia ceratoides</i>	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Filipendula ulmaria</i>	-	-	+	-	-	+	-	+
<i>Juniperus sp</i>	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Kochia prostrata</i>	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Lycopodium annotinum</i>	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Lycopodium appressum</i>	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Lycopodium clavatum</i>	-	+	+	+	+	+	+	+
<i>Lycopodium complanatum</i>	-	-	-	-	+	-	-	+
<i>Lycopodium pungens</i>	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Lycopodium selago</i>	+	-	+	-	+	-	-	-
<i>Lycopodium tristachyum</i>	+	-	+	+	+	-	-	-
<i>Lythrum salicarya</i>	-	-	-	+	+	+	+	+
<i>Menyanthes trifoliata</i>	-	-	-	+	-	+	+	+
<i>Nuphar luteum</i>	-	-	-	-	+	+	-	-
<i>Nuphar pumilum</i>	-	-	+	-	+	-	-	-
<i>Nymphaea alba</i>	-	-	-	-	+	-	-	-
<i>Nymphaea candida</i>	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Picea abies</i>	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Pinus sibirica</i>	-	+	+	+	-	-	-	+
<i>Pinus silvestris</i>	+	+	+	+	+	+	+	+
<i>Pteridium aquilinum</i>	-	+	-	-	-	-	-	-
<i>Quercus robur</i>	-	-	-	-	+	+	+	-
<i>Polygonum amphibium</i>	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Rhamnus frangula</i>	-	-	-	-	-	+	+	-
<i>Rhynospora alba</i>	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Ribes sp</i>	-	-	-	-	-	-	-	+
<i>Riccia sp</i>	+	-	-	-	-	-	-	-
<i>Sagittaria sagittifolia</i>	-	-	-	+	-	-	-	-
<i>Saxifraga sp</i>	+	+	-	-	-	-	-	-
<i>Selaginella selaginoides;</i>	+	+	+	-	-	-	-	-
<i>Thalictrum angustifolium</i>	-	-	-	+	-	+	-	-
<i>Thalictrum simplex</i>	-	-	+	-	-	-	-	-
<i>Tilia cordata</i>	-	-	+	+	+	+	+	+
<i>Ulmus glabra</i>	-	-	-	-	+	-	-	-

<i>Ulmus laevis</i>	-	-	+	+	+	+	+	+
<i>Utricularia sp.</i>	-	-	-	-	-	-	+	-
<i>Valeriana officinalis</i>	-	-	+	-	+	-	-	-
<i>Viburnum opulus</i>	-	-	-	-	+	+	+	+

О холодном климате в период накопления песчаной толщи III террасы

свидетельствуют криотурбации отложений и состав спорово-пыльцевого комплекса на

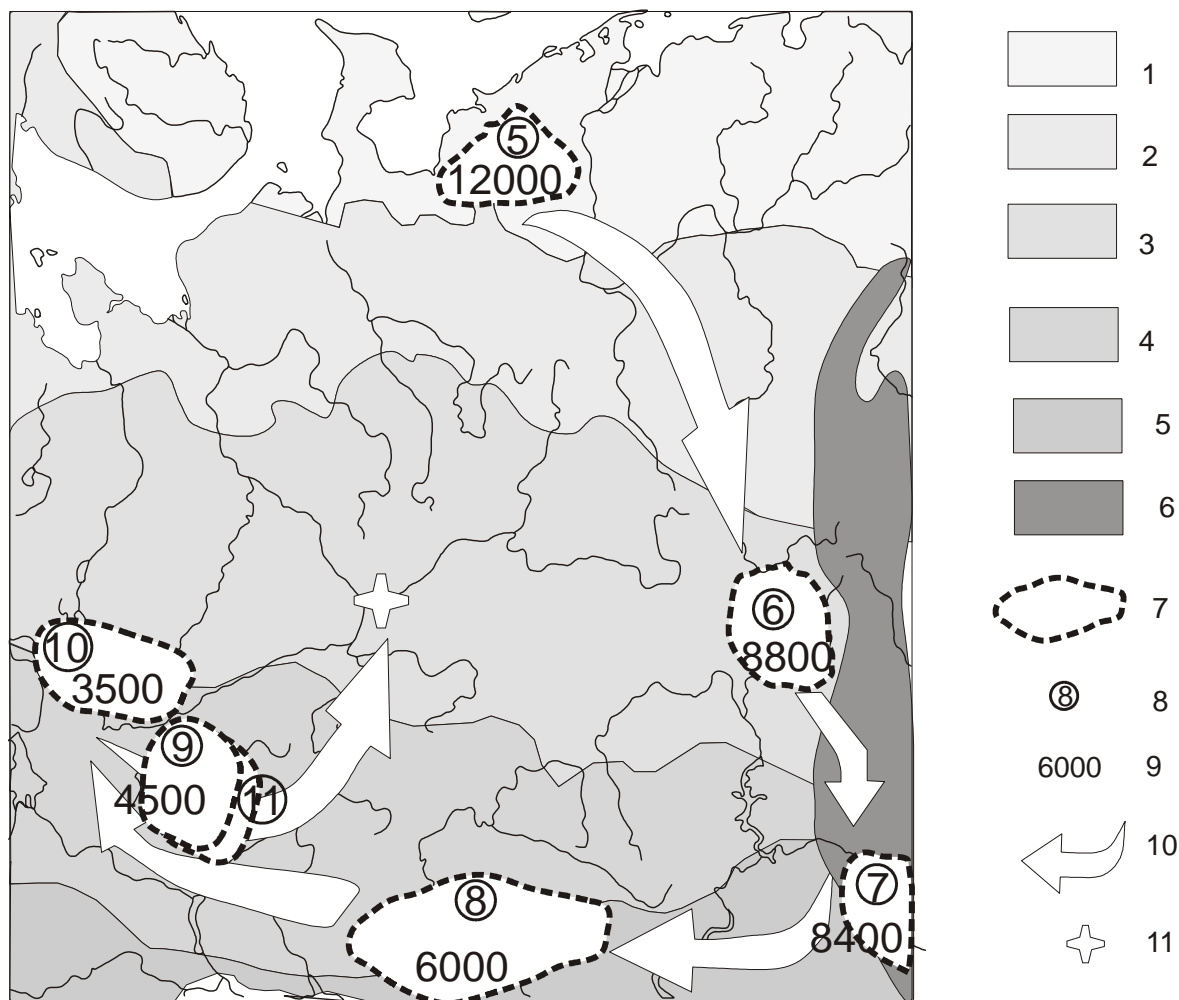


Рис.8. Миграция центров концентрации палеофлор, характеризующая изменение ландшафта в низовьях Вычегды в позднеледниковье – голоцене. 1) тундра и лесотундра; 2) северная тайга; 3) средняя тайга; 4) южная тайга; 5) смешанные леса; 6) горная тайга; 7) положение центров концентрации палеофлор (регионы-аналоги); 8) номер палеофлоры в таблице 3; 9) радиоуглеродный возраст палеофлоры; 10) последовательность изменения ландшафтов в низовьях Вычегды; 11 - современное положение палеофлор.

глубине 10 м от поверхности, где доминируют споры *Sphagnum*, *Polypodiaceae* и *Lycopodium*. Палеофлора 4 из слоя озерных суглинков включает типичные криофиты - *Lycopodium pungens*, *Botrychium boreale* и *Selaginella selaginoides*, и растения, предпочитающие оголенную (эродированную) почву - *Riccia*, *Encalypta*. Современный флористический аналог этой растительности обнаруживается на побережье Баренцева

моря в Малоземельской тундре (рис. 8). Этот район, расположенный в пределах развития многолетней мерзлоты, характеризуется низкими летними температурами (10-12°C), коротким безморозным периодом и слоем речного стока около 300 мм. Он проявляется при построении ареалограммы для флоры 5, как вторичный центр концентрации.

Пыльцевой спектр с флорой 5 (из суглинков на глубине 8.5-9.1 м в обнажении Байка-1 отложений III террасы) с высоким содержанием пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae* указывает на распространение специфической криоксеротической растительности, типичной для максимума позднего Валдая и позднеледниковья – так называемой перигляциальной лесостепи [Гричук, 1989]. Для этой флоры характерны такие ксерофиты как *Eurotia ceratoides*, *Kochia prostrata* и другие, сосуществовавшие с криофитами (*Selaginella selaginoides*) и эрозиофилами, то есть растениями, обитающими на участках с нарушенным или несформированным почвенным покровом. Перигляциальная флора включала в себя также виды светлохвойной тайги (*Pinus sylvestris*), мелколиственного леса (*Betula alba*), и темнохвойной тайги (*Picea abies*, *Pinus sibirica*, *Abies sibirica*), карликовую березку и ольховник. Такая флора не имеет прямых современных аналогов. Ближайшим по составу флоры является район западных склонов Алтая в бассейне р. Бухтармы (правый приток верхнего Иртыша), где на небольшой площади смыкаются ареалы темнохвойных горных лесов, луговых степей и сухих полынных степей. Территория характеризуется холодным семиаридным и резкоконтинентальным климатом: средняя температура января составляет -18°C, июля - около +15°C; среднегодовой слой осадков не превышает 500-600 мм, из них зимних (ноябрь-март) около 200 мм, при суммарном испарении 250-300 мм.

Л.Д. Никифоровой проведен спорово-пыльцевой анализ торфов в средней части бассейна Вычегды с возрастом 10900±1300 (МГУ-128), 10560±90 (МГУ- 90) и 10460±20 (St-3327) лет [Потапенко, 1975]. Пыльцевые спектры этих отложений характеризуются преобладанием пыльцы недревесных растений (до 60%), в том числе 20% пыльцы *Artemisia*. Палеофлора имеет типичный перигляциальный облик: древесная, кустарниковая и карликовая береза, ольховник (*Alnaster fruticosus*), типичные криофиты (*Selaginella selaginoides*, *Lycopodium pungens*) вместе с ксерофитами (*Ephedra distachya*). Это означает, что холодолюбивая растительность, которая отражена в списках флор 4 - 5 для максимума оледенения, доминировала в долине Вычегды до конца позднеледниковья.

Палеофлоры 6-11 характеризуют последовательные слои в обнажении пойменных отложений Байка-2 на левом берегу Вычегды в 14 км от устья (см. рис. 7). Отложения формировались в голоцене, в спорово-пыльцевых спектрах доминирует пыльца ели, сосны и березы. Тем не менее, существенные изменения флористического состава привели к «миграции» регионов-аналогов от Малоземельской тундры до среднего и южного Урала, через бассейны Вятки и верхней Волги до бассейна Сухоны, и обратно через бассейн Унжи в низовья Вычегды (табл.4, рис.8).

Таблица 4. Положение регионов-аналогов, восстановленных при палеофлористическом анализе, и современные гидрологические и климатические характеристики регионов.

N флоры в табл.3	Регион - аналог	Координаты центра		Возраст, лет назад	Температура воздуха °С		Слой стока, мм		Слой осадков, мм		Слой испарения, мм	
		с.ш.	в.д.		январь	июль	год	зима-весна	год	зима-весна	год	зима-весна
4-5	Малоземельская тундра	67	49	~12000	-17	11	420	270	600	300	180	30
6	Бассейн Колвы	61	57	8800	-17.5	16.5	380	260	850	410	470	150
7	Бассейн Чусовой	57.5	59	8400	-17	18	190	140	630	310	440	170
8	Средняя Вятка	57.5	49	6000	-14	19	200	160	640	360	440	200
9	Бассейн Унжи	58.5	44	4500	-13	18	250	180	720	360	470	180
10	Верховья Сухоны	59.5	39.5	3500	-13	18	330	220	750	400	420	180
11	Бассейн Унжи	58.5	44	1400	-13	18	250	180	720	360	470	180
	Бассейн Вычегды	61.3	47	Совр.	-14	17	300	200	700	320	400	120

Современный аналог флоры 6 (~8800 лет назад) выявлен в верховьях Колвы, на границе темнохвойной горной тайги (*Picea abies*, *Pinus sibirica*) со средне - южно-таежными сосновыми лесами (*Pinus silvestris*). Современный климат этого региона более континентальный и суровый, чем в низовьях Вычегды. Температура января в то время была на 3.5°С ниже, а июля на 0.5°С ниже современной, среднегодовая температура была слегка ниже 0°С, годовой слой осадков был больше современного на 150 мм.

Современный флористический аналог флоры 7 (~8400 лет назад) лежит в верховьях Чусовой. Здесь южная темнохвойная горная тайга уральского типа граничит с темнохвойными лесами с *Picea abies* и *Pinus sibirica*. Континентальность этого климата еще высока; температура января была на 2.5°С ниже современной, но температура июля почти на 1°С выше; среднегодовая температура несколько выше 0°С; годовой слой осадков несколько меньше современного (630 мм).

Существенный сдвиг на запад современного региона–аналога для флоры 8 (около 6000 лет назад) связан с превышением современных летних температур в низовьях Вычегды почти на 2°C в тот период, а зимние соответствовали современному уровню. Этот регион располагается в средней части бассейна Вятки, покрытого хвойно-широколиственными лесами (*Picea abies* с *Quercus robur*, *Tilia cordata*). Безморозный период был почти на месяц длиннее, чем сейчас, и среднегодовая температура выше. Осадков выпадало около 640 мм.

Современный аналог флоры 9 (~4500 лет назад) выявлен в северной части южной тайги в бассейне Унжи. Его восточную границу обозначают ареалы таких видов, как *Quercus robur* и *Thalictrum angustifolium*. Для этого времени впервые характерно превышение температур января над современными на 1°C, а температуры июля на 1°C ниже, чем в предыдущую стадию. Выпадало существенно больше осадков (на 80 мм). Флора фиксирует время минимальной континентальности климата. Растительность с флорами 8 и 9 формировалась во время климатического оптимума голоцена.

Флористический аналог флоры 10 (~3500 лет назад) лежит в бассейне Сухоны, у северной граница южной тайги, в области широкого распространения торфяных болот. Температура января еще около -14°C (на 1°C выше современной), температура июля - около +18°C. Годовой слой осадков - 750 мм, что на 50 мм больше современного.

Современный аналог флоры 11 сместился к востоку, в бассейн Унжи. Это означает, что около 1400 лет назад климат в низовьях Вычегды был теплее и менее континентальным, чем теперь. Осадков выпадало около 720 мм в год.

Древняя флора из верхнего горизонта слоя торфа в разрезе Байка-2, который датируется по радиоуглероду 860±60 лет назад (Ki-7026) не содержит каких-либо видов растений, которых бы не было в этом районе в настоящее время. Это предполагает, что с указанного времени ландшафтно-климатические условия в низовьях Вычегды мало отличались от современных.

#### *Палеогидрологические и палеорусловые реконструкции.*

В работах Х.А.Арсланова и др., [1980], А.С.Лаврова и др. [1986], Л.М.Потапенко [1975], Д.Д.Квасова [1975] обосновывается положение о существовании в позднем Валдае в долинах главных рек Севера и Северо-Востока Европейской России подпрудных озер, образовавшихся при перекрытии поздневалдайским ледником стока воды по этим рекам на север. Вместе с тем новые исследования показывают отсутствие поздневалдайских подпруд в долинах Мезени и Печоры [Астахов и др., 1998], наши

данные позволяют внести уточнения в характеристики вычегодского озера [Сидорчук и др, 1999].

В поздневалдайское время в долине нижней Вычегды существовало подпрудное приледниковое озеро. Строение III надпойменной террасы на изученном участке долины свидетельствует об аллювиально-дельтовом ее происхождении. В 14 км выше устья Вычегды на левом борту ее долины возле дер. Байка вскрывается аккумулятивная толща горизонтально - и косослоистых мелко- и среднезернистых песков со средней крупностью 0,16—0,26 мм, с прослоями гравия и гальки и с криогенной текстурой. Эти отложения разделяются на серию пачек мощностью от 1 до 3 м, в каждой из которых крупность песков сначала медленно увеличивается вверх по разрезу, а затем резко уменьшается. Некоторые пачки венчаются горизонтами суглинков. Подобная текстура и структура отложений характерны для потока со скоростями течения не менее 0,3 м/с. Они формировались при блуждании русла пра-Вычегды по аллювиально-дельтовой равнине в ходе заполнения подпрудного озера наносами. Наличие горизонтов суглинков фиксирует те этапы, когда русло удалялось от места разреза, прирусловые наносы перекрывались тяжелыми отложениями тыловой части поймы или склоновыми. Возможен также озерный генезис этих суглинков, так как в них присутствует пыльца водных растений.

На аллювиально-дельтовый генезис равнины, образовавшейся при заполнении верхней (вычегодской) части чаши приледникового озера, указывают также положительные продольные уклоны поверхности III надпойменной террасы: в 100 км выше устья Вычегды они составляют 0,2 ‰, затем снижаются до 0,12 ‰, а в пределах долины Северной Двины падают до нуля на отметках 65 м абс. Такая морфология III террасы, структура и текстура слагающих ее наносов противоречат реконструкциям Л.М.Потапенко [1975] и Д.Д.Квасова [1975], которые предполагали затопление долины Вычегды подпрудным озером до отметок 135 м абс. и сброс излишних вод в долину Камы. Скорее всего, уровень подпрудного озера во время поздневалдайского оледенения не превышал 75 – 80 м абс, а воды Вычегды изливались в западном и северо-западном направлении. По устному сообщению Р.С.Чалова, подобные соображения высказывались Н.И. Маккавеевым в начале 60-х во время его работ на Северной Двине и Вычегде.

Конец озерного этапа на Северной Двине и Вычегде относится к бёллингу - около 12,5 тыс. лет тому назад, когда произошло отступление ледника из долины Северной Двины, и по ней возобновился сток воды на север. Началось врезание

Вычегды в отложения III террасы, вследствие чего формировались поверхности верхнего террасового комплекса. Первая, самая древняя поверхность не имеет датировок, но фиксирует, по-видимому, начальный этап развития русла после спуска приледникового озера (12,5 — 10 тыс. лет назад). Размеры палеорула «А» (см. рис.7) на ней свидетельствуют о высокой водоносности реки в то время. Гидрологическим аналогом (современным) для позднеледникового палеорула являются реки Малоземельской тундры. Среднее значение коэффициента  $a$  в формуле (2) для этих рек составляет 2.02, а показатель изменчивости внутригодового стока в формуле (1)  $y=8.7$ . Если воспользоваться этими значениями, средний расход воды Вычегды, определенный по ширине палеорула «А», составлял около 900 м<sup>3</sup>/с, а среднемаксимальный расход воды - 10300 м<sup>3</sup>/с (табл.5).

По палеоботаническим данным [Хотинский, 1977], перигляциальные обстановки позднеледникового времени были сухими. Наличие ксерофитов в позднеледниковой флоре нижней и средней Вычегды это подтверждает. Однако в это сухое время реки имели размеры, превышающие современные. Несоответствие палеогидрологических реконструкций палеоботаническим объясняется развитием в позднеледниковое время на территориях, примыкавших к леднику, многолетнемерзлых толщ, которые увеличивали коэффициент стока и крутизну волны половодья. При этом возрастали руслоформирующие расходы воды, определяющие параметры русла. Исходя из аналогий, значительный годовой сток воды и формирование крупных палеорусел были вполне возможны при сравнительно небольшом годовом количестве осадков. Слой годового стока был 235 мм. При широком развитии многолетнемерзлых пород годовой коэффициент стока составлял около 0.7, при весеннего снеготаяния - 0.9. Тогда годовой слой осадков не превышал 335 мм, из них 200 мм выпадало в зимне-весенний период, и всего 135 мм – в летне-осенний вегетационный период (табл. 5).

Таблица 5. Сток воды и осадки в низовьях Вычегды в позднеледниковье и голоцене, восстановленные по ширине русла и гидро - климатическим характеристикам регионов-аналогов.

Регион - аналог	Возраст, лет назад	Индекс палео русла	Ширина палео русла, м	Коэффициент $a$ в формуле (2)	Расход воды м <sup>3</sup> /с		Слой стока, мм		Слой осадков, мм	
					средний	средне максимальный	год	зима - весна	год	зима - весна
Исходные данные					реконструкция					
Мало земельская тундра	~12000	А	1200	2.02	900	10300	235	180	335	200
Бассейн Колвы	8800	Б	1300	3.48	1490	9910	390	265	860	415

Бассейн Чусовой	8400	В	600	2.80	440	3670	115	90	555	260
Средняя Вятка	6000	В	700*	1.80	400	5110	105	85	545	285
Бассейн Унжи	4500	Г	800	3.99	840	4970	220	150	690	330
Верховья Сухоны	3500	Г	900*	2.32	670	6710	175	115	595	295
Бассейн Унжи	1400	Совр.	1100*	3.99	1270	7720	330	225	800	405
Бассейн Вычегды	Совр.	Совр.	1100	3.66	1170	7950	300	205	700	355

\* - интерполированные значения

Формирование хорошо выраженного палеорула «Б» на нижней ступени II террасы (см. рис. 7) завершилось в бореальное время (8,4 — 8,6 тыс. лет назад). Оно было активно в раннем бореале, 8500-9000 лет назад. По данным палеофлористического анализа в этот период в долине Вычегды были развиты темнохвойные леса среднетаежного облика (ныне предуральские). Многолетняя мерзлота к тому времени растаяла, что вызвало уменьшение коэффициента стока: он был равен 0.45 для года и 0.63 для весеннего периода. Распределение осадков стало более равномерным в течение года и произошло увеличение равномерности гидрологического режима. Исходя из гидрологической аналогии для таких ландшафтов, коэффициент  $a$  в формуле (2) составлял  $a = 3.48$ , параметр  $y$  был близок к современному -  $y = 15$ . Среднегодовой расход раннебореального русла составлял около  $1500 \text{ м}^3/\text{с.}$ , и значения руслоформирующих расходов воды уменьшились. Поэтому размеры русла не превышали позднеледниковых при значительно большем годовом количестве осадков. В этот период сток половодья не столь явно доминировал в формировании русла, среднемаксимальный расход воды был около  $9900 \text{ м}^3/\text{с.}$  (табл. 5). Годовой слой стока составлял 390 мм, слой стока зимне-весеннего периода – 265 мм. С учетом слоя испарения в регионе–аналоге, это дает годовой слой осадков 860 мм – максимальный за всю послеледниковую историю Вычегды. При этом в зимне-весенний период выпадало вдвое больше осадков, чем в позднеледниковье (415 мм), а летне-осенние осадки увеличились еще больше, до 445 мм.

Гидрологический режим нижней Вычегды существенно изменился на рубеже позднеледниковье – голоцен. Годовой сток увеличился в 1.7 раза за счет более многоводной межени, весенние расходы воды несколько уменьшились - возросли равномерность стока и длительность половодья. Руслоформирующие расходы воды при этом изменились незначительно, соответственно, сохранились морфология и размеры русла. За примерно 2500 лет излучины сместились вниз на 600 м из положения "А" в

положение "Б" на рис. 7, несколько увеличили свою крутизну; произошло общее врезание русла на 3 м.

Палеоруло «В», расположенное на самой древней поверхности среднего террасового комплекса (I надпойменной террасы), было заилено в конце бореального периода, около 8,1 тыс. лет назад. Для этого времени гидрологическим аналогом являются реки восточной части южной тайги. Для них коэффициент  $a$  в формуле (2) был равен 3.25. Равномерность стока была высокой ( $y = 14$ ), но сильная изогнутость грив, малые ширина и шаг извилин русла показывают, что водоносность пра-Вычегды резко уменьшилась. Среднегодовой расход воды, судя по ширине палеорусел, снизился до  $500 \text{ м}^3/\text{с}$ , среднемаксимальный расход воды – до  $3500 \text{ м}^3/\text{с}$  (табл. 5). Годовой слой стока составлял 130 мм, из них 90 мм приходились на период половодья. Это соответствует слою годовых осадков в 480 мм (минимальному за весь голоцен), которые примерно поровну разделялись между зимне-весенним и летне-осенним периодами. Возможно, цепь эоловых дюн вдоль бортов заброшенного раннебореального палеорула сформировалась именно в этот сухой период.

Маловодье конца бореального времени зафиксировано и в раннеатлантическое время. Это проявляется в очень малых (по сравнению с современными) размерах стариц на пойме р. Виледи — левого притока Вычегды, образованных 7,7 тыс. лет назад (согласно датировке  $7700 \pm 80$ , Ki-6411). Их ширина и шаг соответствуют среднему расходу воды  $29 \text{ м}^3/\text{с}$ , что в 1.6 раз меньше современного. Регионы-аналоги низовьев Вычегды атлантического времени также характеризуется относительно малым количеством осадков и относительно высоким испарением. Повидимому минимальный сток воды на Вычегде приходился на конец этого времени, примерно 6000 лет назад (табл. 5.).

В пойменном рельефе Вычегды хорошо сохранились массивы наиболее древних пойменных ступеней — 4-й и 3-й, с сегментно-гривистым первичным рельефом, указывающим на меандрирование пра-Вычегды во время их формирования. Начало их образования относится к суббореальному периоду голоцена — 4,2 — 4,5 тыс. лет назад. Эти ступени составляют шпоры двух крупных смежных палеоизлучин, расположенных слева от современного русла Вычегды и занятых сейчас протокой Старая Вычегда. По рисунку пойменных грив видна последовательность смещения и искривления этих палеоизлучин, заключительная стадия развития которых фиксируется положением "Г". В районе дер. Дурницыно за период 4200—4470 лет назад русло сместилось на 440 м, следовательно; скорость смещения на стадии пологой излучины составляла 1,6 м/год.

При этом перерабатывались отложения I террасы, останцы которой сохранились на пойме.

Регионы– аналоги, полученные по флорам 9 и 10, показывают существенное уменьшение континентальности климата в период формирования суббореального палеорусла «Г». Судя по ширине палеорусла, среднегодовой расход воды составлял 840 – 670 м<sup>3</sup>/с, среднемаксимальный расход - около 5000 – 6700 м<sup>3</sup>/с. Внутригодовое распределение стока воды характеризовалось малой изменчивостью в начале суббореала ( $y = 16.4$ ). Этому соответствует значительная кривизна омеговидных излучин палеорусла. Изменчивость стока увеличилась в конце периода формирования палеорусла «Г». Слой стока был 175-220 мм, из них 115 – 150 мм приходилось на зимне-весенний период. Исходя из оценок испарения по регионам – аналогам, годовой слой осадков составлял 600-690 мм, из них около 290 – 330 мм выпадало в зимне-весенний период. Тенденция к медленному увеличению водоносности нижней Вычегды сохранялась до рубежа суббореального и субатлантического периода: об этом свидетельствует последовательное заполнение вершины крутой излучины справа от современного русла, не прекращавшееся в течение всего суббореального периода — с 4,6 до 2,3 тыс. лет назад.

В начале субатлантического периода морфодинамический тип русла снова изменился — оно стало разветвленно-извилистым, подобным современному. Старовычегодские излучины спрямились и начали отмирать. Около 2,3 тыс. лет назад начали формироваться поверхности нижних ступеней поймы. В конце суббореального времени произошло увеличение максимальных расходов воды, а общий рост водоносности Вычегды пришелся на субатлантическое время. Расчеты показывают, что максимальный сток воды в субатлантике был около 1500 лет назад. К настоящему времени рассчитанный среднегодовой расход воды несколько уменьшился до 1170 м<sup>3</sup>/с, а рассчитанное среднегодовое количество осадков составляет 700 мм, из которых 355 мм выпадает в зимне-весенний сезон (табл. 5). Это в целом соответствует данным наблюдений.

### **Сток воды в реках Русской равнины в поздневалдайское время.**

Палеоландшафтные и палеогидрологические реконструкции для всей Русской равнины не могут быть выполнены с той детальностью, как для ключевого участка. Поэтому последующие результаты являются предварительными, и будут уточняться по мере углубления исследований.

Временной диапазон формирования больших палеорусел довольно узок. В центральной Европе в долине Вислы такие русла отмерли 10-11 тысяч лет назад [Starkel, 1995]. Для палеорек Русской равнины количество датировок невелико. Исследования в долине р. Хопра у пос. Поворино показали, что большое палеоруло в пределах поймы и первой террасы было активным около 14 - 17 тысяч лет назад (термолюминесцентная датировка русловых песков РТЛ-808, радиоуглеродная датировка суглинков в шпоре макроизлучины Ki-7694) и отмерло около 11 - 12 тысяч лет назад (радиоуглеродные датировки органики и ракуши в заполнении плесовой лощины Ki-5305, Ki-7680, Ki-7682). Палеорула, хорошо выраженные на пойме р. Сейма у г. Льгова и на первой террасе р. Свапы у ее устья, отмерли около 13 - 14 тыс. лет назад (радиоуглеродные датировки органики и ракуши в заполнении палеорусел Ki-6981, 6982, 6984, 6999). Макроизлучина р. Протвы у г. Боровска отмирает около 12 - 13 тыс. лет назад (датировка органики Ki-7312). В устьевой области р. Вычегды палеорека с размерами больше современных была активна еще 8,5 - 9 тысяч лет назад.

#### *Палеоландшафтные реконструкции.*

Основные ландшафтные и климатические характеристики для максимальной и постмаксимальной фаз позднего Валдая на Русской равнине были восстановлены с помощью палеофлористического анализа палинологических данных для трех ключевых участков, расположенных в разных ландшафтно-климатических зонах. Участок 1 выбран в низовьях р. Вычегды в современной зоне средней темнохвойной тайги (около 61° с. ш.). Обнаруженная здесь палеофлора 4 –5 (табл. 3) соответствует ландшафту, существовавшему перед максимумом и во время максимума оледенения. Участок 2 расположен у г. Иваново (около 56° с.ш.), в зоне смешанных хвойно-широколиственных лесов. Палеофлора характеризует ландшафт в период максимального похолодания и в начале криоксеротической фазы валдайского оледенения [Гричук, 1989]. Участок 3 расположен в средней части бассейна р. Хопер у южной границы современной лесостепи (около 50° с.ш.). Палеофлора соответствует здесь позднеледниковью [Sidorchuk, Borisova, 2000] что подтверждается радиоуглеродной датировкой 11,900±120 лет назад (Ki-5305).

Несмотря на различия в возрасте и в географическом положении палеофлор, реконструкции показывают большое сходство климатических и ландшафтных условий их формирования, что соответствует представлению о длительном существовании обширной перигляциальной гиперзоны [Величко, 1973]. Пыльцевые спектры с высоким содержанием пыльцы *Artemisia* и *Chenopodiaceae* указывают на распространение

специфической криоксеротической растительности, типичной для максимума позднего Валдая и позднеледниковья – так называемой перигляциальной лесостепи. К югу роль древесных элементов еще более сокращалась: здесь распространялась перигляциальная степь. Как уже указывалось, такая флора не имеет прямых современных аналогов. Ближайшим по ее составу является район западных склонов Алтая в бассейне р. Бухтармы, который можно рассматривать как ближайший климатический аналог перигляциальных условий на Русской равнине, во всяком случае, в отношении диапазона температуры воздуха и суммарного испарения. В то же время гидрологический режим поздневалдайских рек был существенно отличен от режима рек западного Алтая из-за развития многолетней мерзлоты в перигляциальной гиперзоне. Современными аналогами подобных перигляциальных рек являются реки безлесных и редколесных территорий в области распространения многолетней мерзлоты, например, реки Малоземельской и Большеземельской тундр (куда попадает вторичный центр концентрации для перигляциальной флоры) и полуострова Ямал.

#### *Палеогидрологические реконструкции.*

Расходы воды на перигляциальных реках были рассчитаны по формулам (1) и (2). Коэффициент  $a$  в формуле (2) назначен по региону–аналогу в тундре северо-востока ЕТР - 2.25. В отличие от современного широтного распределения слоя стока по Русской равнине, в поздневалдайское время оно во многом определялось формой южной границы материковых льдов, которая имела северо-восточное простираие в северо-западной части равнины, и меридиональное вдоль северного Урала. Слой стока был максимальным вдоль края ледника, хотя в реки с макроизлучинами не поступали талые ледниковые воды. Более высокий сток воды объясняется большим количеством осадков и большими коэффициентами стока (рис.9).

На северном мегасклоне Русской равнины слой стока достигал 800-1200 мм в бассейнах Мезени и в верховьях Печоры. Минимальный сток в этой области был в бассейне Северной Двины (450-500 мм) и Вычегды (250-400 мм). Здесь он лишь незначительно превосходил современный. Та же ситуация отмечается для рек Большеземельской тундры. С удалением от края ледника слой стока в речных бассейнах южного мегасклона уменьшался. Он был около 600-800 мм в бассейнах верхней Волги и Оки, 450 - 700 мм в бассейнах Сейма, верхнего и среднего Дона, Хопра. Еще меньше был сток в низовьях Днепра и Дона, на средней Волге и средней Каме. Здесь он составлял около 200 - 450 мм.

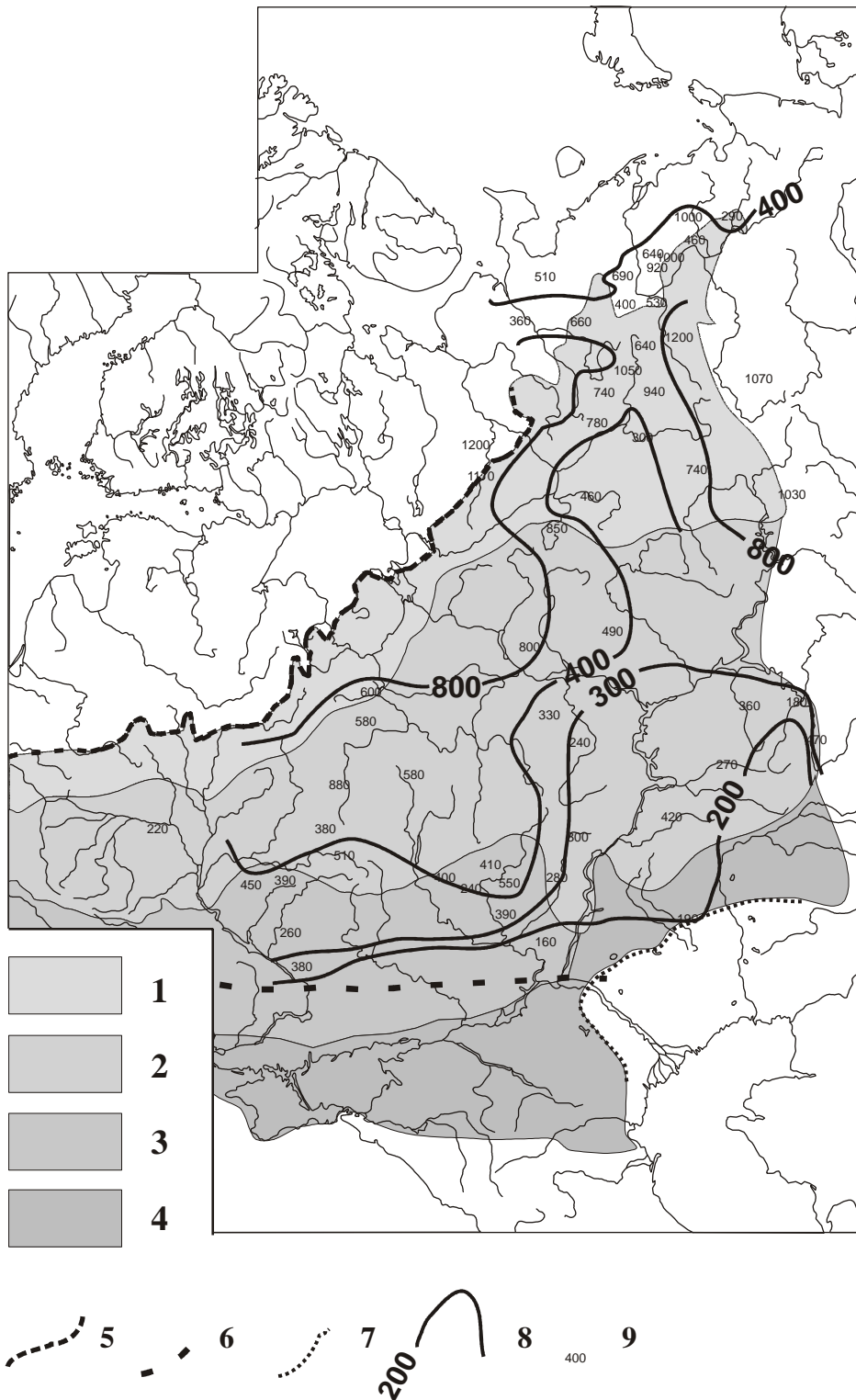


Рис.9. Распределение поверхностного стока воды в позднем Валдае на Русской равнине в условиях перигляциальных ландшафтов. 1 – перигляциальная тундра; 2 – перигляциальная лесотундра; 3 – перигляциальная степь; 4 - сухая степь (ландшафты по В.П.Гричуку, 1989, с упрощениями); 5 – край поздневалдайских материковых льдов; 6 – южная граница мерзлоты во время максимума оледенения (по Величко и др., 1982); 7 - северный берег Каспия; 8 – изолинии слоя поверхностного стока; 9 – рассчитанные значения слоя стока.

Карта слоя стока основных рек Русской равнины позволяет оценить годовые объемы стока в ее центральной и восточной части (табл. 6). Хотя значительная часть территории была покрыта материковыми льдами, на северном мегасклоне сток воды составлял 380 км<sup>3</sup> в год, что в полтора раза больше современного с той же водосборной площади. Основное увеличение стока произошло в бассейнах Мезени и Печоры (почти в 2 раза). В бассейне Волги годовой сток составлял 570 км<sup>3</sup>, несмотря на существенное уменьшение водосбора верхней Волги: водораздел проходил выше впадения Унжи [Квасов, 1975]. Это более чем вдвое больше современного и вполне объясняет высокий уровень хвалынского Каспия. Основной вклад в этот сток вносили Ока и Кама, сток которых был больше современного в 3 – 3.5 раза. Еще более – почти в 4 раза – поздневалдайский сток превышал современный в бассейне Дона. Следует подчеркнуть, что в этих оценках нет доли ледникового питания.

Таблица 6. Годовой объем стока поздневалдайских рек Русской равнины

Река	Поздний Валдай		Современный
	Площадь водосбора, тыс. км <sup>2</sup>	Годовой объем стока, км <sup>3</sup>	Годовой объем стока, км <sup>3</sup>
Северная Двина	260	115	107
Мезень	78	45	20
Печора	322	220	126
Верхняя Волга (без Оки)	105	77	59
Ока	245	147	41
Кама	507	260	119
Средняя и нижняя Волга (ниже устья Камы)	249	85	40
Дон	422	110	28

Пространственная изменчивость стока воды в позднеледниковое время была существенно меньше, чем теперь (особенно в восточной части Русской равнины), что связано с существенно меньшей изменчивостью ландшафтно-климатических условий в перигляциальной гиперзоне. Только в начале голоцена, с формированием близкой к современной широтной зональности ландшафтов, изменился характер и величина поверхностного стока воды и произошла трансформация больших палеорусел.

#### *Трансформация больших палеорусел.*

Основной причиной резких изменений руслоформирующих расходов рек при неизменных площадях водосборов являлось существенное отличие гидрологического режима поздневалдайских рек от современного. На всей территории перигляциальной

гиперзоны от края валдайского ледникового щита до 49° с. ш. была распространена многолетняя мерзлота. Водопроницаемость грунтов была минимальной, что приводило к малым потерям стока в период снеготаяния (коэффициенты стока были порядка 0,9 - 1,0), и отсутствию грунтового питания рек. Реки характеризовались коротким высоким половодьем и продолжительной низкой меженью. В таких условиях формировались большие русла, размеры которых соответствовали максимальным расходам воды периода половодья. Значительную часть года во время межени эти русла были столь маловодны, что песок на обширных песчаных отмелях перевевался ветром. Благодаря деградации многолетней мерзлоты в позднеледниковое время и в начале голоцена и дифференциации ландшафтов в пределах перигляциальной гиперзоны произошли кардинальные изменения гидрологического режима рек – сглаживание и распластывание половодий и снижение коэффициентов стока. В результате макрорусла поздневалдайских рек трансформировались в современные русла рек существенно меньших размеров. В некоторых речных долинах древние макрорусла отмерли, а современные реки формируют свои меандрирующие русла в другой части их днища. Более распространены реки, где современное русло в основном следует вдоль древнего и как бы вложено в него.

Степень трансформации русел малых и средних рек имеет ярко выраженный широтно-зональный характер (рис. 10). В тундре русла современных рек имеют

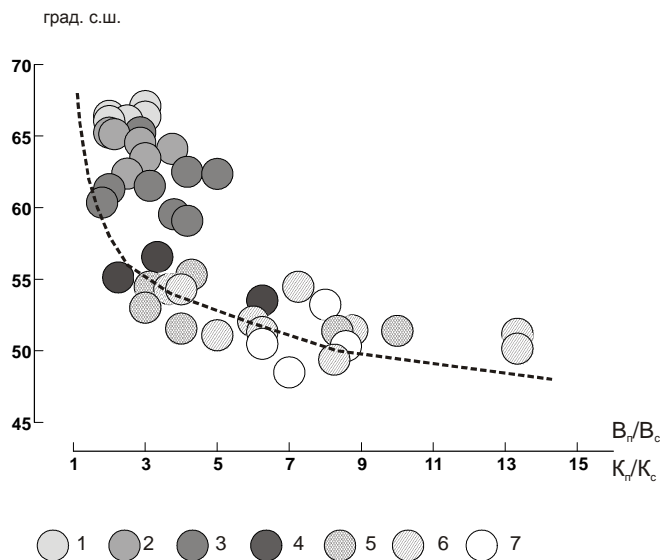


Рис. 10. Широтные изменения отношения ширины валдайских палеорусел ( $B_p$ ) и соответствующих современных русел ( $B_c$ ): 1 – в лесотундре; 2 – в северной тайге; 3 – в средней и южной тайге; 4 – в хвойно-широколиственных лесах; 5 – в широколиственных лесах; 6 – в лесостепи; 7 – в степи. Пунктиром показано отношение коэффициента стока в валдайское время ( $K_p$ ) и современного ( $K_c$ ).

размеры (ширину в бровках поймы и шаг излучин), близкие к размерам русел поздневалдайских рек. Это объясняется малыми изменениями условий формирования стока воды и русел на рубеже позднего плейстоцена – голоцена, сохранением здесь многолетнемерзлых пород и безлесных ландшафтов. В лесотундре ширина отдельных современных русел рек в 2-3 раз меньше ширины русел поздневалдайских рек, в северной тайге - в 2-4 раза. В средней и южной тайге ширина современных русел малых и средних рек в 2-5 раз меньше ширины русел поздневалдайских рек. Здесь наблюдается максимальный разброс значений отношения ширины древних и современных рек. В области распространения современных хвойно-широколиственных и широколиственных лесов скорость трансформации речных русел резко увеличивается. В зоне широколиственных лесов уменьшение ширины рек по сравнению с позднеледниковьем достигло 10 раз, в лесостепи и степи - в 13 раз. Как показано на рис. 10 пунктирной линией, такие изменения во многом совпадают с изменениями по широте отношения максимального значения коэффициента стока в поздневалдайское время  $K_n$ , равного 1, к его современной величине  $K_c$ . Это соответствие показывает, что изменение коэффициента стока было одной из главных причин изменения величины стока воды, гидрологического и руслового режима рек. Степень изменения размеров рек была наибольшей на западе Русской равнины, где валдайский ледниковый щит наиболее далеко выдвигался на юг и, соответственно, различия между современными и поздневалдайскими условиями формирования речных русел были максимальны.

### **Литература**

1. *Арсланов Х.А., Лавров А.С., Лядов В.В., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М., Тертычная Т.В.* Радиоуглеродная геохронология и палеогеография средневалдайского интервала и последнего ледникового покрова на северо-востоке Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1980.
2. *Астахов В.И., Я. Магнеруд, Ю-И. Свенсен.* О возрасте последнего ледникового покрова русской Арктики. Всероссийское совещание «Главнейшие итоги в изучении четвертичного периода и основные направления исследования в XXI веке», тезисы докладов, СПб., 1998.
3. *Великанов М.А.* Динамика русловых потоков, том 2. М.: Гостехиздат, 1955.
4. *Величко А.А.* Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973.
5. *Величко А.А., Бердников В.В., Нечаев В.П.* Реконструкция зоны многолетней мерзлоты и этапов ее развития // Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет. М.: Наука, 1982.
6. *Величко А.А.* Эмпирическая палеоклиматология // Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985.
7. *Волков И.А.* О недавнем прошлом рек Ишим и Нура // Труды лаборатории аэрометодов АН СССР, N 9, 1960.

8. *Волков И.А.* Следы мощного стока в долинах рек юга Западной Сибири // Докл. АН СССР, том 151, N 3. 1963.
9. *Глушков В.Г.* Географический и гидрологический метод. //Известия Гос. гидрол. ин-та, т.57, 1933.
10. *Гричук В.П.* Опыт реконструкции некоторых элементов климата Северного полушария в атлантический период голоцена // Голоцен. М.: Наука, 1969.
11. *Гричук В.П.* История флоры и растительности Русской равнины в плейстоцене. М.: Наука, 1989.
12. *Дварецкас В.В.* Строение и развитие речных долин краевой зоны последнего скандинавского оледенения (на примере Южной Прибалтики). Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геогр. наук. М., МГУ, 1989.
13. *Докучаев В.В.* Способы образования речных долин Европейской России. Спб: типография В.Дермакова, 1878.
14. *Евстигнеев В.М.* Речной сток и гидрологические расчеты. М., Изд-во МГУ, 1990.
15. *Иванова Н.Г.* Опыт датирования аллювиальных отложений р. Вятки и реконструкции растительности по палинофлористическим данным // Палинология плейстоцена и плиоцена. М.: Наука, 1973.
16. *Калинин Г.П.* Пространственно – временной анализ и эргодичность гидрологических элементов. // Вестник МГУ, сер. География, 1966, №5.
17. *Калинин Г.П., Р.К.Клиге, В.А.Шлейников.* Основные проблемы палеогидрологии. В сб.: Проблемы палеогидрологии М.: Наука, 1976.
18. *Квасов Д.Д.* Позднечетвертичная история крупных озер и внутренних морей Восточной Европы. Л.: Наука, 1975.
19. *Лавров А.С., Никифорова Л.Д., Потапенко Л.М.* Динамика плейстоценовых ледниковых покровов, растительность и климат на Северо-востоке Европейской части СССР // Нов. мат-лы по палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: Наука, 1986.
20. *Лелявский С.* Введение в речную гидравлику, Л., Гидрометеиздат, 1961.
21. *Лютцау С.В.* Флювиальные формы рельефа Мещеры как показатель изменений гидрологического режима и водности рек во времени // Вестник МГУ, Сер. география, 1968, №3.
22. *Маккавеев Н.И., Чалов Р.С.* Русловые процессы. М., Изд-во МГУ, 1986.
23. *Матвеев Б.В.* Морфология и геолого-геоморфологические факторы развития врезанных и свободных излучин. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М., МГУ, 1985.
24. *Мещеряков Ю.А.* Молодые тектонические движения и эрозионно-аккумулятивные процессы северо-западной части Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
25. *Михайлов В.Н.* Динамика потока и русла в неприливых устьях рек. М., Гидрометеиздат, 1971.
26. *Михайлов В.Н.* Гидролого-морфометрические закономерности формирования речных дельт. // Вестник МГУ, Сер. география, 1982, №2.
27. Морфология и динамика русел рек Европейской части России и сопредельных государств. М-б 1: 2000000, М.: ФСГК РФ, 1999.
28. *Никифорова Л.Д.* Динамика ландшафтных зон голоцена северо-востока европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982
29. *Панин А.В., Сидорчук А.Ю., Чернов А.В.* Макроизлучины рек ЕТС и проблемы палеогидрологических реконструкций. Водные ресурсы, 1992, № 4.
30. *Потапенко Л.М.* Четвертичные отложения и развитие речной долины нижней Вычегды. Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. М., МГУ, 1975.

31. Сладкопечевцев С.А. Об изменении водности и режима рек в плейстоцене, В сб.: Проблемы палеогидрологии М., Наука, 1976.
32. Сидорчук А.Ю., Борисова О.К., Ковалюх Н.Н., Панин А.В., Чернов А.В. Палеогидрология нижней Вычегды в позднеледниковье и голоцене // Вестник МГУ. Сер. геогр., 1999, №5.
33. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977.
34. Чалов Р.С. Историческое и палеоруслование: предмет, методы исследований и роль в изучении рельефа. // Геоморфология, 1996, №4.
35. Эберхардс Г.Я. Морфогенез долин области последнего материкового оледенения и современные речные процессы (на примере Средней Прибалтики). Автореф. дисс. на соиск. уч. степ. докт. геогр. наук. М., МГУ, 1985.
36. Экспериментальная геоморфология. Вып.2, М.: Изд-во МГУ, 1969.
37. Baker V.R. Paleohydrology and sedimentology of Lake Missoula Flooding in Eastern Washington // The Geol. Soc. Am., Special Paper 144, 1973.
38. Dury G.H. Principles of underfit streams // US Geological Survey Professional Paper 452-A, Washington, 1964.
39. Dury G.H. Theoretical implications of underfit streams // US Geological Survey Professional Paper 452-C, Washington, 1965.
40. Maizels, J.K. Palaeovelocity and palaeodischarge determination for coarse gravel deposits. In: Gregory, K. (Ed), *Background to Palaeohydrology*. John Wiley and Sons, Chichester. 1983
41. Miidel, A., Raukas, A. The evolution of the river systems in the east Baltic. In: Starkel L., Gregory, K., Thornes J. (Eds), *Temperate Palaeohydrology*, John Wiley and Sons, Chichester. 1991
42. O'Connor, J., Webb R.H. Hydraulic Modeling for Paleoflood Analysis. In: Baker, V. et al. (eds), *Flood Geomorphology*, John Wiley and Sons, Chichester. 1988
43. Panin A.V., Sidorchuk A. Yu., Chernov A.V. Historical background to floodplain morphology: examples from the East European Plain // *Floodplains: Interdisciplinary Approaches*. London, Geological Society Special Publications, 163, 1999.
44. Rotnicki, K. Retrodiction of palaeidischarges of meandering and sinuous rivers and its palaeoclimatic implications. In: Starkel L., Gregory, K., Thornes J. (Eds), *Temperate Palaeohydrology*, John Wiley and Sons, Chichester, 1991.
45. Schumm, S.A. Quaternary Palaeohydrology. In: Wright, H. and Frey, D. (eds), *The Quaternary of the United States*, Princeton University Press, Princeton, 1965.
46. Schumm, S.A. River adjustment to altered hydrologic regimen - Murrumbidgee River and palaeochannels, Australia. *US Geological Survey Professional Paper 598*, Washington, 1968.
47. Sidorchuk A.Yu., Borisova O.K. Method of paleogeographical analogues in paleohydrological reconstructions // *Quaternary International*. V.72, N 1, 2000
48. Starkel, L. Last Glacial and Holocene fluvial chronology in the Carpathian valleys. *Studia Geomorph. Carpatho-Balcan.*, N.11, 1977.
49. Starkel L. The place of the Vistula River valley in the late Vistulian - early Holocene evolution of the European valleys // *European River Activity and Climatic Change During the Lateglacial and Early Holocene*. Stuttgart: Gustav Fischer Verlag, 1995.
50. Starkel L., Kalicki T., Soja R., Gebica P. Analysis of paleochannels in the valleys of the upper Vistula and the Wisloka // *Evolution of the Vistula River valley during the last 15000 years*. Part. VI.. Wroclaw: Wydawnictwo Continuo, 1996.
51. Williams, G.P. Paleofluvial Estimates from Dimensions of Former Channels and Meanders. In: V.Baker et al. (eds), *Flood Geomorphology*, John Wiley and Sons, Chichester, 1988

