

Н. М. АЛЮШИНСКАЯ, Н. А. АНИСКИНА,
Л. Д. ИВАШИНЦОВА

ВЕСЕННИЙ СТОК РЕК БАСЕЙНА СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ И ЕГО ПРОГНОЗЫ

В работе обобщены данные по режиму весеннего стока рек бассейна Северной Двины, рассмотрены условия формирования половодья и на этой основе разработаны рекомендации по долгосрочному прогнозу объема весеннего стока и максимума половодья. Помимо гидрометеорологических факторов предшествующего периода, предлагаемыми прогнозическими схемами учитываются с помощью синоптических данных условия текущего весеннего сезона, в частности дружность процесса снеготаяния при прогнозе максимума половодья.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Задачей настоящей работы является изучение особенностей формирования весеннего стока рек бассейна Северной Двины и на этой основе разработка способа долгосрочного прогноза максимального расхода (наивысшего уровня) половодья и объема весеннего стока рек этого бассейна.

Из выполненных ранее исследований весеннего половодья на рассматриваемой территории необходимо отметить работы Т. И. Великановой [7] и Е. М. Соколовой [62], первая из которых посвящена прогнозу объема весеннего стока рек Северного Края¹ (в том числе и рек бассейна Северной Двины), а вторая — прогнозу объема стока и максимума половодья собственно р. Северной Двины (у д. Абрамково).

Настоящая работа является дальнейшим развитием этих исследований, особенно в части учета весенних процессов при прогнозе максимальных расходов и объема весеннего стока.

В отдельных разделах статьи рассмотрены: особенности режима весеннего половодья на территории бассейна р. Северной Двины, снежный покров как основной источник весеннего стока, условия формирования стока в период половодья, в частности потери талых вод и определяющие их факторы, зависимости объема весеннего стока и максимума половодья от условий осенне-зимнего периода и факторов текущего весеннего сезона, возможности долгосрочного прогноза этих элементов половодья по данным о максимальных снегозапасах, осеннем увлажнении водосборов и синоптическом показателе условий весенней погоды. Полученные результаты в отношении учета весенних процессов при долгосрочном прогнозе половодья следует рассматривать лишь как первый шаг в решении этой исключительно сложной задачи.

Статья составлена следующими авторами: раздел I — мл. научн. сотр. Л. Д. Ивашиной, разделы II и III — ст. научн. сотр.

¹ Северный край — территория между 37—66° в. д. и 59—70° с. ш.

Н. М. Алюшинской, раздел IV (гидрологическая часть) — ст. научн. сотр. Н. М. Алюшинской, синоптическая часть — ст. научн. сотр. Н. А. Анискиной при участии инж. Н. П. Королевой.

I. ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ БАССЕЙНА СЕВЕРНОЙ ДВИНЫ И РЕЖИМ ВЕСЕННЕГО СТОКА НА ЕГО ТЕРРИТОРИИ

Бассейн Северной Двины, крупнейшей реки Северного Края, занимает площадь 360 тыс. км². Почти вся территория бассейна находится в пределах Архангельской области и Коми АССР, и лишь ее южная окраина — в Вологодской и частично в Кировской области.

К основным особенностям природных условий территории, определяющим своеобразие ее гидрологического режима, относятся: избыточное увлажнение, равнинный характер рельефа, сравнительно слабая дренированность территории неглубоко врезанной гидрографической сетью (за исключением долин крупных рек), высокое стояние подземных вод, большая залесенность и заболоченность бассейна.

В геологическом отношении рассматриваемый район представляет собой северную окраину Русской платформы, сложенной кристаллическими породами, перекрытыми толщей горизонтально залегающих осадочных пород (в основном пестроцветными мергелями, глинами и песчаниками). Встречающиеся местами гипсы и известняки обуславливают значительную закарстованность отдельных частей территории (бассейн р. Емцы, низовья р. Пинеги). Повсеместно на поверхности распространены четвертичные отложения: супеси и суглинки.

Спокойный характер залегания коренных пород определяет основные черты рельефа бассейна Северной Двины. Последний представляет собой слегка наклонную к северу, слабоволнистую равнину, пересеченную древними широкими ложбинами стока, к которым приурочены современные долины крупных рек: Северной Двины, Вычегды, Ваги, Пинеги. Особой равнинностью отличается восточная часть рассматриваемой территории, в пределах которой сколько-нибудь заметные поднятия рельефа практически отсутствуют и наряду с этим имеются обширные заболоченные низины ледникового происхождения (районы верхних частей водосборов рек Вычегды и Вымы). Пониженные участки (с отметками около 100 м абс.) сосредоточены также вдоль рек Северной Двины и Вычегды, имеющих хорошо развитую пойму шириной до 5—10 км (в местах озеровидных расширений долины). На остальной территории бассейна Северной Двины равнинность рельефа несколько нарушается небольшими возвышенностями, образовавшимися в местах выхода на поверхность коренных кристаллических пород или скоплений моренных наносов. Наиболее значительными из этих возвышенностей являются Тиманский кряж (на водоразделе с р. Печорой), Коношско-Няндомская возвышенность в междуречье Ваги и Онеги и Северные Увалы, протянувшиеся вдоль южной границы бассейна Северной Двины. Эти возвышенности, достигающие в отдельных точках высоты 250—300 м абс., большей частью имеют очень сглаженные очертания.

Почвенный покров на рассматриваемой территории довольно однообразен. Преимущественное распространение имеют типичные подзолистые почвы, среди которых отдельными пятнами вкраплены подзолисто-болотные и торфяно-глеевые почвы. На большей части территории почвы по механическому составу являются средне- и легкосуглинистыми. Однако в верхней половине бассейна р. Вычегды значительное распространение имеют песчаные и супесчаные почво-грунты

колебаниями температуры воздуха, следствием которых в начале периода являются частые возвраты морозной погоды. Процесс снеготаяния носит затяжной характер. Тем не менее обычно к середине мая территория бассейна Северной Двины освобождается от снега. Дополнительное увлажнение бассейна весной осуществляется в результате выпадения жидких осадков, сумма которых за апрель—май составляет в среднем около 70 мм, а в отдельные годы достигает 100—150 мм.

Основная масса жидких осадков выпадает в летне-осенний период, следствием чего являются дождевые паводки на реках, особенно частые осенью. Летом при относительно высоких температурах воздуха (16—17° в июле и 12—15° в июне и августе) большая часть дождевых осадков теряется на испарение. В это же время (главным образом в июне—июле) происходит расходование запасов влаги, накопленных бассейном весной. Об этом свидетельствует систематическое превышение величины испарения над количеством жидких осадков в эти месяцы. Пополнение запасов влаги в бассейне, как правило, начинается со второй половины августа в результате заметного снижения испарения.

Вследствие избыточного увлажнения территории наблюдается близкое к поверхности стояние грунтовых вод (преимущественно 0—5 м) и наряду с этим большая величина речного стока (норма годового стока составляет 9—10 л/сек. км²). Густота гидрографической сети в бассейне Северной Двины колеблется в пределах 0,20—0,30 км/км² и лишь в верхней части водосбора р. Вычегды снижается до 0,15—0,20 км/км².

К наиболее крупным рекам бассейна, помимо самой Северной Двины, относятся Вычегда ($L=1130$ км, $F=122800$ км²), Сухона ($L=558$ км, $F=50260$ км²), Пинега ($L=779$ км, $F=42000$ км²), Вага ($L=575$ км, $F=44800$ км²), Юг ($L=552$ км, $F=36600$ км²).

Река Северная Двина и ее притоки имеют преимущественно снеговое питание с участием дождевого.

Основной фазой водного режима рек является весеннее половодье. Весенний сток составляет в среднем около 50—55% от всего объема стока за год. Весеннее половодье обычно достаточно отчетливо выделяется на фоне зимней и летней межени. Вместе с тем наблюдающиеся нередко дождевые паводки, проходящие вскоре после окончания снеготаяния, во многих случаях затушевывают естественные границы этой фазы режима рек.

Под весенним половодьем на реках бассейна Северной Двины понимается волна снегового стока вместе с накладывающимися на нее дождевыми паводками, если последние представляют собой органическое продолжение основной паводочной волны. Дождевой сток рассматривался как составная часть весеннего половодья в том случае, если вызвавшие его осадки выпадали не позднее чем через 15—20 дней после конца снеготаяния, т. е. если они имели место в период до заметного окончания стока талых вод¹ (см. рис. 13).

Половодье на реках бассейна Северной Двины обычно начинается в середине—конце апреля. Ранние сроки изменяются по территории от третьей декады марта до середины апреля, поздние—от конца апреля до третьей декады мая. По отношению к устойчивому переходу температуры воздуха через 0° начало половодья, за которое принят первый день резкого увеличения водности реки, в южных и западных

¹ Максимальная продолжительность добега талых вод до замыкающего створа, определяемая как промежуток времени от конца снеготаяния до заметно выраженного окончания спада половодья, составляет для большинства рек бассейна Северной Двины с площадью водосбора 5—40 тыс. км² около 20—30 дней.

частях бассейна задерживается на 2—4 дня, в северных и восточных — на 5—7 дней.

В соответствии с развитием весенних процессов в пределах рассматриваемой территории половодье начинается в бассейнах рек Сухоны, Юга и Ваги, а затем уже в бассейнах рек Вычегды и Пинеги. Разница в сроках начала половодья на реках юго-западной и северо-восточной частей территории составляет в среднем 8—10 дней, но в отдельные годы достигает 20—23 дней (1937, 1945, 1948 гг.). При наиболее дружном развитии весенних процессов по территории эта разница снижается до 3—4 дней (1938, 1954, 1955 гг.).

Время окончания половодья также заметно изменяется по территории, вследствие неодновременности снеготаяния в ее южных и северных районах. Как правило, позже заканчивается весеннее половодье на более крупных реках, характеризующихся относительной неоднородностью условий стока и значительной регулирующей способностью их водосборов.

На малых и средних реках (с площадью водосбора меньше 30 тыс. км²) даты конца половодья изменяются по территории от первых чисел июня до середины этого месяца; ранние сроки приходятся на середину мая (10—15/V), поздние — на конец июня — середину июля. На крупных реках половодье обычно заканчивается в последней декаде июня, а на Северной Двине — в начале июля. По годам эти даты колеблются от конца мая — начала июня до конца июля.

Продолжительность половодья на малых реках составляет в среднем 30—40 дней, на средних — 50—60 дней, на Северной Двине достигает 80 дней (табл. 1).

Таблица 1

Продолжительность весеннего половодья в зависимости от площади водосбора реки

Площадь водосбора, тыс. км ²	Продолжительность половодья, дни		
	средняя	наименьшая	наибольшая
<1	30—40	20—25	45—50
1—10	40—50	25—35	55—90
10—30	50—55	30—40	65—90
30—40	55—60	35—40	75—100
>40	65—80	45—55	85—120

Величина суммарного стока за период весеннего половодья составляет в пределах большей части бассейна Северной Двины в среднем около 150 мм (табл. 2, рис. 2). Изменения его по территории незначительны. Небольшое повышение стока наблюдается в пределах Тиманского кряжа и Вятских Увалов (до 170—180 мм). Пониженный сток имеет место в районах развития карстовых явлений (120—130 мм в бассейне р. Емцы).

В целом распределение весеннего стока на территории бассейна Северной Двины в значительной мере повторяет распределение снегозапасов, но при этом также отражает некоторые особенности формирования стока в разных районах, в частности более благоприятные условия для потерь в пределах верхней части водосбора р. Вычегды, где имеют значительное распространение песчаные и супесчаные почво-грунты (см. рис. 1 и 14).

При построении карты нормы суммарного весеннего стока (рис. 2) использованы данные по 29 станциям, из которых в качестве опорных

были приняты пункты с наиболее длинными рядами наблюдений: р. Вычегда — г. Сыктывкар (34 года), р. Вымь — с. Весляна (41 год), р. Пинега — с. Кулогоры (40 лет), р. Юг — с. Подосиновец (26 лет), р. Вага — д. Филевская (20 лет). При наличии коротких рядов наблюдений производилась графическая привodka данных по стоку к периоду 1936—1957 гг. Судя по данным о снегозапасах, средняя величина весеннего стока за 1936—1957 гг. весьма близка к его значению за период 1904—1957 гг. Обеспеченность нормы стока составляет около 50%.

Весенний сток колеблется по годам в пределах от 50—75 до 220—240 мм. В западной части территории изменчивость весеннего стока

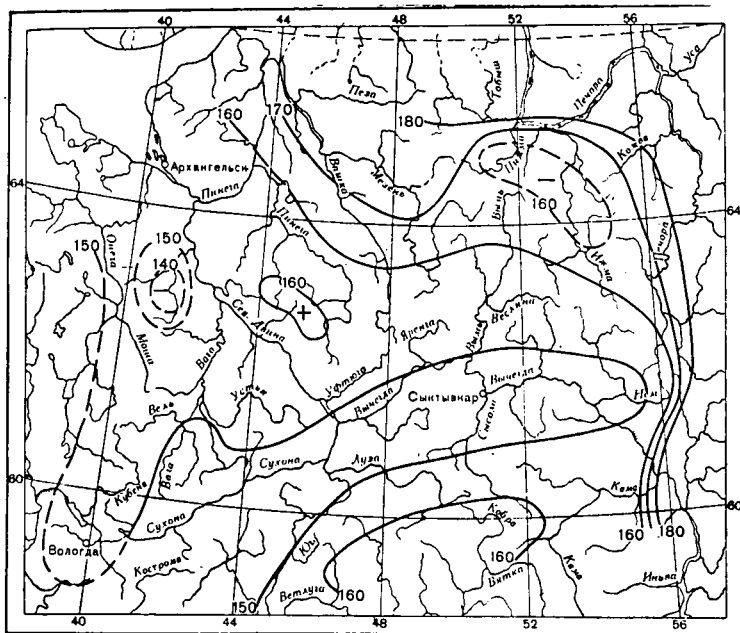


Рис. 2. Карта нормы суммарного стока (мм) за период весеннего половодья.

характеризуется значениями коэффициента вариации 0,29—0,33, в восточной части (бассейн р. Вычегды), отличающейся меньшими колебаниями снегозапасов по годам, величина C_v уменьшается до 0,22—0,26.

За последние 22 года (1936—1957 гг.) наиболее многоводные половодья на большей части бассейна Северной Двины наблюдались в 1947 и 1955 гг., на р. Вычегде и ее притоках — в 1944 г. В предшествующий период (до 1936 г.) весьма высокой водностью отличались вёсны 1924, 1928 и 1929 гг. В бассейне р. Вычегды половодья этих лет оказались наибольшими по объему стока за весь период наблюдений (1924—1957 гг.).

Обеспеченность суммарного весеннего стока в наиболее многоводные годы за период 1936—1957 гг. составляет для разных рек 2—5% (табл. 3).

Наименьший весенний сток на большей части рассматриваемой

Слой суммарного стока за период весеннего половодья (мм)

Река — пункт	Площадь водосбора, км ²	Период наблюдений	Средний слой стока за период наблюдений	Норма слоя стока	Наибольший слой стока (год)	Наименьший слой стока (год)
Сухона — д. Каликино	49 200	1938—57	144	147	275 (1955)	66,8 (1950)
Кубена — с. Троице-Енальское	1 170	1937, 1939—44, 1946—57	158	158	258 (1955)	82,5 (1937, 1940)
Юг — с. Подосиновец	15 300	1931—32, 1934—57	138	141	238 (1947)	59,1 (1937)
Юг — д. Гаврино	35 900	1936—57	156	156	276 (1947)	65,1 (1937)
Кичменьга — д. Глебово	1 990	1948—57	151	150	225 (1952)	76,7 (1950)
Дорожковка — д. Дорожково	67,7	1946—57	180	—	267 (1957)	88,0 (1950)
Вычегда — с. Усть-Кулом	26 000	1930—57	149	151	214 (1944)	75,9 (1937)
Вычегда — г. Сыктывкар	67 800	1924—57	158	151	237 (1928)	68,5 (1937)
Нем — с. Краснояр	4 500	1929—32, 1934—57	146	149	219 (1944)	63,7 (1938)
Вишера — д. Лунь	7 980	1947—57	162	152	211 (1952)	101 (1951)
Егул — с. Чухлом	122	1948—57	144	140	203 (1952)	99,1 (1950)
Вымь — с. Весляна	19 800	1911—21, 1924, 1928—32, 1934—57	161	155	229 (1924)	72,6 (1938)
Яренга — с. Тохта	4 930	1944—57	150	146	221 (1947)	67,5 (1951)
Уфтюга — д. Ярухино	3 550	1942—57	175	(152)	269 (1955)	76,6 (1951)
Евда — д. Аксеновская	232	1946—57	146	140	253 (1955)	52,9 (1950)
Верхняя Тойма — д. Ереминское	1 060	1950—57	188	(182)	309 (1955)	99,3 (1951)
Вага — д. Филяевская	13 200	1938—57	149	149	230 (1941)	59,8 (1950)
Вага — г. Шенжурск	32 000	1915—18, 1921—45	139	136	195 (1922)	77,8 (1937)
Пежма — д. Шелюбинское	1 320	1950—57	146	157	275 (1955)	45,2 (1950)
Вель — д. Березинская	4 840	1951—57	154	150	237 (1955)	103,3 (1954)
Подюга — д. Рылковская	1 290	1950—55	146	154	243 (1955)	66,6 (1950)
Устья — с. Шангалы	9 500	1935—57	161	159	257 (1955)	58,2 (1950)
Кокшеньга — д. Моисеевская	4 440	1937, 1939—57	150	150	237 (1947)	57,3 (1950)
Мехреньга — д. Чурозгора	4 340	1947—56	117	(118)	177 (1955)	76,8 (1950)
Ваймуга — д. Пермилово	2 800	1947—57	124	—	168 (1955)	74,6 (1956)
Пинега — с. Кулогоры	37 000	1915—22, 1924, 1927—57	151	148	244 (1955)	62,2 (1919)
Вья — д. Окуловская	2 500	1949—57	162	157	247 (1955)	93,0 (1950)
Нюхча — изба Широкая	893	1950—57	177	(175)	251 (1953)	106 (1951)
Юла — д. Каренжиха	4 470	1938—57	164	164	254 (1955)	83,4 (1951)
Северная Двина ¹ — д. Абрамково	223 000	1917—39, 1941—57	168	167	237 (1947)	92 (1937)
Северная Двина — с. Усть-Пинега	350 000	1924—57	181	176	244 (1955)	101 (1937, 1938)

¹ Большая величина стока р. Северной Двины (примерно на 10—20 мм) по сравнению со стоком ее притоков получается вследствие невозможности в ряде случаев полностью отделить на гидрографах половодья Северной Двины летний дождевой сток.

Обеспеченность суммарного весеннего стока в наиболее многоводные и маловодные годы

Река — пункт	Период наблюдений	Обеспеченность стока, %			
		многоводные годы		маловодные годы	
		за период наблюдений	за период 1936—57 гг.	за период наблюдений	за период 1936—57 гг.
Сухона — д. Каликино	1938—57	3,4 (1955)	3,4 (1955)	96,6 (1950)	96,6 (1950)
Юг — с. Подосиновец	1931—32, 1934—57	2,6 (1947)	2,6 (1947)	97,4 (1937)	97,4 (1937)
Вычегда — г. Сыктывкар	1924—57	2,0 (1928)	5,0 (1947)	97,9 (1937)	97,9 (1937)
Вымь — с. Весляна	1911—21, 1924, 1928— 32, 1934— 57	1,7 (1924)	6,5 (1946)	98,3 (1938)	98,3 (1938)
Пинега — с. Кулогоры	1915—22, 1924, 1927—57	1,7 (1955)	1,7 (1955)	98,5 (1919)	96,0 (1938)
Северная Двина — д. Абрамково	1917—39, 1941—57	1,7 (1947)	1,7 (1947)	98,2 (1937)	98,2 (1937)
Северная Двина — с. Усть-Пинега	1924—57	2,0 (1955)	2,0 (1955)	98,0 (1937)	98,0 (1937)

территории наблюдался в 1937 и 1950 гг. Обеспеченность стока в эти годы составляет 97—98%.

Режим стока в период половодья определяется характером весны и прежде всего ходом температуры воздуха и режимом жидких осадков, выпадающих в период снеготаяния и непосредственно после его окончания. Обычно половодье на реках бассейна Северной Двины проходит в виде одной, резко выраженной волны стока, осложненной дополнительными пиками, придающими гидрографам довольно изрезанные очертания, особенно на малых реках. Наиболее часто наблюдаются половодья с резким подъемом и замедленным спадом. Затяжка спада вызывается обычно возвратами холодов во время снеготаяния и выпадением дождей, поддерживающих высокую водность рек в период после схода снежного покрова. В такие вёсны (1942, 1947, 1955 гг. и др.) продолжительность спада в 4—6 раза и более превышает длительность подъема, при этом соотношение интенсивностей изменения расходов в эти периоды достигает 3—10. Более редкими являются половодья с затянутым, осложненным пиками подъемом и более резким спадом. Стройные однопиковые половодья имеют место лишь в отдельные годы с дружным снеготаянием, не прерываемым значительными похолоданиями. Чаще они наблюдаются на реках восточной части территории (р. Вычегда и ее притоки). Как правило, половодья этого типа наиболее высокие и при этом характеризуются большой интен-

сивностью подъема и спада, превышающей среднее значение в 2—3 раза.

В вёсны с сильно растянутым во времени снеготаянием, прерываемым похолоданиями, а также при выпадении сильных дождей в конце схода снежного покрова на реках формируются иногда сложные половодья, представляющие собой несколько почти самостоятельных волн стока. Такое половодье наблюдалось в 1948 г. на реках Юге, Ваге, Сухоне, Выми и др. В 1939 г. половодье проходило несколькими волнами на многих реках бассейна Северной Двины.

Наибольшие расходы половодья, являющиеся максимальными за год, достигают высоких значений (табл. 4). Средняя многолетняя величина модулей максимального стока составляет для крупных рек (площадь водосбора > 30 тыс. км²) 60—70 л/сек. км², для средних рек 80—90 л/сек. км², для малых водотоков ($F < 1000$ км²) 100—120 л/сек. км². Зависимость максимального стока от площади водосбора выражена здесь менее резко, чем в более южных районах Советского Союза. Коэффициент редукции максимального стока по площади равняется примерно 0,12.

За период 1936—1957 гг. наиболее высокие значения максимальных расходов воды на большинстве рек рассматриваемого района наблюдались в 1957 г. Судя по данным, относящимся к Северной Двине и Вычегде, имеющим длинные ряды наблюдений над стоком, обеспеченность наибольшего расхода этого года составляет около 3%. На Вычегде более высокий максимум, чем в 1957 г., имел место в 1929 г., а на Северной Двине — в 1881 и 1914 гг. Степень изменчивости максимальных расходов воды по годам характеризуется коэффициентами вариации S_v , равными 0,35—0,36; для р. Вычегды у г. Сыктывкара и р. Северной Двины у д. Абрамково величина S_v уменьшается до 0,25—0,27. Вследствие сложного режима стока в течение периода половодья, выражающегося в наличии, помимо основного пика, ряда второстепенных пиков и даже отдельных волн, а также из-за значительного участия дождей в формировании спада весеннего половодья связь максимальных расходов с полным объемом весеннего стока относительно слабая. Поскольку дождевые осадки оказывают небольшое влияние на формирование максимума половодья, более тесной оказывается связь максимального расхода с объемом снегового стока.

Средние сроки прохождения наибольших расходов половодья изменяются по территории от 20—30/IV в бассейне р. Сухоны до 10—15/V в бассейнах рек Вычегды и Пинеги. Ранние сроки приходятся соответственно на 1—20/IV (на разных реках в 1951, 1950 и 1953 гг.), поздние — на 5—30/V (1941, 1952, 1956 гг.). Промежуток времени между датами начала половодья и прохождения максимума стока составляет в среднем 15—20 дней, при колебаниях по годам от 4—8 до 25—40 дней. В пределах одного и того же района сроки прохождения максимальных расходов на малых и больших реках очень близки. Так, в бассейне р. Ваги (при диапазоне площадей водосборов от 200 до 40 000 км²) разница в сроках составляет 1—3 дня, в бассейне р. Вычегды (площади от 5 до 70 тыс. км²) — 2—3 дня.

Режим уровней в период половодья в значительной мере аналогичен режиму стока. Из-за наличия ледовых явлений некоторое несоответствие между ходом уровней и расходов воды имеет место на подъеме половодья, а иногда в период прохождения максимума весеннего стока. Весьма заметные нарушения связи уровней и расходов наблюдаются при образовании заторов льда. Заторные явления, приводящие к резким и обычно кратковременным колебаниям уровня воды

Максимальный сток рек бассейна Северной Двины за период наблюдений

Река — пункт	Площадь водосбора, км ²	Период наблюдений	Максимальный сток					
			средний		наибольший		наименьший	
			Q_{\max} м ³ /сек.	q_{\max} л/сек. км ²	Q_{\max} м ³ /сек. (год)	q_{\max} л/сек. км ²	Q_{\max} м ³ /сек. (год)	q_{\max} л/сек. км ²
Сухона — д. Каликино	49 200	1938—57 ¹	3 340	67,9	6 150 (1957)	125	1 500 (1950)	30,5
Кубена — с. Троице-Енальское	1 170	1937, 1939, 1940—44, 1947—57	144	127	281 (1957)	326	72,6 (1937)	62,0
Юг — с. Подосиновец	15 300	1931—57	1 350	88,2	2 640 (1957)	172	432 (1937)	28,2
Юг — д. Гаврино	35 900	1936—57	2 590	72,3	4 810 (1947)	134	896 (1937)	25,0
Кичменьга — д. Глебово	1 990	1948—57	203	102	331 (1957)	166	97,6 (1950)	49,0
Дорожковка — д. Дорожково	67,7	1946—57	16,6	245	56,0 (1957)	826	5,56 (1951)	82,3
Вычегда — с. Усть-Кулом	26 000	1930—57	1 690	65,0	2 670 (1952)	103	646 (1937)	24,8
Вычегда — г. Сыктывкар	67 800	1924—57	4 090	60,4	6 670 (1929)	98,5	1 530 (1937)	22,6
Нем — с. Краснояр	4 500	1930—32, 1934—57	315	70,0	480 (1946, 1952)	106	138 (1937)	30,6
Вишера — д. Лунь	7 980	1947—57	979	123	1 550 (1952)	195	550 (1954)	68,9
Егул — с. Чухлом	122	1946—57	18,9	155	25,1 (1947)	206	8,69 (1954)	71,1
Вьмь — с. Весляна	19 800	1908—21, 1924, 1928—57	1 840	93,0	3 450 (1957)	174	806 (1938)	40,8

Яренга — с. Тохта	4 930	1944—57	526	107	757 (1957)	153	276 (1951)	56,1
Уфтуга — д. Ярухино	3 550	1942—45, 1947—57	541	153	885 (1952)	250	301 (1951)	84,8
Евда — д. Аксеновская	232	1946—57	31,5	136	59,8 (1955)	258	14,3 (1950)	61,6
Верхняя Тойма — д. Ереминское	1 060	1950—57	220	207	306 (1952)	289	136 (1956)	13,2
Вага — д. Филяевская	13 200	1938—57	1 110	84,1	2 100 (1957)	159	437 (1950)	33,2
Вага — г. Шенкурск	32 000	1915—18, 1921—45	2 120	66,4	3 450 (1929)	108	1 170 (1945)	36,6
Пежда — д. Шелюбинское	1 320	1950—57	132	100	230 (1957)	174	47,7 (1950)	36,2
Вель — д. Березинская	4 840	1951—57	604	125	1 070 (1957)	221	328 (1954)	67,9
Подюга — д. Рылковская	1 290	1950—55	132	102	227 (1953)	176	65,1 (1950)	50,6
Устья — с. Шангалы	9 500	1935—57	956	101	1 510 (1957)	159	396 (1950)	41,6
Кокшеньга — д. Монсеевская	4 440	1937—57	414	93,3	926 (1957)	208	137 (1950)	30,8
Мехреньга — д. Чурозгора	4 340	1947—56	239	55,1	391 (1949)	90,1	121 (1950)	27,9
Ваймуга — д. Пермилово	2 800	1947—57	190	67,9	380 (1957)	136	141 (1950)	50,4
Пиннега — с. Кулогоры	37 000	1915—22, 1924—25, 1927—57	3 700	100	7 890 (1953)	213	1 480 (1938)	40,0
Вья — д. Окуловская	2 500	1949—57	398	159	646 (1952)	258	194 (1956)	77,5
Нюхча — изба Широкая	893	1950—57	172	193	278 (1952)	311	115 (1956)	129
Юла — д. Каренжиха	4 470	1938—57	518	115	943 (1952)	210	251 (1945)	56,0
Северная Двина — д. Абрамково	223 000	1878—39, 1941—57	12 100	54,3	19 700 (1881)	88,3	4 600 (1937)	20,6
Северная Двина — с. Усть-Пиннега	350 100	1881—42, 1944—57	21 900	62,5	36 200 (1953)	103	11 100 (1937)	32,2

Примечание. Данные за 1956—1957 гг. заимствованы из материалов, уточненных в процессе подготовки ежегодников к печати.

Наивысшие уровни весеннего половодья¹

Река — пункт	Период наблюдений (число лет)	Наивысший уровень весеннего половодья, см над нулем графика			Превышение над предвесенним уровнем, см			Характеристика заторных явлений на дату наивысшего уровня весеннего половодья ²						
		средний	наименьший (год)	наибольший (год)	среднее	наименьшее (год)	наибольшее (год)	период наблюдений (число лет)	число лет с заторами (% от числа лет наблюдений)	годы с заторными явлениями	наивысший заторный уровень, см над нулем графика		величина заторного подъема, см	
											средний	наибольший (год)	средняя	наибольшая (год)
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Северная Двина — д. Абрамково	1917—57 (41)	675	379 (1937)	876 (1929, 1957)	540	243 (1937)	732 (1947)	1917—57 (41)	5 (12%)	1930, 1933, 1943, 1946, 1954	699	800 (1946)	181	333 (1954)
Северная Двина — с. Усть-Пингеа	1916—57 (42)	678	342 (1937)	1040 (1929, 1955)	710	402 (1937)	1018 (1955)	1916—57 (42)	24 (54%)	1916, 1918— 20, 1924— 29, 1931— 35, 1942, 1944, 1951, 1953, 1955, 1957	750	1040 (1929)	194	558 (1955)
Сухона — д. Каликино	1942—57 (16)	652	355 (1945)	1014 (1953)	542	304 (1945)	759 (1953)	1942—57 (16)	11 (69%)	1942, 1944, 1947—51, 1953—56 не было	698	1014 (1953)	330	565 (1956)
Кубена — с. Тронце-Енальское	1937—44, 1946—57 (20)	472	368 (1937)	597 (1946)	326	232 (1950)	449 (1946)	1937—44, 1947—57 (19)						
Юг — с. Подосиновец	1931—57 (27)	437	253 (1950)	630 (1957)	358	203 (1950)	548 (1957)	1931—57 (27)	5 (18%)	1937, 1946, 1948, 1951, 1955	422	547 (1946)	122	200 (1937)
Юг — д. Гаврино	1883—57 (75)	501	295 (1937)	680 (1955)	386	174 (1937)	551 (1947)	1936—57 (22)	3 (14%)	1939, 1951, 1955	533	680 (1955)	172	280 (1955)
Кичменьга — д. Глебово	1939—57 (19)	378	255 (1945)	519 (1957)	229	111 (1945)	368 (1957)	1948—57 (10)	1 (10%)	1955	—	507 (1955)	—	190 (1955)

Вычегда — с. Усть-Кулом	1930—57 (28)	549	286 (1937)	747 (1952)	451	165 (1937)	654 (1952)	1930—57 (28)	не было					
Вычегда — г. Сыктывкар	1924—57 (34)	507	251 (1937)	645 (1957)	503	271 (1937)	632 (1957)	1924—57 (34)	не было					
Нем — с. Краснояр	1929—32, 1934—57 (28)	400	229 (1937)	540 (1929)	377	180 (1937)	477 (1929)	1929—32, 1934—57 (28)	не было					
Вишера — д. Лунь	1932—57 (26)	552	349 (1937)	772 (1952)	393	210 (1937)	615 (1952)	1947—57 (10)	2 (20%)	1954—55	—	640 (1955)	—	135 (1955)
Вымь — с. Весляна	1928—57 (30)	796	519 (1937)	1132 (1929)	589	299 (1937)	927 (1929)	1928—57 (30)	5 (17%)	1936, 1938, 1953—55	717	936 (1953)	196	393 (1955)
Яренга — с. Тохта	1943—57 (15)	408	321 (1951)	485 (1952, 1957)	195	129 (1956, 1951)	274 (1957, 1952)	1943—57 (15)		не было				
Уфтюга — д. Ярухино	1942—45, 1947—57 (15)	441	366 (1951)	518 (1952)	221	153 (1951)	307 (1952)	1942—45, 1947—57 (15)		не было				
Евда — д. Аксеновская	1946—57 (12)	203	169 (1950)	271 (1955)	123	84 (1950)	177 (1955)	1946—57 (12)	1 (8%)	1955	—	271 (1955)	—	118 (1955)
Вага — д. Филиевская	1938—57 (20)	671	390 (1950)	932 (1957)	445	206 (1950)	714 (1957)	1938—57 (20)	3 (15%)	1939, 1942, 1945	579	663 (1942)	217	250 (1939)
Вага — г. Шенкурск	1916—18, 1921—57 (40)	465	243 (1950)	651 (1929, 1946)	440	249 (1950)	620 (1946)	1916—45 (30)	10 (33%)	1926—27, 1929, 1933, 1936, 1939, 1940, 1942, 1944, 1945	214	651 (1929)	214	430 (1940)
Устья — с. Шангалы	1935—57 (23)	492	318 (1950)	664 (1957)	379	218 (1950)	531 (1957)	1935—57 (23)		не было				
Кокшеньга — д. Моисеевская	1937—57 (21)	508	362 (1945)	668 (1957)	305	142 (1945)	461 (1957)	1937—57 (21)	3 (14%)	1951, 1950, 1955	495	585 (1955)	88	135 (1951)
Мехреньга — д. Чурозгора	1947—56 (10)	537	326 (1950)	732 (1949)	461	267 (1950)	655 (1949)	1947—56 (10)		не было				
Ваймуга — д. Пермилово	1947—57 (11)	501	391 (1950)	665 (1957)	256	132 (1950)	417 (1957)	1947—57 (11)	3 (27%)	1947, 1951, 1955	522	556 (1955)	164	192 (1947)
Пинега — с. Кулогоры	1927—57 (31)	438	238 (1938)	735 (1953)	398	199 (1938)	679 (1953)	1927—57 (31)	9 (29%)	1929, 1933, 1940, 1942, 1946, 1951, 1953, 1955, 1956	509	735 (1953)	133	285 (1953)
Юла — д. Каренжнха	1938—57 (20)	384	252 (1945)	543 (1952)	269	129 (1945)	421 (1952)	1938—57 (20)		не было	—	—	—	—

¹ Таблица включает только пункты, имеющие данные по стоку.

² Приведенные в графах 9—15 характеристики относятся к годам, когда заторные подьемы (отклонения наивысшего наблюдаемого уровня от кривой расходов) превышали 0,5 м.

на подъеме половодья, наиболее типичны для рек юго-западной части рассматриваемой территории (Сухона, Юг, Вага), а также для Пинеги и Северной Двины. Частое формирование заторов льда (1 раз в 2—3 года) на этих реках, текущих с юга на север (р. Сухона — с запада на восток), связано обычно с более поздним вскрытием нижних участков по сравнению с верховьями рек. Менее характерны заторные явления для р. Вычегды и ее притоков.

Заторы льда иногда сопровождаются чрезвычайно интенсивными подъемами уровня воды, достигающими в некоторых случаях 3,5—5 м за сутки (р. Сухона у г. Великий Устюг в 1942 г., р. Северная Двина у с. Медведки и г. Котласа в 1946 и 1955 гг.). В отдельные годы заторные уровни, наблюдающиеся при расходах в 2—3 раза ниже максимального, оказываются близкими к наивысшему уровню половодья или даже выше уровня в момент прохождения максимального расхода половодья (р. Вага — г. Шенкурск, 1940 г.; р. Юг — д. Гаврино, 1939 г., и др.). Данные о наивысших уровнях весеннего половодья на ряде рек бассейна Северной Двины приведены в табл. 5.

Как правило, наивысший уровень наступает одновременно с максимальным расходом половодья и определяется величиной последнего. Наиболее высокий уровень половодья за период 1936—1957 гг. наблюдался на большей части территории в 1957 г., а в бассейне р. Вычегды, кроме того, и в 1952 г. Многолетняя амплитуда колебаний наивысшего уровня половодья на средних реках равна 4—5 м, на малых реках — 1,5—3 м. Повторяемость максимумов заторного происхождения составляет для большинства рек 0—15%, но на некоторых реках она достигает 30% и даже 70% (р. Сухона у д. Каликино). Наиболее высокие заторные уровни, явившиеся для ряда рек экстремальными за многолетний период (р. Сухона у д. Каликино, р. Юг у д. Гаврино, р. Пинега у с. Кулогоры и др.), имели место в 1953 и 1955 гг. Приближенная характеристика интенсивности заторных явлений при формировании наивысшего уровня половодья получена на основе оценки величин отклонений заторного уровня от кривой расходов, соответствующей условиям открытого русла. Судя по данным табл. 5, величина заторного подъема (отклонения уровня от кривой расходов) в годы с наивысшими уровнями заторного происхождения в среднем составляет около 1—2 м, при максимальном значении до 3—5 м (реки Северная Двина, Сухона, Пинега).

Наивысшие заторные уровни опережают наступление максимума стока на 2—8 дней, а иногда на 20—25 дней. Последнее имеет место в годы с растянутым во времени половодьем, проходящим в виде нескольких волн стока.

Исключая годы с интенсивными заторными явлениями, связь наивысшего уровня с максимальным расходом половодья в большинстве случаев является достаточно тесной (рис. 3а). Вместе с тем для ряда рек с деформирующимся руслом эта связь неоднозначна (Вынь, Пинега, Вычегда у г. Сыктывкара) (рис. 3в). Плохой является связь для рек с частыми заторными явлениями (рис. 3б). Наблюдающиеся в отдельные годы нарушения связи между наивысшими уровнями и максимальными расходами воды обусловлены, кроме того, образованием весной заломов леса (реки Кичменьга и Евда, р. Вага у д. Филевской и др.), а также наличием переменного подпора на притоках при прохождении половодья на главной реке (реки Емца, Ваймуга и др.). В обоих этих случаях подпоры уровней составляют обычно 0,2—0,6 м, но иногда достигают 1,5 м (р. Ваймуга у д. Пермилово, 1953 г.).

Режим весеннего стока малых и средних рек бассейна Северной Двины определяет в конечном счете характер половодья собственно р. Северной Двины. Для верхней части реки (в створе Абрамково) весеннее половодье определяется главным образом ходом развития весеннего стока на реках Вычегде, Сухоне и в меньшей мере на р. Юге; для нижнего участка (с. Усть-Пинега) существенное значение имеет

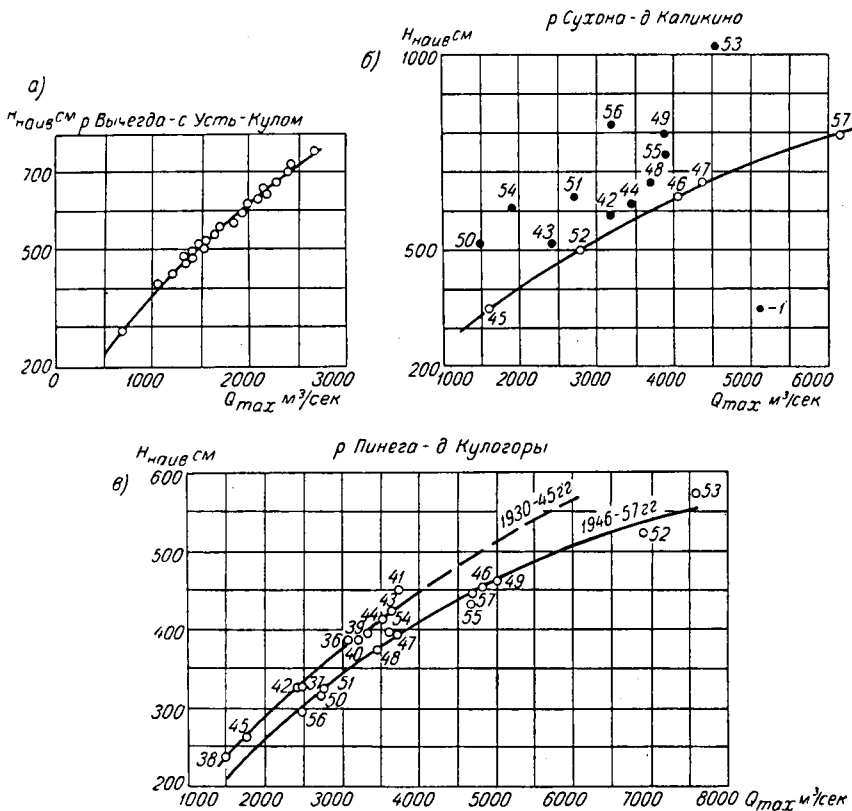


Рис. 3. Графики связи наивысших уровней и максимальных расходов воды при прохождении наивысших уровней в открытом русле (а), при ледовых явлениях (б) и при наличии деформаций русла в период половодья (в).

1 — наивысшие уровни при ледовых явлениях.

также режим половодья на реках Пинеге и Ваге. Половодье на р. Северной Двине начинается практически в те же сроки, что и весенний сток на реках Сухоне и Юге. При почти одновременном развитии половодья на других реках бассейна, наблюдающемся относительно редко, весеннее половодье на Северной Двине проходит в виде стройной одновершинной волны стока (1938, 1944, 1955 и 1957 гг.). Обычно же, в связи с разновременным поступлением бокового притока, весеннее половодье характеризуется распластанной волной стока и наличием на ней нескольких более или менее резко выраженных пиков, соответствующих максимумам приточности с разных частей водосбора.

В некоторых случаях многопиковая форма гидрографа половодья Северной Двины обусловлена резкими колебаниями интенсивности снеготаяния в течение весны при одновременном развитии весенних процессов на территории. На рис. 4 показана связь расходов р. Северной Двины у д. Абрамково с соответствующими суточными значениями бокового притока, рассчитанного приближенно как сумма ежедневных расходов р. Сухоны у д. Каликино (Q_K), р. Юга у д. Гаврино (Q_G), р. Вычегды у г. Сыктывкара (Q_C) и р. Вымы у с. Весляны (Q_B). При суммировании расходы брались со сдвижкой на время добегания,

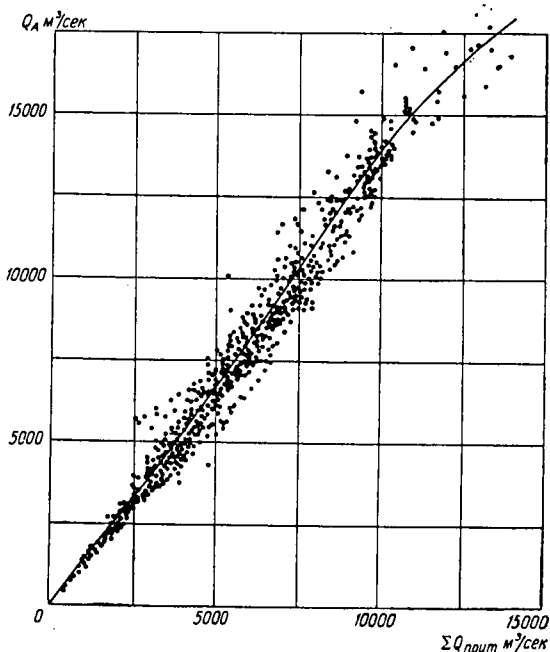


Рис. 4. Зависимость средних суточных расходов р. Северной Двины у д. Абрамково (Q_A) от суммарного расхода ее притоков для периода весеннего половодья.

равное для первых двух рек примерно 3 суткам, а для рек Вычегды и Вымы 6 суткам;

$$\sum Q_{t \text{ прит}} = \sum (Q_K + Q_G)_{t-3} + \sum (Q_C + Q_B)_{t-6}$$

За период половодья соотношение между расходом р. Северной Двины у д. Абрамково Q_A и суммарным расходом указанных притоков в среднем составляет 1,3 (т. е. $Q_A = 1,3 \sum Q_{\text{прит}}$), что полностью совпадает с данными, приведенными в работе З. И. Дармана [14]. Значение коэффициента, большее единицы, получается вследствие неучета притока с неосвоенной наблюдениями части водосбора, составляющего примерно 25%. Величина этого коэффициента меняется от 1,18—1,24 в маловодные годы до 1,35—1,37 в многоводные.

Судя по данным о боковой приточности, реки Сухона и Юг оказывают наибольшее влияние на половодье р. Северной Двины у д. Аб-

рамково главным образом в период его подъема, а р. Вычегда — в период спада. В формировании максимального расхода р. Северной Двины в среднем около 50% приходится на долю стока р. Вычегды и около 40% на долю стока первых двух рек. По годам это соотношение значительно меняется. Так, в 1952 г. максимальный расход Северной Двины примерно на 70% сформирован за счет стока р. Вычегды и на 20% — за счет стока рек Сухоны и Юга; в 1951 г. доля участия этих рек соответственно оценивается в 35 и 50%.

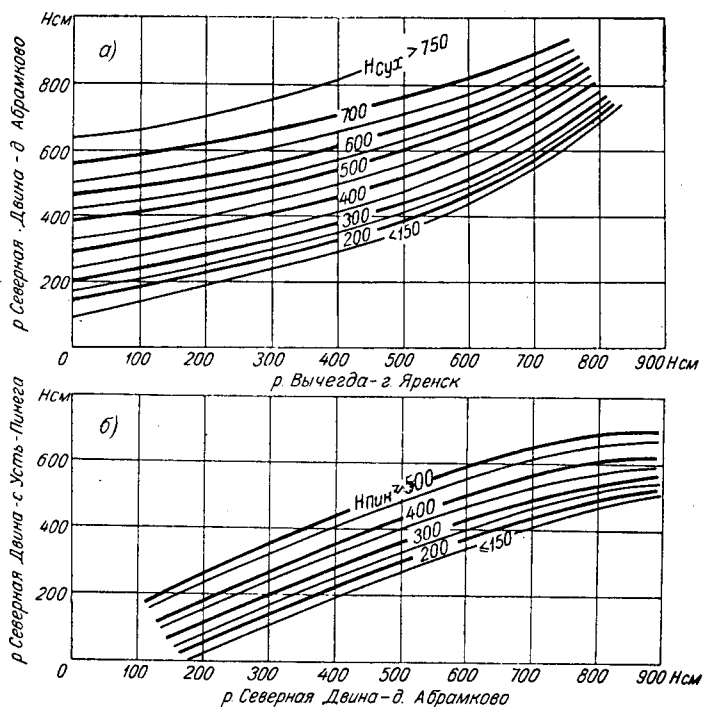


Рис. 5. Кривые связи уровней р. Северной Двины у д. Абрамково с уровнями р. Вычегды у г. Яренска и р. Сухоны у д. Каликино (а) и уровней р. Северной Двины у с. Усть-Пинеги с уровнями р. Северной Двины у д. Абрамково и р. Пинеги у с. Усть-Покшеньги (б).

Зависимость расходов р. Северной Двины у д. Абрамково от суммарного расхода ее притоков (рис. 4) может быть использована для расчета и краткосрочного прогноза (с заблаговременностью 3 дня) гидрографа стока и, в частности, максимального расхода половодья.

Связь уровней Северной Двины с соответствующими уровнями ее основных притоков является также достаточно тесной, исключая периоды весенних заторных подъемов. Такие зависимости построены для пунктов Абрамково и Усть-Пинеги (рис. 5). Для первого из указанных пунктов в качестве аргумента зависимости приняты ежедневные значения уровня р. Вычегды у г. Яренска (со сдвижкой на 4 дня соответственно времени добегания) и р. Сухоны у д. Каликино (со сдвижкой на 3 дня), для пункта Усть-Пинеги — уровни у д. Абрамково (со сдвиж-

кой на 3 дня) и р. Пинеги у с. Усть-Покшеньги (со сдвижкой на 4 дня).

Результаты расчета уровней Северной Двины с помощью полученных зависимостей являются большей частью удовлетворительными для д. Абрамково. Для с. Усть-Пинеги имеются существенные расхождения между рассчитанными и фактическими значениями уровня воды на подъеме половодья. Последнее связано с тем, что в это время проходит весенний ледоход, сопровождающийся в нижнем течении Северной Двины интенсивными заторными явлениями.

II. СНЕЖНЫЕ ПОКРОВ

Снежный покров является основным фактором формирования весеннего половодья. Ниже рассмотрены важнейшие его характеристики, определяющие размеры и режим весеннего стока, а именно: наибольший запас воды в снеге перед началом схода снежного покрова и процесс снеготаяния на территории бассейна Северной Двины.

Максимальные запасы воды в снеге перед началом таяния

Характеристика материалов наблюдений. В основу оценки запасов воды в снежном покрове перед началом весеннего снеготаяния положены материалы снегомерных съемок, систематически производимых на рассматриваемой территории начиная с 1936 г.

В пределах бассейна Северной Двины (площадь 360 тыс. км²) имеется около 50 пунктов снегомерных съемок на полевых участках и примерно 30 пунктов в лесу. Однако в отдельные годы снегосъемки производились в значительно меньшем количестве пунктов, что особенно касается измерений на лесных участках в первые годы организации этих наблюдений. Вследствие редкой сети станций, ведущих снегосъемки, при изучении снежного покрова в бассейне Северной Двины дополнительно привлекались данные наблюдений в соседних районах. Общее количество пунктов снегосъемок в пределах рассматриваемого водосбора, а также в других речных бассейнах, находящихся вблизи его границ (реки Онега, Мезень, Печора), достигает 60—70 на полевых участках и 40—45 на лесных. Пункты снегомерных съемок распределены по территории относительно равномерно. Имеющая место в отдельные годы неравномерность освещения бассейна Северной Двины наблюдениями создается главным образом в результате пропусков измерений.

Качество материалов по снежному покрову зависит от точности измерений высоты и плотности снега на участке снегосъемки и от степени репрезентативности участка наблюдений для окружающей местности. Точность оценки снегозапасов на участке измерений обычно достаточно удовлетворительная [45]. Вопрос о степени репрезентативности участков снегосъемки менее ясен. Вместе с тем этот вопрос имеет особое значение, поскольку конечной целью снегомерных наблюдений является характеристика снежного покрова не на участке измерений, а во всем районе, прилегающем к пункту снегосъемки.

Оценка репрезентативности участков снегосъемки весьма осложняется трудностью выбора критерия, дающего представление об истинной величине запасов воды в снеге в данном районе. Материалы наблюдений по дождемерам для этой цели непригодны вследствие систематического преуменьшения величин осадков за счет выдувания снега, происходящего интенсивнее, чем расход снега на испарение на участке снегосъемки. В этом отношении несколько лучше данные наблюдений

по осадкомерам, установленным в последние годы на сети станций взаимных дождемеров. Однако примерно в 50% всех случаев зимние суммы осадков, определяемые с помощью осадкомеров, также в той или другой степени преуменьшены.

В соответствии с разработками П. П. Кузьмина, представление об истинной величине снегозапасов в данном районе при отсутствии значительных оттепелей дают измерения снега на участках лиственного леса, достаточно удаленных от лесных опушек [33]. Получаемые по снегосъемкам в лиственном лесу величины снегозапасов не искажены явлением передувания снега, наблюдающимся на открытых полевых участках. По сравнению с наблюдениями под пологом хвойного леса эти данные практически не зависят от характера и размеров задержания снега на кронах деревьев.

Аналогичным образом могут быть оценены и результаты наблюдений на небольших лесных полянах, по условиям снегонакопления в значительной мере идентичных участкам лиственного леса. Последнее подтверждается материалами экспериментальных исследований, приведенными в работах П. П. Кузьмина [33], Н. Н. Галахова [11], Г. Р. Эйтингена [68] и др., в соответствии с которыми снегозапасы на лесных полянах (среди хвойных деревьев) и в лиственном лесу практически одинаковы.

Таким образом, участки лиственного леса, а также лесные поляны могут рассматриваться как более или менее совершенные осадкомеры, и, следовательно, результаты снегомерных наблюдений на них являются достаточно надежным критерием при оценке и анализе данных снегосъемок на полевых участках, под пологом хвойного леса и в других ландшафтных условиях.

В пределах рассматриваемой территории снегосъемки на лесных полянах производятся параллельно со снегосъемками в поле. Имеющиеся по двум-трем станциям одновременные наблюдения на лесных полянах и под пологом леса совершенно недостаточны для оценки качества снегосъемок в лесу, тем более что на этих станциях участки измерений (под древесными кронами) расположены вблизи лесных опушек.

Выполненные для условий Северного Края сопоставления результатов снегосъемок на лесных полянах и в поле позволяют сделать вывод о преуменьшении снегозапасов по данным полевых наблюдений (рис. 6а). Меньшие снегозапасы в поле могли бы быть объяснены влиянием зимних оттепелей, во время которых на полевых участках происходит таивание снежного покрова в больших размерах, чем на лесных полянах. Однако сколько-нибудь значительных зимних оттепелей в рассматриваемом районе не бывает. Наблюдающиеся в начальный период установления снежного покрова потепления обычно характеризуются малой суммой положительных температур воздуха (в большинстве случаев до 2—4°). Заниженные снегозапасы в поле имеют место как при наличии оттепелей, так и при их отсутствии; при этом степень уменьшения снегозапасов в поле оказывается мало связанной с суммой положительных температур воздуха за периоды потеплений.

Причина преуменьшения снегозапасов в поле заключается, по-видимому, в том, что снегосъемки обычно производятся на незащищенных от ветра участках, с поверхности которых происходит частичное сдувание снега, накапливающегося в неровностях рельефа и на лесных опушках за пределами участка наблюдений.

Косвенным подтверждением влияния передувания снега на резуль-

таты снегосъемок в поле служит замедленный рост снегозапасов на полевых участках (по сравнению с лесными), не соответствующий ходу нарастания суммы осадков в течение зимы и мало связанный с особенностями температурного режима этого периода (рис. 7). Судя по данным параллельных наблюдений, разница в снегозапасах в поле и в лесу создается в самом начале зимнего сезона, и при этом в основном за счет оттепелей в период установления снежного покрова. Большею частью эта разница невелика (10—15 мм), однако в последующие месяцы, характеризующиеся устойчивыми отрицательными температурами воздуха, она продолжает расти. Так, например, различия в снегозапасах поле — лес, по данным наблюдений на метеостанции Пинега

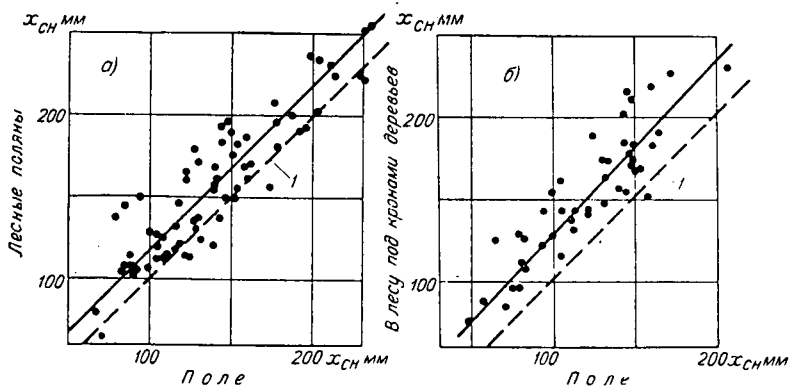


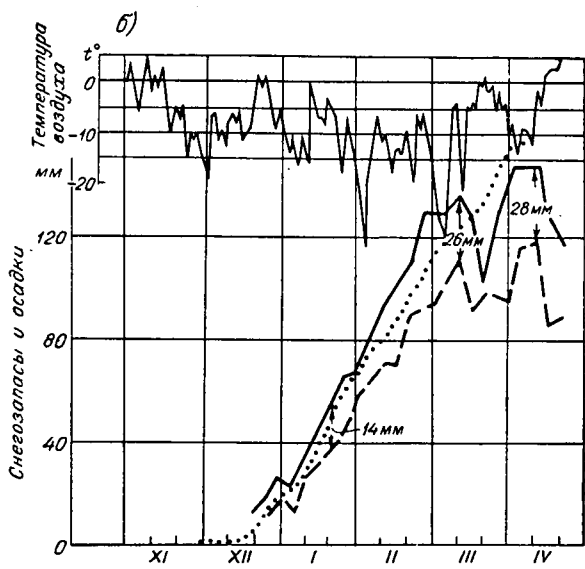
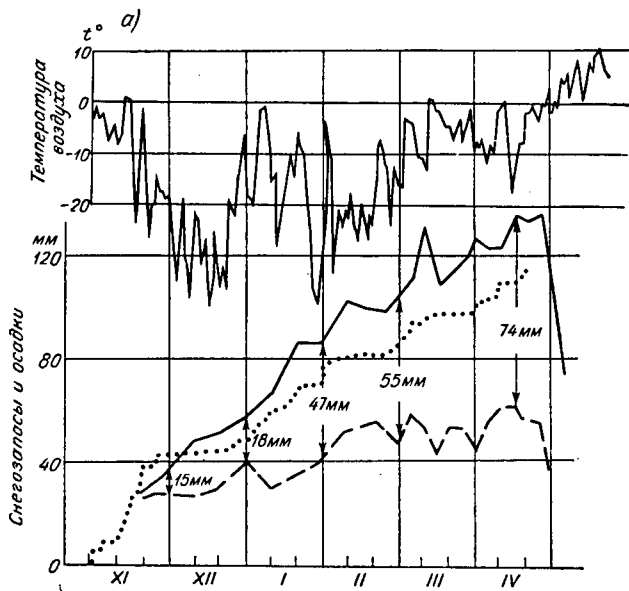
Рис. 6. Соотношение максимальных снегозапасов ($x_{сн}$) по данным снегосъемок в поле и в лесу.

а — в поле и на лесных полянах; б — в поле и под кронами деревьев на участках, удаленных от опушек леса на 200—600 м (лес елово-сосновый, молодого и зрелого возраста, средней густоты). 1 — линия равных значений.

(1955-56 г.), составили на начало декабря примерно 15 мм при сумме температур воздуха за оттепели в ноябре около 2—4° (рис. 7а). В декабре — марте сколько-нибудь заметные оттепели отсутствовали, тем не менее максимальные снегозапасы в поле оказались ниже, чем в лесу, уже на 70 мм и меньше суммы зимних осадков (по дождемеру) на 50 мм. Судя по ходу осадков в течение зимы и характеру снегонакопления в лесу, в данном случае, безусловно, имело место занижение снегозапасов в поле, которое ни с чем другим не могло быть связано, кроме как с явлением сдувания снега.

Замедление роста снегозапасов на полевых участках, обусловленное переносом снега, наблюдается и на большинстве других станций рассматриваемой территории, но обычно оно выражено не так резко, как в приведенном выше примере.

При оценке степени преуменьшения величин максимальных снегозапасов по данным полевых снегосъемок представляет интерес сопоставление результатов наблюдений в поле и на лесных участках, расположенных на большом расстоянии от опушек леса и, следовательно, находящихся вне сферы влияния ветрового переноса снега. Судя по полученной зависимости, при построении которой использованы данные снегосъемок под лесным пологом в 200—600 м от опушек леса, разница в максимальных снегозапасах на полевых участках и в хвойном лесу составляет в среднем около 30—35 мм (рис. 6б). Такие же



— 1 - - - 2 3

Рис. 7. Графики хода снегонакопления по данным снегосъёмки в хвойном лесу (1), в поле (2) и интегральные кривые зимних осадков (3).

а — метеостанция Пинега (1955—56 г.), б — метеостанция Великий Устюг (1954—55 г.).

результаты получаются при сопоставлении массовых материалов снего-съемок в поле и в лесу на территории Северного Края [7]. Учитывая, что сумма положительных температур воздуха за оттепели в период от начала установления снежного покрова и до даты максимальных снегозапасов в среднем составляет около 3—4° (бассейны рек Вычегды, Юга, Ваги и др.) и соответственно величина стаивания снежного покрова в поле за счет оттепелей обычно не превышает 15—20 мм (коэффициент стаивания снега в поле около 5 мм на 1° положительной среднесуточной температуры воздуха), можно полагать, что систематическое преуменьшение снегозапасов вследствие сдувания снега с полевых участков, как правило, невелико — на большей части территории в среднем около 10—20 мм. Однако в отдельные годы снос снега с полевых участков достигает существенно больших величин. Так, например, при отсутствии сколько-нибудь значительных оттепелей разница в снегозапасах на полевых и лесных участках в 1955-56 г. на большей части водосбора Северной Двины и в соседних районах достигала 40—50 мм. Весьма значительны колебания разности величин снегозапасов в лесу и в поле по территории. В 1954-55 г., например, в центральных районах эта разница достигала 40—60 мм, а на остальной части территории снегозапасы в лесу и в поле были близки по величине. В изменении по территории соотношения снегозапасов на лесных и полевых участках снегосъемок трудно найти отчетливо выраженную закономерность. Однако сравнение средних значений разностей снегозапасов со среднемноголетними величинами скоростей ветра показывает, что различия в снегозапасах в лесу и в поле более заметны в районах, характеризующихся сильными ветрами зимой (станции Пинега, Усть-Цильма, Мутный Материк и др.). О связи различий в снегозапасах с явлением сдувания снега с открытой местности, а не надувания его на лесные участки снегосъемок свидетельствует тот факт, что самые большие значения этой разности, как правило, имели место в годы, когда снегозапасы по данным полевых снегосъемок оказывались явно преуменьшенными даже по сравнению с суммами зимних осадков по дождемерам. В отдельных случаях не исключена возможность некоторого завышения величин снегозапасов по данным снегосъемок в лесу, но такого рода дефекты материалов снегомерных наблюдений менее характерны для рассматриваемой территории.

Таким образом, систематическое преуменьшение максимальных снегозапасов в поле вследствие недостаточной репрезентативности полевых участков снегосъемок, при выборе которых не выдерживается условие баланса переноса и отложения снега, может быть в среднем оценено величиной 10—20 мм, но на некоторых станциях это преуменьшение достигает 30—40 мм, а в отдельные годы и больше. Учитывая указанный дефект снегосъемок в поле, можно полагать, что представление об истинной величине снегозапасов в пределах рассматриваемой территории дают данные снегомерных наблюдений в лесу.

Анализируя соотношение снегозапасов в лесу и в поле, П. П. Кузмин приходит к выводу, что повышенные величины снегозапасов на лесных участках (по данным массовых снегосъемок) являются результатом неправильного выбора мест измерений, в частности близкого их расположения к лесным опушкам. Основанием для такого вывода в значительной мере послужили материалы экспериментальных исследований лесоводов, в соответствии с которыми снегозапасы в хвойном лесу в зависимости от полноты насаждений на 10—40% ниже по сравнению со снегозапасами в лиственном лесу (или на защищенных от ветра открытых участках). Однако этими исследованиями, обычно

производящимися на небольших, однородных по характеру растительности лесных участках, не учитываются, по-видимому, образующиеся в результате перераспределения снега, сдуваемого с древесных крон, повышенные снегозапасы в различного рода прогалинах, просеках, а также и в краевых частях лесных полян (вблизи древостоя). Возможно, что по этой причине материалы наблюдений лесоводов не дают представления о величине средних снегозапасов в лесном массиве в целом или на достаточно большом участке леса, характеризующемся относительным разнообразием условий накопления снега. Поэтому на основании указанных материалов трудно судить о наличии систематических преувеличений в величинах снегозапасов в хвойном лесу, получаемых по данным сетевых наблюдений. Такого рода систематические погрешности маловероятны, поскольку выполненные для разных районов обобщения массовых материалов снегосъемок в лесу и в поле приводят практически к одному и тому же выводу — снегозапасы в хвойном лесу, как правило, примерно равны снегозапасам в поле или несколько больше (при наличии зимних оттепелей) [7, 45].

Для окончательного решения вопроса о соотношении снегозапасов в лесу и в поле необходимы детальные исследования баланса снежного покрова, в результате которых должна быть, в частности, произведена оценка размеров испарения с поверхности снега, задерживаемого лесным пологом.

Оценка максимальных снегозапасов на водосборах перед началом снеготаяния. Максимальные снегозапасы на водосборах подсчитаны как среднее взвешенное из величин снегозапасов в поле (x_n) и в лесу (x_l) перед началом снеготаяния

$$x = ax_n + (1 - a)x_l,$$

где a — залесенность речного бассейна в долях от его общей площади.

Средние на водосборе величины снегозапасов в поле и в лесу, необходимые для расчета средневзвешенного значения максимальных снегозапасов перед началом снеготаяния, получены по картам, изолинии на которых проведены через 20 мм. Площади между изолиниями определялись с помощью палетки. Исползованные для этой цели ежегодные карты максимальных снегозапасов в поле построены в Центральном институте прогнозов; картирование снегозапасов в лесу за период 1936—1957 гг. выполнено в Государственном гидрологическом институте.

Ежегодные значения максимальных снегозапасов перед началом снеготаяния, рассчитанные с учетом степени залесенности водосборов, помещены в приложении. Характерные их величины за период 1936—1957 гг. приведены для ряда водосборов бассейна Северной Двины в табл. 6.

В полученных значениях максимальных снегозапасов содержится систематическая ошибка, связанная с тем, что при их расчете данные наблюдений в поле использовались без введения каких-либо коррективов на сдувание снега с полевых участков снегосъемок. Однако вследствие малых размеров открытых частей водосборов, залесенность которых в подавляющем числе случаев более 80%, эта ошибка незначительна. При залесенности водосборов, например, в 70—80% средняя ошибка составляет, по-видимому, около 2—3 мм, а наибольшая ее величина не выходит за пределы 10—15 мм.

Систематические погрешности оценки средних снегозапасов на водосборах, связанные с явлением сдувания снега с полевых участков снегосъемок, могли быть значительно большими, особенно в отдельные

Средние, наибольшие и наименьшие значения максимальных снегозапасов за период 1936—1957 гг.

Река — пункт	Залесенность водо- сбора, %	Максимальные снегозапасы, мм			Сумма максимальных снегозапасов и дожде- вых осадков ¹ в период снеготаяния, мм		
		средние многолетние	наибольшие (год)	наименьшие (год)	средняя многолетняя	наибольшая (год)	наименьшая (год)
Сухона — д. Каликино	76	152	208 (1952)	104 (1954)	184	257 (1955)	132 (1954)
Кубена — с. Троице-Енальское	84	177	256 (1957)	109 (1954)	210	284 (1957)	135 (1954)
Юг — с. Подосиновец	77	146	225 (1952)	86 (1937)	174	258 (1952)	97 (1937)
Юг — д. Гаврино	80	150	232 (1952)	88 (1937)	178	280 (1952)	103 (1937)
Вычегда — с. Усть-Кулом	94	181	236 (1947)	129 (1951, 1956)	219	297 (1952)	154 (1937)
Вычегда — г. Сыктывкар	94	174	231 (1947)	114 (1937)	209	280 (1947)	129 (1937)
Нем — с. Краснояр	97	191	242 (1947)	135 (1951)	225	294 (1940)	153 (1951)
Вымь — с. Весляна	76	167	236 (1947)	98 (1938)	200	273 (1947)	139 (1938)
Вага — д. Филевская	85	161	223 (1936)	91 (1954)	191	240 (1957)	118 (1954)
Устья — с. Шангалы	95	154	246 (1957)	99 (1950)	178	280 (1957)	112 (1950)
Кокшеньга — д. Моисеевская	70	152	214 (1952)	100 (1937)	184	253 (1952)	124 (1937)
Пинега — с. Кулогоры	91	161	225 (1952)	101 (1937)	187	258 (1952)	114 (1937)
Юла — д. Каренжиха	96	168	242 (1955)	99 (1937)	193	275 (1957)	110 (1937)

¹ Дождевые осадки подсчитаны с поправкой на частичное их задержание лесным пологом (см. пояснение б к приложению).

годы, при расчете снегозапасов только по данным наблюдений в поле, т. е. без учета залесенности водосборов.

Случайные ошибки средней величины снегозапасов на водосборах порядка 10%. При отсутствии достаточных данных для проведения в том или другом районе изолиний на карте эти ошибки могут достигать 15—20% и больше (особенно для малых водосборов).

В связи с малой продолжительностью наблюдений над снежным покровом путем снегосъемок большой интерес представляет вопрос о возможности использования для расчета снегозапасов на водосборах до 1936 г. данных наблюдений по постоянным рейкам, обобщенных за период 1904—1940 гг. в виде карт «Атласа максимальных снегозапасов Европейской части СССР» [1]. Результаты выполненного для ряда водосборов сопоставления снегозапасов, определенных по картам Атласа и по данным снегосъемок в поле и в лесу, подтверждают вывод В. Д. Комарова, что при осреднении за более или менее длительный период рассчитанные по наблюдениям по постоянным рейкам снегозапасы, как правило, близки к их средним значениям на водосборах, получаемым по материалам снегосъемок [26]. Однако последнее не относится к малым водосборам. Для рек Вычегды, Выми и Пинеги (площади водосборов 20—70 тыс. км²) расхождения в средних величинах снегозапасов за 1936—1940 гг. равны всего лишь 1—6 мм, для малой же реки с площадью водосбора около 5 тыс. км² (р. Нем — с. Краснояр) они составляют 32 мм. В отдельные годы эти различия как для малых, так и для больших рек достигают 50—60 мм, что ставит под сомнение возможность использования карт Атласа для расчета ежегодных значений снегозапасов на водосборах рассматриваемой территории за период до 1936 г.

Распределение максимальных снегозапасов по территории и изменчивость их по годам. О распределении максимальных снегозапасов на территории бассейна р. Северной Двины дают представление карты средних многолетних значений запаса воды в снеге перед началом снеготаяния, построенные по материалам снегосъемок отдельно для поля и для леса (рис. 8).

Карта максимальных снегозапасов в поле характеризует размеры снегонакопления на открытых, незащищенных от ветра участках, с поверхностью которых происходит частичное сдувание снега в понижения рельефа, к лесным опушкам и к другим местам с благоприятными условиями для его задержания. Второй картой, построенной по данным снегосъемок на лесных участках (под пологом леса), характеризуются средние условия формирования максимальных снегозапасов в массивах сосново-еловых лесов. Особенности распределения снегозапасов в зависимости от возраста, полноты и состава насаждений ими не отражаются.

Приведенные на картах данные относятся к периоду 1936—1957 гг. Материалы до 1936 г. (измерения по постоянным рейкам), обобщенные в «Атласе максимальных снегозапасов Европейской части СССР», при построении этих карт не были использованы ввиду некоторой несравнимости наблюдений по постоянным рейкам, установленным большей частью в защищенных от ветра местах¹, с материалами снегосъемок на открытых участках в поле и на участках под пологом леса. Результаты выполненных сопоставлений за 1936—1940 гг. показывают, что

¹ На территории Северного Края более 2/3 пунктов снегомерных наблюдений, являвшихся опорными при построении карт Атласа, имело снегомерные рейки в защищенных от ветра местах.

ранее, для осредненных за ряд лет значений снегозапасов. Отсюда следует, что если материалы Атласа нельзя непосредственно привлечь для построения карт норм максимальных снегозапасов отдельно для поля и для леса, то их можно использовать при подсчете снегозапасов на водосборах, средних за период 1904—1957 гг., и, следовательно, для решения вопроса о том, насколько максимальные снегозапасы, рассчитанные по данным снегосьеомок в поле и в лесу за 1936—1957 гг., отличаются от средних многолетних значений. Сопоставление средних значений снегозапасов за периоды 1936—1957 и 1904—1957 гг., произведенное на примере трех водосборов, показывает, что в пределах рассматриваемой территории средние снегозапасы за последние 22 года практически совпадают с нормой (табл. 7).

Таблица 7

Сопоставление средних величин снегозапасов за периоды
1936—1957 и 1904—1957 гг.

Река — пункт	Максимальные снегозапасы, мм	
	средние за 1936—57 гг.	средние за 1904—57 гг.
р. Пинега — с. Кулогоры	161	153
р. Вага — г. Шенкурск	157	152
р. Вымь — с. Весляца	167	167

В соответствии с полученными картами (рис. 8), средние значения максимальных снегозапасов в поле перед началом снеготаяния изменяются по территории бассейна Северной Двины от 120—130 до 160—170 мм, а в лесу — от 150—160 до 180—190 мм. Меньшие снегозапасы наблюдаются в юго-западной и северо-западной частях территории. Наиболее благоприятные условия снегонакопления имеют место в восточном и центральном районах бассейна Северной Двины. Изменение снегозапасов по территории достаточно хорошо согласуется с распределением зимних осадков, увеличивающихся с запада на восток по мере приближения к Уральским горам.

Колебания снегозапасов по годам значительны. Амплитуда колебаний максимальных снегозапасов за период 1936—1957 гг. равна примерно 150—160 мм. Наибольшие величины максимальных снегозапасов в разных районах бассейна Северной Двины составляют в поле 180—250 мм, в лесу 220—280 мм, а наименьшие — соответственно 50—100 и 70—120 мм. Исключительно высокие величины снегозапасов, так же как и исключительно низкие, наблюдаются неодновременно по всей территории бассейна Северной Двины, а поэтому амплитуда колебаний по годам осредненных по водосборам значений максимальных снегозапасов, как правило, несколько меньше 150—160 мм. Коэффициенты вариации максимальных снегозапасов составляют для водосборов рассматриваемой территории 0,20—0,23.

Максимальные снегозапасы являются основным фактором, определяющим размеры весеннего стока. Вместе с тем на величину последнего оказывает влияние, помимо других факторов, также количество жидких осадков в период схода снежного покрова, которое добавляется к слою талой воды, образующейся при таянии снега. Величина дождевых осадков, выпадающих во время снеготаяния, в бассейне Северной Двины составляет для открытой местности в среднем 20—

25 мм, при колебаниях по годам от 0 до 50—60 мм. На облесенной территории, где продолжительность снеготаяния больше на 10—15 дней, количество осадков равно в среднем примерно 40 мм, изменяясь по годам от 5—10 до 60—100 мм. Однако в лесу величина жидких осадков, достигающих поверхности снежного покрова, меньше указанных значений из-за частичного задержания осадков лесным пологом. Для сосново-еловых лесов, судя по данным экспериментальных исследований [38], можно принять среднюю величину задержания осадков лесным пологом равной 30%. Следовательно, в пределах бассейна Северной Двины дождевая добавка к снегозапасам в период снеготаяния составляет для леса в среднем около 30 мм, а в отдельные годы — от 5 до 40—70 мм.

В разных частях рассматриваемого района средняя величина жидких осадков в период снеготаяния практически одинакова. Поэтому в распределении по территории суммы максимальных снегозапасов и осадков за время схода снежного покрова наблюдаются те же закономерности, что и в распределении наибольших снегозапасов перед началом снеготаяния. Изменчивость по годам суммы максимального запаса воды в снеге и жидких осадков за период снеготаяния несколько меньше по сравнению с изменчивостью снегозапасов вследствие асинхронности колебаний величин, входящих в эту сумму. Коэффициенты вариации максимальных снегозапасов, сложенных с жидкими осадками за время таяния снега, составляют для большей части рассматриваемых водосборов 0,18—0,20.

Максимальные снегозапасы в пределах бассейна Северной Двины наблюдаются обычно во второй-третьей декаде марта, причем практически одновременно в поле и в лесу. Исключением в этом отношении являются отдельные вёсны с возвратами холодов, сопровождающимися сильными снегопадами, во время которых происходит возрастание снегозапасов в лесу на величину, превышающую количество стаявшего снега в предшествующий теплый период. В этих довольно редких случаях наибольшие снегозапасы в лесу наступают на 10—20 дней позже, чем в поле. По годам даты наступления максимальных снегозапасов изменяются от середины марта до первой декады апреля.

Весеннее снеготаяние и водоотдача из снежного покрова

Основные характеристики процесса снеготаяния рассмотрены главным образом применительно к условиям залесенной территории, поскольку режим весеннего стока в бассейне Северной Двины почти полностью определяется особенностями схода снежного покрова в лесу. Исходными материалами при этом, помимо данных непосредственных наблюдений, послужили результаты упрощенных расчетов снеготаяния по температуре воздуха.

Начало снеготаяния и водоотдачи из снега. В северных районах таяние снежного покрова в лесу носит адвективный характер, т. е. происходит в основном под влиянием теплых масс воздуха. Начало этого процесса обычно совпадает с моментом установления положительных температур воздуха. С известной степенью приближения за начало снеготаяния как в лесу, так и в поле принята дата устойчивого перехода среднесуточных температур через 0°. При определении этой даты не учитывались отдельные незначительные потепления, с суммой температур до 3—5°, если после них следовали продолжительные волны холода.

Согласно полученным данным, в пределах рассматриваемой территории снеготаяние обычно начинается в период с 5 по 15/IV,

в юго-западной части бассейна Северной Двины — 5—7/IV, на северо-востоке — 15—17/IV. Наиболее ранние сроки приходятся соответственно на 16—17 и 20—23/III, а наиболее поздние на 20—25/IV и 3—5/V (за период 1936—1957 гг.).

Средняя продолжительность распространения процесса снеготаяния с юго-запада района на северо-восток составляет около 10—12 дней. Однако в отдельные годы на всей территории снеготаяние начинается практически одновременно (1936, 1938, 1939, 1944, 1951, 1955 гг.), в другие годы разрыв во времени достигает 18—20 дней (1941, 1947, 1952, 1954, 1956 гг.).

Существенный практический интерес представляют сроки начала интенсивного поступления талых вод из снежного покрова на поверхность водосборов. О начале водоотдачи можно судить по времени появления талых вод в небольших лесных оврагах. Судя по материалам визуальных наблюдений¹, образование ручьев практически совпадает с началом резкого подъема половодья на малых и средних реках. Следовательно, о датах начала интенсивной водоотдачи из снега на рассматриваемой территории можно судить по срокам начала половодья на реках, сведения о которых приведены в предыдущем разделе.

В среднем интенсивная водоотдача начинается спустя 5—10 дней после начала таяния снежного покрова. Из года в год соотношение этих дат заметно меняется в зависимости главным образом от характера погоды. При быстром нарастании положительных температур воздуха весной усиленное поступление талых вод в речную сеть наблюдается нередко через 2—5 дней после начала таяния снежного покрова (1939 г.); в затяжные вёсны, характеризующиеся частыми возвратами холодов, эта разница возрастает иногда до 15—20 дней (1949 г.).

Различия в сроках начала снеготаяния и водоотдачи из снега обусловлены водоудерживающей способностью снега, особенно значительной в начальный момент его таяния [36]. Судя по величинам слоя талой воды², образующегося к началу интенсивного подъема половодья на реках с сильно облесенными водосборами, водоудерживающая способность снега перед началом таяния составляет в условиях леса около 15—20% от максимального запаса воды в снежном покрове. Приближенная оценка водоудерживающей способности снега произведена с помощью кривых, приведенных на рис. 9. Представление о количестве талых вод, задерживаемых снежным покровом различной мощности, дает нижняя огибающая, соответствующая случаям непрерывного таяния снега в период до начала половодья. Верхние кривые, построенные для вёсен с наличием волн холода в этот период, носят фиктивный характер, поскольку при расчете суммарного слоя талых вод по коэффициентам стаивания не учитывалось частичное замерзание жидкой воды в снеге во время похолоданий. Превышение рассчитанного слоя талых вод к моменту начала половодья над действительной его величиной тем больше, чем сильнее волна холода. Верхние кривые, не имеющие непосредственного отношения к оценке водоудерживающей способности снега, позволяют получить приближенное представление о размерах замерзания жидкой воды в снеге во время волн холода. Судя по кривым, соответствующим различным суммам отрицательных температур воздуха в периоды похолоданий, на 1° отрица-

¹ Анкетные данные, содержащиеся в «Карточках наблюдений над снеготаянием и стоком талых вод».

² Данные о величинах слоя талой воды к моменту начала половодья на реках получены путем расчета по коэффициентам стаивания снега в лесу, при этом учитываются выпадающие в этот период жидкие осадки. (см. стр. 35).

тельной среднесуточной температуры воздуха в среднем замерзает около 1 мм воды в снегу.

Произведенная приближенная оценка водоудерживающей способности снежного покрова в лесу правомерна при условии, если фильтрация и задержание талых вод на поверхности водосборов до момента начала поступления талых вод в гидрографическую сеть проявляются незначительно. В противном случае полученная величина слоя талых вод до начала половодья характеризует не только водоудерживающую способность снежного покрова, но и размеры аккумуляции талых вод в этот период на поверхности и в почво-грунтах водосбора.

Об интенсивности этих явлений в начале снеготаяния без данных специальных наблюдений судить невозможно.

Даты схода снежного покрова и продолжительность периода снеготаяния. Средние сроки схода снежного покрова на облесенных водосборах колеблются в пределах бассейна Северной Двины от 3—5/V на юго-западе территории до 15—20/V на северо-востоке. Наиболее раннее окончание снеготаяния за период 1936—1957 гг. наблюдалось 14—25/IV (1951 г.), наиболее позднее — 20—31/V (1941 г.). По сравнению с открытой местностью снег в лесу сходит позже в среднем на 12—14 дней. По годам эта разница сильно колеблется (от 2—4 до 27—30 дней) в зависимости от погодных условий весны.

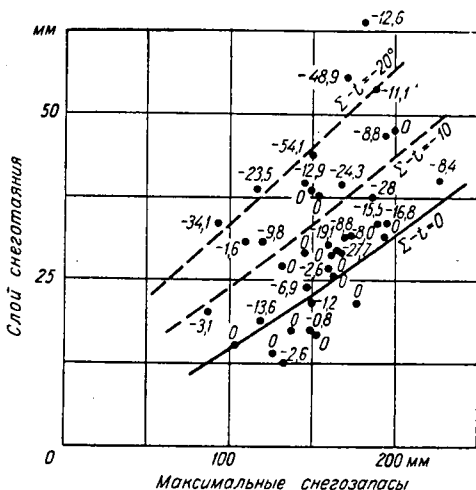


Рис. 9. График связи слоя снеготаяния к началу половодья с величиной максимальных снегозапасов для водосборов рек Юга и Ваги (цифры у точек означают сумму отрицательных температур воздуха за период от начала снеготаяния до начала интенсивной водоотдачи из снега).

За конец снеготаяния принималась дата, на которую покрытость местности снегом составляла 30%. К этому моменту снег обычно остается пятнами, таяние которых растягивается на длительное время. Величина остающегося на водосборах снегозапаса на эту дату равна примерно 15 мм, или 10% от максимального снегозапаса перед началом снеготаяния. При определении конца снеготаяния по материалам снегоземок за дату схода снега принимался момент достижения им высоты 5 см, поскольку этому значению высоты снежного покрова обычно соответствует покрытость местности снегом около 30% (рис. 10 а). В связи с малой надежностью снегоземок в период снеготаяния полученные даты схода снега в ряде случаев прокорректированы по материалам визуальных наблюдений («Карточки наблюдений над снеготаянием и стоком талых вод»), а также по данным расчета хода снеготаяния с помощью коэффициента стаивания.

Продолжительность снеготаяния, включающая время от момента установления положительных среднесуточных температур воздуха до даты уменьшения покрытости местности снегом до 30%, зависит от

хода температуры воздуха в весенний сезон и величины максимальных снеготазпасов. На облесенных водосборах рассматриваемой территории сход снежного покрова носит затяжной характер. Последнее обусловлено не только обычно большими размерами снеготазпасов и малой интенсивностью таяния снега в лесу, но в значительной мере и особенностями хода температур воздуха, в частности возвратами холодов в начале весеннего сезона. В качестве примера можно указать вёсны 1940, 1948, 1952 гг., когда в южной половине бассейна Северной Двины

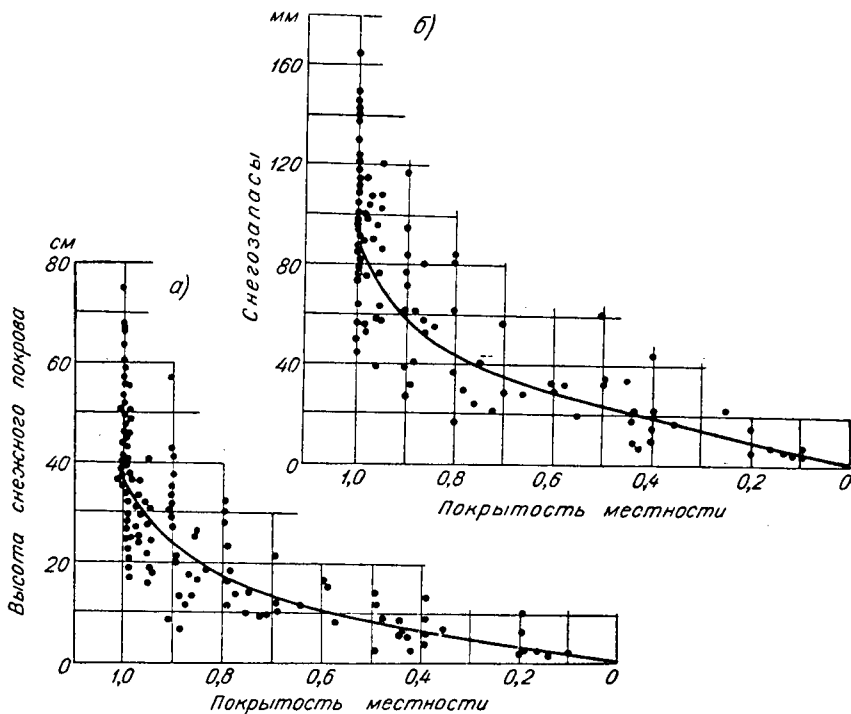


Рис. 10. Зависимость покровности местности снегом (в долях от общей площади) в лесу от высоты снежного покрова (а) и от величины снеготазпасов (б) на данный день снеготаяния.

после первой волны тепла, вызвавшей заметное таяние снежного покрова, имели место 2—4 похолодания, сопровождавшиеся отрицательными температурами воздуха в течение 7—10 дней.

Продолжительность периода снеготаяния в лесу составляет на рассматриваемой территории в среднем около 25—30 дней, при колебаниях по годам от 15—20 до 50—55 дней. Без учета дней с отрицательной температурой воздуха средняя продолжительность таяния снежного покрова равна 20—25 дням.

Длительность периода водоотдачи из снежного покрова меньше продолжительности снеготаяния вследствие более позднего ее начала. В пределах бассейна Северной Двины продолжительность водоотдачи из снега в лесу составляет в среднем 18—20 дней. По годам она изменяется от 10—12 до 26—28 дней.

Приведенные выше данные характеризуют продолжительность схода снега в лесу. В поле длительность таяния снежного покрова в среднем на 12—14 дней меньше.

Изменение покрытости местности снегом в течение периода снеготаяния. Освобождение местности от снега происходит неодновременно вследствие неравномерного залегания снежного покрова, а также из-за неравномерности самого процесса снеготаяния, обусловленной неодинаковыми условиями подстилающей поверхности (особенностями рельефа, растительности и пр.). Существенное влияние на характер схода снежного покрова на больших площадях оказывают, помимо того, различия в метеорологическом режиме территории, прежде всего в ходе температуры воздуха в весенний сезон.

Данные непосредственных наблюдений над покрытостью местности снегом в период снеготаяния, как правило, очень ограничены, поэтому площади одновременного схода снега обычно устанавливаются расчетом с помощью кривых распределения снеготаяния. В основе такого расчета лежит предположение, что неодновременность схода снега по площади является в основном результатом неравномерного залегания снежного покрова на местности. В ряде случаев, как показал А. И. Афанасьев [2], погрешности оценки указанным способом площадей одновременного снеготаяния, а следовательно, и интенсивности этого процесса на водосборах являются весьма существенными по причине неучета влияния неравномерности самого процесса снеготаяния. В этом отношении принципиально более правильным является использование для расчета площадей одновременного снеготаяния непосредственных зависимостей характеристик покрытости местности снегом от величины снеготаяния на данный момент схода снежного покрова. Несмотря на еще малую надежность наблюдений в период снеготаяния, преимуществом этих зависимостей является учет ими закономерностей освобождения площади от снега, обусловленных не только особенностями залегания снежного покрова, но и неравномерностью таяния снега в данных местных условиях. Впервые такого рода зависимости получены П. А. Урываевым [66].

Кривая для расчета площадей одновременного снеготаяния на залесенных водосборах Северного Края, построенная по данным наблюдений на 40 станциях за период 1955—1957 гг., приведена на рис. 10 б. Большой разброс точек в значительной мере является результатом невысокого качества снеготаяния во время снеготаяния. Все же большинство точек группируется таким образом, что осредненная для рассматриваемой территории кривая может быть проведена относительно легко. В соответствии с полученной кривой, освобождение лесных участков от снега начинается при уменьшении снеготаяния в среднем до 80—90 мм. Чем больше максимальные снеготаяния, тем более длительное время, при прочих равных условиях, снеготаяние происходит на всей площади (при покрытости местности снегом, равной 1). Уменьшение покрытости местности снегом по мере убыли снеготаяния происходит менее интенсивно в начале периода схода снежного покрова. Как следует из полученной зависимости, при величине снеготаяния 80—90 мм убыли их на 20 мм соответствует освобождение от снега примерно 5% площади, а при снеготаянии 40—50 мм — 20% площади.

Необходимо отметить, что кривая, приведенная на рис. 10 б, не вполне отражает условия схода снега при малых значениях снеготаяния перед началом таяния (при величине 80—90 мм и менее). Это касается в основном верхней части кривой, при проведении которой

не учитывалось, что покрытость местности снегом в самом начале снеготаяния всегда равняется 1, в частности и при максимальных снегозапасах, меньших 80—90 мм. Следовательно, более правильным является установление связи характеристик покрытости местности снегом с величиной снегозапасов на данный день снеготаяния отдельно для малых, средних и больших значений максимальных влагозапасов в снежном покрове. Однако имеющиеся ограниченные данные пока не позволяют это сделать.

Сравнение значений покрытости местности снегом, рассчитанных по связи с величиной снегозапасов на данный день снеготаяния и определенных с помощью типовой кривой обеспеченности снегозапасов для леса (при $C_v=0,22$ и $C_s=2C_v$) [36], показывает довольно близкую сходимость этих данных. Значения покрытости снегом, установленные первым из указанных способов, меньше обычно на величину до 5—10%, но для весен с очень малыми снегозапасами перед началом таяния эта разница иногда достигает 20%.

Для условий открытой местности кривая связи площадей одновременного снеготаяния с величиной снегозапасов на данный день схода снежного покрова имеет примерно тот же вид, что и приведенная выше кривая для леса.

Интенсивность снеготаяния и водоотдачи из снега. Приведенные ниже характеристики интенсивности снеготаяния на залесенных водосборах бассейна Северной Двины получены путем расчета по данным о коэффициенте стаивания (слое стаявшего снега на 1° положительной среднесуточной температуры воздуха) и покрытости местности снегом, определяемой по связи с величиной снегозапаса на данный день снеготаяния.

Для условий Северного Края коэффициент стаивания в лесу, установленный обычным путем — с помощью зависимости между суммой положительных температур воздуха за период таяния и величиной максимальных снегозапасов, составляет в среднем 1,7 мм/град., при колебаниях по годам от 1,4 до 2,1 мм/град. Поскольку эти колебания большей частью носят случайный характер и обусловлены в основном неточностью исходных данных, при расчете снеготаяния использовано среднее значение коэффициента стаивания.

Полученные по коэффициентам стаивания неприведенные суточные слои снеготаяния в лесу в среднем составляют около 0,3 от соответствующих значений слоя снеготаяния на открытой местности, рассчитанных по методу П. П. Кузьмина, основанному на уравнении теплового баланса. Указанное соотношение достаточно хорошо согласуется с приведенными в работах Кузьмина величинами переходных коэффициентов от слоя снеготаяния в поле к его величине в хвойном лесу при средних значениях полноты насаждений (примерно 0,7) [34, 35]. В какой-то мере это подтверждает принятое значение коэффициента стаивания в лесу, хотя вовсе и не гарантирует от возможных больших ошибок расчета снеготаяния по температуре воздуха в отдельные дни схода снежного покрова. Систематические ошибки могут иметь место для отдельных водосборов, существенно отличающихся по характеру лесной растительности от остальной части территории бассейна Северной Двины.

Данные о покрытости местности снегом, необходимые для расчета приведенного, т. е. среднего на площади, слоя снеготаяния, получаются, как указывалось, с помощью кривой (рис. 10б) по величине снегозапасов на данный день снеготаяния. Последняя рассчитывается по величине максимальных снегозапасов и убыли снега в предшест-

вующие дни, определяемой суммированием слоя талых вод в период после даты начала водоотдачи.

Выполненные для четырех залесенных водосборов расчеты приведенных значений суточных слоев талых вод дают представление о ходе снеготаяния во времени и об интенсивности этого процесса на рассматриваемой территории. Средняя за период снеготаяния величина приведенного суточного слоя талых вод составляет в бассейне Северной Двины около 5 мм/сутки (1936—1957 гг.). При учете не календарной, а фактической продолжительности снеготаяния (дней с положительной температурой воздуха) его величина повышается до 6—6,5 мм/сутки. По годам средняя интенсивность снеготаяния колеблется от 3—4 до 10—13 мм/сутки.

Максимальный за время таяния суточный слой талых вод на залесенных водосборах достигает в среднем 15—16 мм/сутки при наибольшем его значении за период 1936—1957 гг. около 25—28 мм/сутки.

На основании полученных данных о суточных слоях снеготаяния произведена приближенная оценка интенсивности водоотдачи из снега на залесенных водосборах. Как указывает Кузьмин, различия в величинах водоотдачи и снеготаяния незначительны после начала поступления воды из снега, поскольку в это время водоудерживающая способность снежного покрова меняется мало [36]. Другими словами, коэффициент водоотдачи снега в период после начала этого процесса близок к единице (при отсутствии жидких осадков). Исходя из этого положения, суточные слои водоотдачи приняты равными соответствующим значениям слоя снеготаяния. Учитывая влияние на размеры поступления воды из снега выпадающих жидких осадков, при оценке водоотдачи к суточным слоям снеготаяния прибавлялась величина дождевых осадков (с поправкой на частичное их задержание лесным пологом).

В соответствии с полученными данными, средняя интенсивность водоотдачи (сумма средней интенсивности снеготаяния за период водоотдачи и средних суточных осадков за это время) составляет на рассматриваемой территории около 7—8 мм/сутки. Ее величина примерно на 20% больше по сравнению со средней интенсивностью снеготаяния за весь период схода снега (без учета дней с отрицательной температурой воздуха) вследствие меньшей длительности процесса водоотдачи, а также влияния на ее размеры дождевой добавки. Последняя составляет для всего периода водоотдачи в среднем 0,5—1,0 мм/сутки, но в отдельные годы достигает 2 мм/сутки, или 20—30% от среднего слоя водоотдачи за сутки.

Максимальный суточный слой водоотдачи, как правило, наблюдается в дни с отсутствием осадков, поэтому в большинстве случаев по величине он совпадает с максимумом интенсивности снеготаяния. Лишь в редкие годы увеличение максимального суточного слоя водоотдачи за счет осадков достигает 6—7 мм. Соотношение максимальной и средней интенсивностей водоотдачи равняется примерно двум.

Особенностью хода снеготаяния на рассматриваемой территории являются резкие колебания суточных величин слоя талых вод в течение всего периода схода снежного покрова. Наряду с этим характерно нарастание интенсивности снеготаяния от начала к концу периода. Обычно максимум интенсивности снеготаяния имеет место за 5—7 дней до окончания схода снежного покрова (при открытости местности снегом, равной 1,0—0,8). Последующее снижение суточных слоев талых вод связано с резким уменьшением площади снеготаяния. Ход снеготаяния заметно варьирует из года в год. В некоторые годы максималь-

ный суточный слой талых вод наблюдается в первую половину периода снеготаяния (за 15—20 дней до его окончания). В другие годы процесс снеготаяния происходит отдельными волнами примерно одинаковых размеров. Наряду с затяжным характером таяния снежного покрова, обусловленным чередованием потеплений и похолоданий, имеются случаи непрерывного снеготаяния, происходящего с большой интенсивностью в течение всего периода схода снежного покрова. Такое исключительно интенсивное таяние снега на рассматриваемой территории повсеместно наблюдалось в 1957 г.

Приведенные выше данные характеризуют условия снеготаяния на залесенной территории бассейна Северной Двины. На открытых участках водосборов таяние снежного покрова происходит более интенсивно, поскольку коэффициент стаивания для условий поля равен 4—6 мм/град. [26].

По данным Кузьмина, средняя интенсивность снеготаяния на открытых участках (приведенный слой талых вод) в пределах севера ЕТС составляет 9—10 мм/сутки для календарного периода схода снега и 14—16 мм/сутки для фактической продолжительности таяния снега [36]. Максимальная интенсивность снеготаяния в поле (приведенный суточный слой) равняется в среднем за период наблюдений 25—30 мм/сутки, что примерно в 1,5—1,7 раза больше соответствующего значения интенсивности снеготаяния в лесу (табл. 8). В отдельные годы, когда снег на открытых участках сходит до наступления основного тепла, интенсивность снеготаяния в лесу оказывается практически почти такой же, как и в поле.

В целом влияние характера снеготаяния в поле на режим весеннего половодья рек с водосборами, залесенными на 70—80% и более, мало заметно. Поэтому для таких водосборов интенсивность снеготаяния оценивалась по данным, относящимся к условиям леса.

Дружность процесса снеготаяния во времени. Обычно под дружным снеготаянием имеется в виду таяние снега, происходящее непрерывно или с небольшими перерывами в течение относительно короткого времени и, следовательно, с большой интенсивностью. Естественно, что при этом возникает вопрос, при какой интенсивности таяния процесс может рассматриваться дружным или, наоборот, недружным. Анализ полученных данных о снеготаянии показывает, что интенсивность этого процесса находится в определенной зависимости от размеров снегозапасов перед началом таяния.

Как правило, с увеличением максимальных снегозапасов возрастает интенсивность таяния снега. Так, при снегозапасах 100—120 мм средняя интенсивность снеготаяния колеблется в разные годы в пределах 3,5—8 мм/сутки, а при снегозапасах 180—200 мм — от 7 до 12 мм/сутки (рис. 11). Аналогичная закономерность существует и в отношении максимальной интенсивности снеготаяния.

Полученные зависимости интенсивности снеготаяния от величины максимальных снегозапасов носят вероятностный характер. Наличие их свидетельствует о том, что чем больше максимальные снегозапасы, тем более вероятно распространение снеготаяния на период высоких температур воздуха и соответственно больше вероятность наступления интенсивного снеготаяния. Существование такого рода вероятностных связей обусловлено тем, что, несмотря на сложный ход температуры воздуха весной, обычно наблюдается ее повышение от начала к концу периода. В результате этого таяние малых снегозапасов, происходящее в начальный период весны, осуществляется, как правило, при более низкой средней температуре воздуха, чем таяние больших снегозапасов.

Характеристики интенсивности снеготаяния и водоотдачи из снега в лесу

Река — пункт	Площадь водосбора, км ²	Количество использованных метстанций по температуре воздуха и жидким осадкам	Период	Интенсивность снеготаяния (приведенный слой) за время фактического схода снега, мм/сутки						Интенсивность водоотдачи (интенсивность снеготаяния за период водоотдачи с дождевой добавкой), мм/сутки					
				средняя			максимальная			средняя			максимальная		
				средняя многолетняя	наибольшая	наименьшая	средняя многолетняя	наибольшая	наименьшая	средняя многолетняя	наибольшая	наименьшая	средняя многолетняя	наибольшая	наименьшая
Юг — с. Подосиновец	15 300	$\frac{1}{3}$	1936—50, 1952—57	6,0	10,1	3,1	14,6	25,6	6,2	6,7	11,8	3,2	15,0	25,6	6,2
Вага — д. Филяевская	13 200	$\frac{1}{2}$	1938—57	6,0	11,1	3,7	15,4	24,2	6,9	7,0	11,2	4,2	16,5	24,2	7,2
Кубена — с. Троице-Енальское	1 170	$\frac{1}{1}$	1937—44, 1946—57	6,5	13,3	4,7	16,2	25,5	8,0	7,1	13,6	4,5	18,5	28,2	8,4
Вымь — с. Весляна	19 800	$\frac{2}{4}$	1936—57	6,1	10,9	3,8	15,6	25,0	10,0	7,1	15,0	4,3	16,5	25,0	11,4

Примечание. Расчет снеготаяния производился исходя из положения об одновременности процесса схода снега на территории водосбора.

Согласно полученным зависимостям, каждой величине снегозапасов соответствует свое нормальное, т. е. наиболее вероятное, значение средней и наибольшей интенсивности снеготаяния (табл. 9). Приведенные в табл. 9 данные характеризуют территорию бассейна Северной Двины в целом, поскольку исходные зависимости территориально общие. Ввиду того что конечной целью анализа снеготаяния является исследование формирования стока, помещенные в таблице нормальные значения средней и максимальной интенсивности снеготаяния, включающей дождевую добавку, получены не за все время схода снега, а за период водоотдачи.

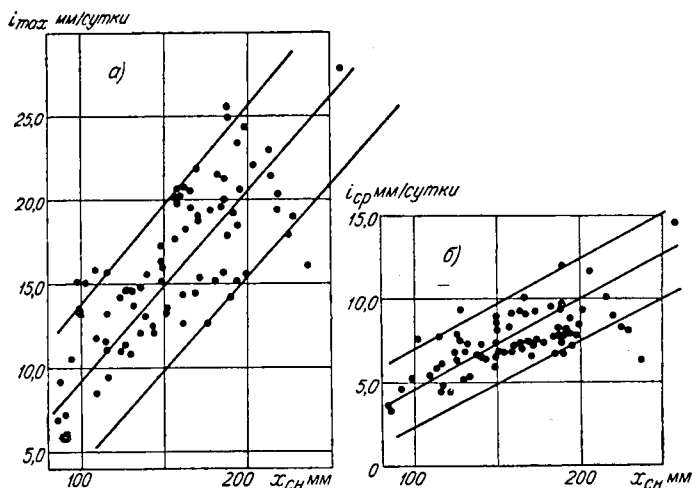


Рис. 11. Графики связи максимальной (а) и средней (б) интенсивности снеготаяния за период водоотдачи с величиной максимальных снегозапасов (по данным для водосборов рек Юга, Ваги, Выми и Кубены).

Фактическая величина интенсивности снеготаяния в каждом конкретном году может существенно отличаться от нормального ее значения (при данных снегозапасах) вследствие особенностей метеорологического режима весны. Влиянием последних, в частности, объясняется большой разброс точек на полученных зависимостях (рис. 11). Имея в виду связь интенсивности таяния снега с величиной снегозапасов, к дружным снеготаяниям можно отнести такие процессы, интенсивность которых выше нормального ее значения при данных снегозапасах. Недружным процесс является в том случае, если интенсивность снеготаяния оказывается меньше нормальной ее характеристики. О дружности снеготаяния нельзя судить просто по интенсивности этого процесса, так как в зависимости от размеров снегозапасов одна и та же интенсивность снеготаяния в одном случае будет показателем малой дружности таяния снежного покрова, а в другом — большой.

Таким образом, показателем дружности снеготаяния во времени может служить отклонение фактической интенсивности снеготаяния i от ее наиболее вероятного значения i_0 при данных снегозапасах, характеризуемое, например, отношением $\frac{i}{i_0}$. С величиной этого отноше-

Наиболее вероятные (нормальные) значения интенсивности снеготаяния за период водоотдачи из снега при данной величине максимальных снегозапасов

	Максимальные снегозапасы, мм								
	80	100	120	140	160	180	200	220	240
Средний суточный приведенный слой талых вод ¹ (с учетом жидких осадков), мм/сутки	3,5	4,6	5,7	6,8	8,0	9,0	10,0	11,1	12,1
Максимальный суточный приведенный слой талых вод (с учетом жидких осадков), мм/сутки	7,0	9,3	11,4	13,8	16,0	18,4	20,6	22,7	25,0

ния, меняющейся по годам от 1,5—1,6 до 0,6—0,7, непосредственно связан, как это будет показано далее, характер зависимости между максимальным расходом и объемом стока за половодье.

III. УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ И ПРОГНОЗЫ ОБЪЕМА ВЕСЕННЕГО СТОКА

Расчленение гидрографа весеннего половодья на отдельные составляющие стока

Под весенним половодьем на реках рассматриваемой территории понимается, как уже указывалось, волна снегового стока вместе с накладываются на нее дождевыми подъемами, формирующимися при выпадении жидких осадков во время снеготаяния или непосредственно после его окончания. Полный сток за период весеннего половодья включает в себя также сток глубоких подземных вод, не связанных своим происхождением с весенними процессами данного года.

Снеговая, дождевая и подземная² составляющие стока весеннего половодья различаются не только по своему удельному весу, но также и по условиям формирования. Как известно, величина снегового стока зависит от размеров снегозапасов, степени предвесеннего увлажнения водосборов и во многих случаях от характера промерзания почвогрунтов. Последние два фактора почти в такой же мере определяют и условия стока жидких осадков, выпадающих во время снеготаяния. Вместе с тем для формирования дождевого стока на спаде половодья наибольшее значение имеют условия текущего весеннего сезона. Подземная составляющая стока, определяющаяся размерами накопления влаги в речных бассейнах к началу весеннего сезона, зависит от метеорологических условий ряда предшествующих данной весне сезонов и даже лет.

¹ Средняя величина относится к периоду фактической водоотдачи, т. е. получена без учета дней с отрицательной температурой воздуха.

² В данном случае термин «подземный сток» указывает на источник поступления воды в речную сеть, под которым имеются в виду запасы глубоких подземных вод, не связанных своим происхождением с осадками зимне-весеннего сезона текущего года. В других случаях этот термин применяется для указания на характер поступления вод в речные русла (обратное понятие — поверхностный сток).

Установление количественного соотношения отдельных составляющих стока за период половодья является исходным моментом исследования весеннего стока с целью его прогноза. Выяснение особенностей питания рек в период формирования половодья позволяет наиболее обоснованно подойти к оценке основных определяющих факторов весеннего стока и построению зависимостей для его прогноза.

При расчленении гидрографа половодья прежде всего встает задача выделить собственно весенний сток (снеговой и дождевой) от стока вод, сформировавшихся в предшествующий данной весне период. Выделение этих вод из общего объема половодья сводится к решению вопроса о характере расходования запасов подземных вод, имевшихся в бассейне, к концу зимы, в течение весенних месяцев. Учитывая сравнительно медленное падение водности рек в зимний сезон, величина глубокого подземного стока в весенний период может быть приближенно принята равной его предпаводочному значению. В условиях плоского равнинного рельефа подземные воды в период половодья нередко являются гидравлически связанными с речными водами; в этих случаях сток глубоких подземных вод весной, по-видимому, характеризуется постепенным уменьшением расхода к моменту наступления высоких уровней на реках и его частичным восстановлением к концу половодья.

Срезка глубокого подземного стока на гидрографах половодья по прямой линии, ориентируясь на предпаводочное значение расхода воды, является весьма приближенным приемом оценки этой составляющей стока. Вместе с тем при малой относительной величине глубокого подземного стока погрешности принятого способа его отчленения на гидрографах половодья практически не сказываются на точности определения собственно весеннего стока, формирующегося весной за счет таяния снега и выпадения дождей в период снеготаяния и непосредственно после его окончания.

С точки зрения прогностических зависимостей, большое значение имеет выделение снегового стока, так как основным определяющим его фактором являются снегозапасы, на учете которых прежде всего и строятся прогнозы объема стока весеннего половодья. Не менее важным представляется установление в весеннем стоке величины дождевой его составляющей, поскольку на основе этого решаются вопросы о необходимости включения в прогностические зависимости в качестве одного из аргументов дождевых осадков или их косвенного показателя.

Расчленение весеннего стока на снеговой и дождевой произведено в два приема. Вначале выделен дождевой сток на спаде половодья, формирующийся после конца снеготаяния. Для этой цели использованы типовые кривые спада при разных значениях максимального расхода воды, найденные для условий отсутствия пополнений запасов воды в бассейне после схода снежного покрова. Обычно эти кривые получают графически путем проведения нижних огибающих на совмещенных гидрографах половодий с одинаковыми по величине максимумами. Для рек Северного Края, характеризующихся сложным видом гидрографов стока, более удобным оказалось установление типовых кривых спада с помощью предварительно построенных связей

$$Q_n = f(Q_{n+m}),$$

где Q_n — расход воды на данный день (n — порядковый номер дня от даты максимального расхода); Q_{n+m} — расход воды на последующую дату, сдвинутую на m дней. Примеры этих зависимостей, третьей

переменной которых является величина максимального расхода воды, приведены на рис. 12. Сдвигка в датах расходов принята $m = 2$. Пунктирными линиями на графиках показаны предельные значения Q_{n+2} при разных величинах максимальных расходов половодья (при отсутствии дождей в период спада половодья). Использование зависимости $Q_n = f(Q_{n+2})$ или соответствующих им типовых кривых спада для выделения на гидрографах половодья дождевого стока, сформировавшегося после схода снежного покрова, правомерно лишь в случае, если максимум половодья проходит в самом конце снеготаяния. Иначе с помощью этих графиков будет срезаться не только дождевой, но частично и снеговой сток.

Материалы наблюдений показывают, что обычно время наступления пика половодья практически совпадает с концом снеготаяния в лесу (схода снега на 70% площади водосбора). Вместе с тем нередки случаи, когда из-за особенностей режима снеготаяния максимальный расход наблюдается раньше этой даты. Последнее характерно для многопиковых половодий, при прохождении которых с концом снеготаяния иногда совпадает не основной, а один из второстепенных максимумов стока. В связи с этим при выделении дождевого стока на спаде половодья в каждом конкретном случае решался вопрос, что принимать за начальный момент расчленения — основной максимум половодья или один из последующих пиков, меньших по величине. Для более уверенной срезки дождевого стока дополнительно анализировались даты конца снеготаяния, ход температуры воздуха и жидких осадков в течение весны. В результате такого анализа устанавливалось, какие из волн половодья являются следствием особенностей режима температуры воздуха в период снеготаяния и возникновения каких из них связано непосредственно с дождями после схода снежного покрова. Примеры срезки дождевого стока на спаде половодья приведены на рис. 13. На этих же графиках показаны основные факторы, определяющие ход стока в весенний период. Надежность оценки дождевого стока на спаде половодья с помощью расчленения гидрографов подтверждается наличием большого числа удовлетворительных связей полученных значений дождевого стока с величиной жидких осадков, выпадавших в период после конца снеготаяния до даты окончания половодья. Имеющийся на них разброс точек, частично обусловленный погрешностями определения дождевого стока, в значительной мере является следствием неодинаковых условий потерь жидких осадков в разные весны. В отдельных случаях причиной отклонений точек могут явиться ошибки установления средней величины осадков на водосборе, рассчитанной по данным 2—4 станций, находящихся в пределах бассейна или его границ.

Оценка размера дождевой составляющей стока, формирующегося в период снеготаяния, основана на допущении о примерно одинаковых условиях потерь в этот период независимо от того, только ли за счет талых вод возникает сток или частично также в результате выпадения жидких осадков. Исходя из этого положения, суммарный сток снеговых и дождевых вод, формирующийся в период снеготаяния, разделен пропорционально величинам максимальных снегозапасов и жидких осадков, выпадающих в этот период. Практически величина дождевой составляющей в период снеготаяния y'_d получена путем расчета

$$y'_d = (y_{\text{вес}} - y''_d) b,$$

где $y_{\text{вес}}$ — суммарная величина весеннего стока; y''_d — объем дождевого стока на спаде половодья; b — коэффициент, показывающий

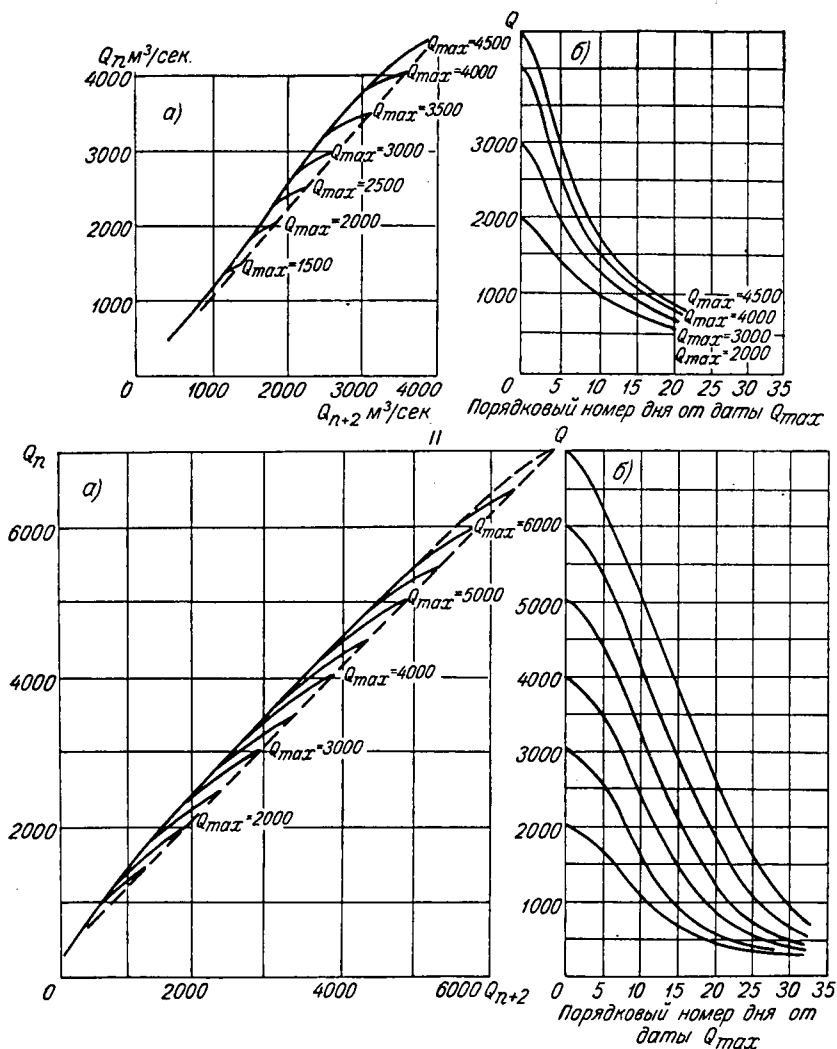


Рис. 12. Графики связи расходов воды (а) на данный день (Q_n) и на последующую дату (Q_{n+2}) и соответствующие им типовые кривые спада половодья (б) при разных максимальных расходах.

I — р. Сухона — д. Каликино, II — р. Вычегда — г. Сыктывкар.

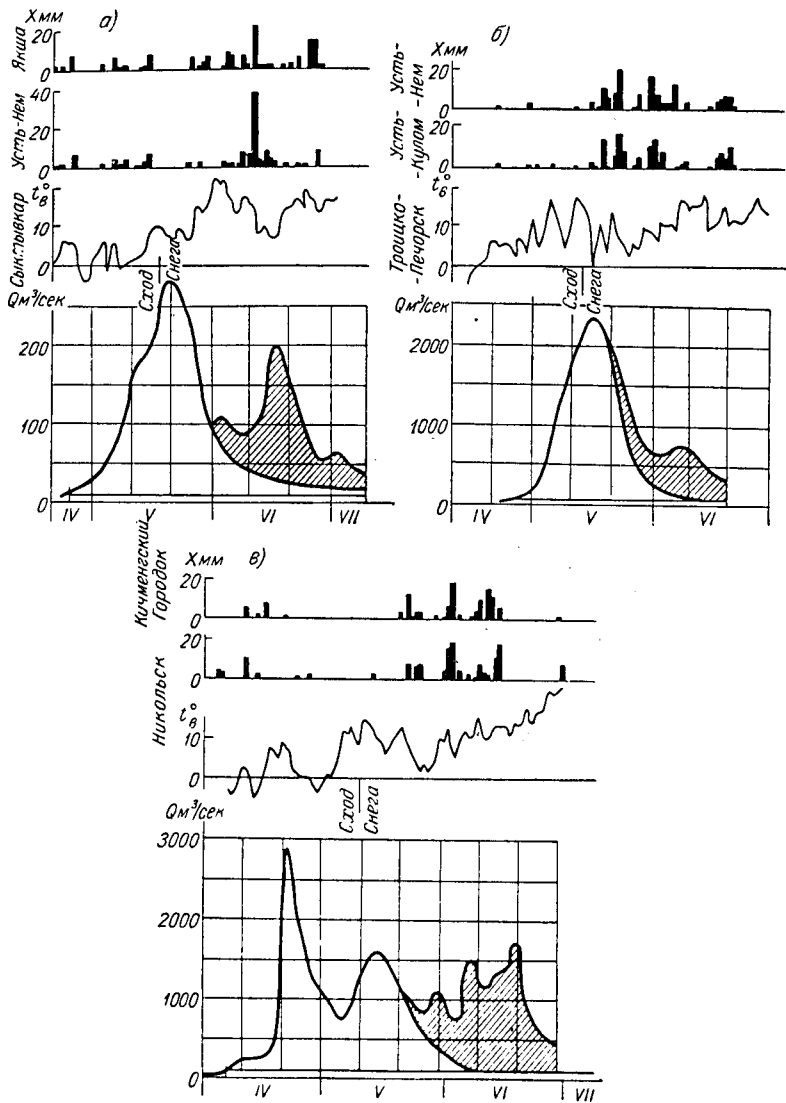


Рис. 13. Примеры отклонения на гидрографах весеннего половодья подземного стока и стока дождевых вод, формирующегося после конца снеготаяния.
 а — р. Нем — с. Краснояр, 1942 г., б — р. Вычегда — с. Усть-Кулом, 1957 г., в — р. Юг — д. Гаврино, 1940 г.

Река — пункт	Период	Полный объем стока за период весеннего половодья у мм	Глубокий подзем- ный сток		Весенний сток (полный объем стока за вычетом глубокого подзем- ного) Увес		Отдельные составляющие весеннего стока		
			мм	% от у	мм	% от у	снеговой сток	дождевой сток в период снеготаяния	дождевой сток после конца снего- таяния (на спаде половодья)
Сухона — д. Каликино	1938—57	144	6,8	4,7	137	95,3	65,2	13,8	21,0
	Кубена — с. Троице-Енальское	1937, 1939—44,	158	5,3	3,4	153	96,6	77,8	16,7
Юг — с. Подосиновец		1946—57	141	10,8	7,7	130	92,3	71,3	13,6
Юг — д. Гаврино	1936—57	156	7,5	4,8	148	95,2	72,7	12,2	15,1
Кичменьга — д. Глебово	1948—57	151	8,3	5,5	143	94,5	76,7	12,5	10,8
Дорожковка — д. Дорожково	1946—57	180	4,7	2,6	175	97,4	74,8	18,2	7,0
Вычегда — с. Усть-Кулом	1936—57	151	10,8	7,2	140	92,8	69,0	15,0	16,0
Вычегда — г. Сыктывкар	1936—57	151	17,1	11,3	134	88,7	72,0	14,7	13,3
Нем — с. Краснояр	1936—57	149	9,0	6,0	140	94,0	69,6	12,6	17,8
Вишера — д. Лунь	1947—57	162	5,2	3,2	157	96,8	81,3	10,4	8,3
Егул — с. Чухлом	1948—57	144	5,1	3,5	139	96,5	80,5	11,7	7,8
Вьмь — с. Весляна	1936—57	155	14,5	9,4	140	90,6	71,8	14,1	14,1
Яренга — с. Тохта	1944—57	150	6,0	4,0	144	96,0	77,5	13,4	9,1
Уфьюга — д. Ярухино	1942—45	175	6,8	3,9	168	96,1	75,7	15,5	8,8
	1947—57								
Евда — д. Аксеновская	1946—57	146	5,7	3,9	140	96,1	78,1	12,5	9,4
Верхняя Тойма — д. Ереминское	1950—57	188	9,5	5,0	179	95,0	80,1	11,7	8,2
	Вага — д. Филяевская	1938—57	149	7,7	5,2	141	94,8	73,0	15,2
Вага — г. Шенкурск	1936—45	117	4,7	4,0	112	96,0	75,9	14,5	9,6
Пежма — д. Шелюбинское	1950—57	146	4,5	3,1	141	96,9	78,1	14,2	7,7
Вель — д. Березинская	1951—57	154	5,2	3,4	149	96,6	75,3	15,9	8,8
Устья — с. Шангалы	1936—57	159	7,1	4,5	152	95,5	76,0	15,2	8,8
Кокшеньга — д. Моисеевская	1937, 1939—57	150	7,5	5,0	142	95,0	72,2	17,4	10,4
	Мехреньга — д. Чурозгора	1947—56	117	13,2	11,2	104	88,8	76,5	13,1
Ваймуга — д. Пермилово	1947—57	124	11,2	9,1	113	90,9	69,7	15,7	14,6
Пинега — с. Кулогоры	1936—57	148	13,3	9,0	135	91,0	76,0	12,2	11,8
Вья — д. Окуловская	1949—57	162	6,7	4,1	155	95,9	83,8	12,0	4,2
Нюхча — изба Широкая	1950—57	177	5,7	3,2	171	96,8	78,1	13,8	8,1
Юла — д. Каренжиха	1938—57	164	12,6	7,7	151	92,3	73,2	11,8	15,0

Наибольшие и наименьшие значения дождевого стока в период половодья
(в % от объема весеннего стока)

Река — пункт	Период	Дождевой сток, формирующийся в период снеготаяния		Дождевой сток на спаде половодья		Суммарный дождевой сток за период половодья	
		наибольший (год)	наименьший (год)	наибольший (год)	наименьший (год)	наибольший (год)	наименьший (год)
Сухона — д. Каликино	1938—57	24 (1943)	6 (1942)	38 (1955)	3 (1954)	54 (1955)	13 (1950)
Кубена — с. Троице-Енальское	1937, 1939—44, 1946—57	28 (1944, 1950)	6 (1940)	19 (1942)	0 (1939, 1943, 1946, 1957)	40 (1944)	11 (1940, 1943)
Юг — с. Подосиновец	1936—57	28 (1939)	3 (1936)	32 (1942)	0 (1936, 1946, 1949, 1950, 1957)	42 (1942)	3 (1936)
Юг — д. Гаврино	1936—57	24 (1945)	3 (1936)	44 (1942)	0 (1936, 1950)	50 (1942)	3 (1936)
Вычегда — с. Усть-Кулом	1936—57	26 (1952)	5 (1936)	44 (1954)	0 (1952)	53 (1954)	12 (1950)
Вычегда — г. Сыктывкар	1936—57	31 (1945)	6 (1936, 1950)	42 (1954)	0 (1952)	51 (1954)	11 (1936)
Нем — с. Краснояр	1936—57	22 (1939)	5 (1936)	50 (1954)	1 (1949, 1950)	58 (1954)	8 (1950)
Вымь — с. Весляна	1936—57	28 (1956)	4 (1936)	39 (1954)	0 (1937, 1938)	51 (1954)	6 (1936)
Вага — д. Филяевская	1938—57	20 (1951)	7 (1940)	32 (1939)	0 (1950)	48 (1939)	10 (1940)
Устья — с. Шангалы	1936—57	22 (1941)	1 (1936)	32 (1939)	0 (1936, 1950)	42 (1939)	1 (1936)
Кокшеньга — д. Моисеевская	1937, 1939—57	25 (1943)	7 (1950)	25 (1956)	0 (1950)	44 (1956)	7 (1950)
Пинега — с. Кулогоры	1936—57	22 (1943)	2 (1936)	26 (1954)	1 (1936, 1952)	39 (1954)	3 (1936)
Юла — д. Каренжиха	1938—57	18 (1943)	6 (1953)	34 (1941)	0 (1936)	44 (1943)	15 (1938)

относительный вес жидких осадков в общей сумме снегозапасов и дождевых осадков за период снеготаяния.

Результаты расчленения гидрографов половодья рек бассейна Северной Двины по источникам формирования стока приведены в табл. 10 в виде осредненных данных за период наблюдений (ежегодные данные содержатся в приложении).

В соответствии с полученными данными, весенний сток весьма близок по величине к полному объему стока за период половодья, поскольку подземные воды, имеющиеся в бассейне к началу весны, играют незначительную роль в питании рек в этот сезон (относительный вес этой составляющей стока в среднем около 5%).

Особенностью рек рассматриваемой территории является довольно большое участие в формировании весеннего стока дождевых осадков, выпадающих как во время снеготаяния, так и в период спада половодья после окончания схода снежного покрова. Из общей величины весеннего стока в среднем примерно 70—80% приходится на долю снеговых вод и 20—30% — на долю дождевого стока. Однако в отдельные годы относительная величина дождевого стока в период половодья достигает 45—50% (табл. 11).

Таким образом, несмотря на основную роль снеговых вод в питании рек бассейна Северной Двины, весной в отдельные годы около половины объема весеннего стока формируется за счет дождей. Обычно высокий удельный вес дождевого стока связан с выпадением большого количества жидких осадков на спаде половодья. Примерно такое же соотношение дождевой и снеговой составляющих весеннего стока наблюдается иногда и в годы с отсутствием значительных осадков после схода снежного покрова. В этих случаях большой дождевой сток является следствием выпадения обильных дождей непосредственно в период снеготаяния.

Водный баланс речных бассейнов за период половодья и условия формирования весеннего стока

Уравнение водного баланса за период формирования весеннего стока может быть записано в следующем виде:

$$x_{\text{сн}} + ax'_d + ax''_d = (y_{\text{сн}} + y'_d + y''_d) + u.$$

Здесь $x_{\text{сн}}$ — максимальные снегозапасы перед началом таяния; ax'_d — дождевые осадки во время снеготаяния с учетом частичного их задержания древесным пологом ($a = 0,70$ при залесенности водосбора 100%; $a = 1,0$ для полевых водосборов); ax''_d — то же за период после схода снега до окончания половодья; $y_{\text{сн}}$ — сток снеговых вод; y'_d — дождевой сток, формирующийся за счет выпадения жидких осадков в период снеготаяния; y''_d — дождевой сток на спаде половодья; u — суммарные потери снеговых и дождевых вод за время весеннего половодья.

В это уравнение не включена величина стока глубоких подземных вод, являющегося результатом расходования предпаводочных запасов подземных вод и, следовательно, не связанного своим формированием с процессами текущего весеннего сезона.

В уравнении водного баланса все его члены определены непосредственно, опираясь на данные наблюдений, за исключением потерь стока, которые в настоящая время могут быть установлены лишь как остаточный член этого уравнения. Средние значения отдельных составляющих водного баланса водосборов за период весеннего половодья, полу-

ченные на основании ежегодных данных, приведены в табл. 12 (данные за отдельные годы содержатся в приложении).

Основной приходной статьей водного баланса водосборов весной являются запасы воды в снежном покрове. Суммарные поступления воды в период снеготаяния составляют в среднем 180—220 мм. Из них на долю снега приходится 150—180 мм и на долю жидких осадков около 30—40 мм. Распределение по территории максимальных снегозапасов, а также изменчивость их по годам рассмотрены в разделе «Снежный покров». Жидкие осадки, формирующие сток на спаде половодья (после окончания снеготаяния), составляют в среднем 25—30 мм. В отдельные годы их величина достигает 80—100 мм.

Основной расходной частью водного баланса является сток, формирующийся в период снеготаяния как за счет снеговых вод, так и дождевых осадков, выпадающих в это время. Обычно сток снеговых и дождевых вод за период снеготаяния рассматривается вместе и обозначается общим термином «сток талых вод».

Средняя величина стока талых вод на изучаемой территории меняется незначительно. В пределах большей части водосбора Северной Двины его величина составляет 120—130 мм. Относительно небольшой сток (около 100 мм) наблюдается в районе развития карстовых явлений (р. Емца). Наибольшая величина стока (≈ 140 мм) имеет место в пределах Коношско-Няндомской гряды и других возвышенностей левобережной части бассейна Северной Двины и, кроме того, в районе Тиманского кряжа. В зависимости от размеров снегозапасов и дождевых осадков, а также условий потерь сток талых вод колеблется по годам от 50—60 до 200—230 мм в южной и западной частях территории и до 160—170 мм в восточной ($C_v = 0,28-0,30$). Дождевой сток на спаде половодья составляет в среднем около 15—20 мм. Однако по годам его колебания велики (от 0 до 60—80 мм).

Значительная часть талых и дождевых вод, поступающих на водосбор в период снеготаяния и непосредственно после его окончания, не принимает участия в весеннем стоке рек. Общая величина потерь за период половодья, рассчитанная по уравнению водного баланса, равна на большей части рассматриваемой территории в среднем 70—90 мм. Потери талых вод составляют 60—80 мм. Потери весеннего стока связаны с процессами фильтрации и поверхностного задержания снеговых и дождевых вод в пределах речных водосборов и последующим расходом аккумулярованных вод частично на испарение, а частично на поддержание меженного стока рек. Факторы, определяющие интенсивность этих процессов, а соответственно и размеры потерь, различны для периода снеготаяния и периода формирования дождевого стока на спаде половодья. Соответственно при анализе весеннего стока самостоятельно рассмотрены условия формирования стока талых вод и дождевой составляющей половодья, обусловленной выпадением жидких осадков после конца снеготаяния.

Условия формирования стока талых вод. Условия весеннего стока в лесных районах севера ЕТС изучены недостаточно, следствием чего является существование различных представлений о характере стока талых вод, природе потерь и их размерах.

В соответствии со взглядами Т. И. Великановой на территории Северного Края сток талых вод осуществляется в основном поверхностным путем, причем потери стока, составляющие в среднем 60—120 мм, обусловлены задержанием вод на поверхности водосборов [7]. В. Д. Комаров отождествляет потери стока, формирующегося в период снеготаяния, с возможной величиной просачивания талых вод в полуметро-

Составляющие водного баланса водосборов за период весеннего половодья (средние многолетние данные)

Река — пункт	Период	Время прохождения половодья		Приходная часть баланса, мм				Расходная часть баланса, мм						
		начало	конец	снегозапасы $x_{сн}$	дождевые осадки		сумма снегозапасов и дождевых осадков	сток			потери			
					ax'_A	ax''_A		снеговой $У_{сн}$	дождевой $У'_A$ $У''_A$		суммарный весенний $У_{св} = У_{сн} + У'_A + У''_A$	суммарные потери снеговых и дождевых вод $И$	потери талых вод (снеговые и дождевые в период снеготаяния) $И_{тв}$	потери дождевых вод на испарение $И_{дв}$
Сухона — д. Каликино	1938—57	16/IV	21/VI	152	33	67	252	90	19	29	138	114	76	38
Кубена — с. Троице-Енальское	1937, 1939—44,	16/IV	29/V	174	35	19	228	119	26	8	153	75	64	11
	1946—57													
Юг — с. Подосиновец	1936—57	13/IV	2/VI	146	28	34	208	92	18	20	130	78	70	8
Юг — д. Гаврино	1936—57	13/IV	8/VI	150	28	28	206	108	18	22	148	58	52	6
Кичменьга — д. Глебово	1948—57	17/IV	2/VI	158	26	22	206	110	18	15	143	63	56	7
Вычегда — с. Усть-Кулом	1936—57	25/IV	18/VI	181	38	31	250	97	21	22	140	110	101	9
Вычегда — г. Сыктывкар	1936—57	22/IV	25/VI	174	36	40	250	96	20	18	134	116	94	22
Нем — с. Краснояр	1936—57	27/IV	16/VI	191	34	42	267	97	18	25	140	127	110	17
Вишера — д. Лунь	1947—57	27/IV	12/VI	184	24	24	232	128	16	13	157	75	64	11
Егул — с. Чухлом	1948—57	17/IV	26/V	163	24	16	203	112	16	11	139	64	59	5
Вымь — с. Весляна	1936—57	26/IV	19/VI	167	33	42	242	101	19	20	140	102	80	22
Ярнга — с. Тохта	1944—57	27/IV	6/VI	187	32	21	240	111	20	13	144	96	88	8
Уфтога — д. Ярухино	1942—45,	27/IV	6/VI	171	34	23	228	127	26	15	168	60	52	8
	1947—57													
Евда — д. Аксеновская	1946—57	23/IV	29/V	162	26	17	205	110	17	13	140	65	61	4
Верхняя Тойма — д. Ереминское	1950—57	23/IV	29/V	190	28	17	235	143	21	15	179	56	54	2
Вага — д. Филевская	1938—57	18/IV	7/VI	160	33	25	218	103	21	17	141	77	69	8
Вага — г. Шенкурск	1936—45	14/IV	13/VI	151	28	26	205	85	16	11	112	93	78	15
Пежда — д. Шелюбинское	1950—57	14/IV	28/V	160	27	20	207	110	20	11	141	66	57	9
Вель — д. Березинская	1951—57	21/IV	29/V	170	35	21	226	112	24	13	149	77	69	8
Устья — с. Шангалы	1936—57	18/IV	9/VI	154	29	22	205	116	23	13	152	53	44	9
Кокшеньга — д. Моисеевская	1937, 1939—57	16/IV	7/VI	151	33	29	213	103	24	15	142	71	57	14
Мехреньга — д. Чурозгора	1947—56	15/IV	19/VI	156	27	30	213	80	13	11	104	109	90	19
Ваймуга — д. Пермилово	1947—57	19/IV	14/VI	152	34	37	223	79	18	16	113	110	89	21
Пинега — с. Кулогоры	1936—57	27/IV	16/VI	161	26	32	219	102	17	16	135	84	68	16
Вья — д. Окуловская	1949—57	22/IV	27/V	171	25	12	208	130	19	6	155	53	47	6
Юла — д. Каренжиха	1938—57	28/IV	14/VI	170	27	35	232	110	18	23	151	81	69	12

вый слой почвы и, исходя из данных о водовместимости этого слоя в весенний период, оценивает их величину в 30—40 мм [25, 27]. Другого мнения придерживается Д. Д. Квасов, полагающий, что весенний сток в залесенных районах происходит почти исключительно подземным путем, и поэтому рассматривающий в качестве потерь, по существу, только расход воды на испарение [23]. Как нам представляется, каждый из указанных авторов частично прав в своем утверждении. Так, несомненно, следует согласиться с произведенной Т. И. Великановой количественной оценкой потерь талых вод, почти полностью совпадающей с приведенными выше результатами расчета по уравнению водного баланса (табл. 12). Что касается природы потерь, то наибольшее значение в их формировании, как указывает В. Д. Комаров, принадлежит, по-видимому, процессам фильтрации талых вод. Поверхностная аккумуляция в условиях легко водопроницаемых и при этом слабо промерзающих лесных почв играет подчиненную роль. Относительно большая заболоченность территории не может служить показателем высоких потерь на поверхностное задержание, поскольку верховые болота в процессе своего образования создают определенный рельеф, характеризующийся уклонами от центра к периферии, вследствие чего они не в состоянии в сколько-нибудь значительных размерах накапливать талые воды на своей поверхности. В соответствии с последними исследованиями К. Е. Иванова, поступающие талые воды в зависимости от уровня грунтовых вод или стекают по поверхности болот, или быстро просачиваются в деятельный слой и в виде фильтрационного потока достигают первичной русловой сети еще в течение весенних месяцев [18]. Процессы испарения, заметно проявляющиеся после схода снежного покрова, играют также подчиненную роль в формировании потерь, поскольку количество талых вод, расходующихся в конечном счете на испарение, определяется запасами воды в почво-грунтах, величина которых в свою очередь в большей степени зависит от размеров фильтрации талых вод в почву в течение периода снеготаяния.

Таким образом, с нашей точки зрения, потери талых вод на рассматриваемой территории в основном связаны с процессом их просачивания в почву. При этом к собственно потерям весеннего стока должна быть отнесена только та часть просочившихся вод, которая не успевает стечь в реки до заметного окончания половодья вследствие замедленной водоотдачи насыщаемого ею слоя почво-грунтов. Эти воды в значительной мере расходятся на испарение в весенние и летние месяцы, а также на поддержание меженного стока рек.

Глубина весеннего промачивания почвы в северных районах, исключая заболоченные участки, может быть принята примерно равной 1 м (по данным измерений, на полевых участках увеличение влажности почвы весной по сравнению с ее предзимней величиной обычно наблюдается по всей глубине метрового слоя). На западе лесной зоны, где уровень грунтовых вод лежит ниже, глубина весеннего промачивания почвы составляет около 1,5 м [6]. Исходя из водно-физических свойств лесных почв, есть основание полагать, что запасы легко подвижной воды, стекающей в реки еще в период половодья, сосредоточиваются в верхнем, разрыхленном корнями горизонте мощностью 20—30 см. Следовательно, величина потерь талых вод, по существу, определяется размерами водовместимости почвы к началу весны в слое 20—100 см от поверхности (не считая лесной подстилки).

Примерный расчет весеннего пополнения влагозапасов в почве и соответственно оценка возможной величины потерь талых вод про-

изведены аналогично тому, как это сделал В. Д. Комаров [25], т. е. по данным о предвесеннем влагосодержании почвы и величине ее полной влагоемкости, характеризующей содержание воды при максимальном влагонасыщении почвы в конце периода снеготаяния.

Предвесеннее влагосодержание в метровом слое почвы большей частью близко к величине наименьшей влагоемкости. Судя по материалам наблюдений на полевых участках, запасы продуктивной влаги в почве достигают к концу осени в слое 0—1 м обычно около 200 мм (табл. 13), причем величина общего влагозапаса (с учетом влажности увядания) практически совпадает со значениями наименьшей влагоемкости суглинистых дерново-подзолистых почв, приведенными в работе А. В. Процера для агрометстанций Северного Края и соседних районов [50].

Таблица 13

Содержание продуктивной влаги в почве в предзимний период (конец октября)

Станция	Характеристика почвы	Слой 0—50 см		Слой 0—100 см	
		период	среднее содержание воды в почве, мм	период	среднее содержание воды в почве, мм
Сыктывкар	Дерново-подзолистая суглинистая	1945—51	95	1945—51	187
Великий Устюг	То же	1948—56	116	1948—51, 1953—56	202
Вельск	Дерново-подзолистая супесчаная	1935—40, 1945—48, 1950—56	84	1948, 1950—56	185
Кириллов	Дерново-подзолистая суглинистая	1949—56	96	1949—56	160
Каргополь	То же	1936—37, 1945—56	101	—	—
Емецк	Дерново-подзолистая суглинистая	1949—56	115	1949—56	202
Архангельск	Глеево-подзолистая суглинистая	1945—46, 1948—56	147	1949—56	276
Усть-Цильма	Дерново-подзолистая суглинистая	1948, 1950—56	110	1948, 1950—56	215
Среднее по всем станциям			108	204	
Среднее для суглинистых почв			112	207	

Таким образом, весеннее пополнение влагозапасов почвы практически определяется разностью полной и наименьшей влагоемкости метрового слоя почвы. Судя по данным, относящимся к лесным суглинистым дерново-подзолистым почвам и торфянистым подзолам западных районов таежной зоны, водовместимость метрового слоя почвы весной составляет около 100 мм. Близкая к ней величина разности полной и наименьшей влагоемкости получается для слоя 0—100 см дерново-подзолистых суглинистых почв на полевых участках Северного Края (табл. 14)¹. Следовательно, к концу снеготаяния, т. е. к моменту

¹ В соответствии с результатами исследований Н. В. Родникова, И. С. Васильева и П. Н. Рогового, различия в водно-физических свойствах почв под лесом и в поле, исключая лишь самый верхний почвенный горизонт, несущественны при наличии одинаковых почвообразующих пород [6].

Влагоемкость суглинистых подзолистых почв в лесу и на полевых участках и возможная величина пополнения влагозапасов почвы в весенний сезон

Характеристика	Лесные суглинистые дерново-подзолистые почвы и торфянистые подзолы (без лесной подстилки)		Суглинистые дерново-подзолистые почвы на полевых участках	
	0—20 см	0—100 см	0—20 см	0—100 см
Общая скважность, %	55	44	46	42
Полная влагоемкость с учетом объема заземленного воздуха ($\approx 10\%$), мм	100	400	80	380
Наименьшая влагоемкость, мм	65	300	50	250
Разность полной и наименьшей влагоемкости, мм	35	100	30	130

Примечания:

1. Характеристики лесных почв приведены по данным, относящимся к Центральному лесному заповеднику [6]. Полная влагоемкость установлена по величине общей скважности с поправкой на объем заземленного воздуха, равный примерно 10% от общей пористости. Величины наименьшей влагоемкости приняты осредненными для опытных участков.

2. Характеристики полевых почв, относящиеся непосредственно к северным районам ЕТС, получены на основании материалов, приведенных в работе А. В. Процорова [50]. Величина общей скважности установлена по наблюдениям на агрометстанциях Архангельск, Вологда, Емецк, Великий Устюг, Сыктывкар; значения наименьшей влагоемкости — по станциям Емецк, Сыктывкар и другим станциям соседних районов.

максимального влагонасыщения почвы, размеры пополнения запасов воды в метровом слое почвы приблизительно могут быть оценены в 100—130 мм. Часть этих вод из верхних горизонтов стекает еще до окончания половодья. Наибольшее возможное содержание воды (сверх наименьшей влагоемкости) составляет в слое 0—20 см около 30—40 мм (без учета лесной подстилки) (табл. 14). Соответственно размеры накопления в почве талых вод, не участвующих в весеннем стоке, а следовательно, и средняя величина потерь талых вод составляют примерно 60—90 мм. Результаты произведенной оценки возможных размеров задержания талых вод в почве на конец половодья достаточно хорошо согласуются со средними значениями потерь в пределах территории бассейна р. Северной Двины, рассчитанными по уравнению водного баланса (см. табл. 12).

В пределах большей части водосбора Северной Двины потери талых вод равняются в среднем 60—70 мм и лишь на востоке территории достигают 80—110 мм (рис. 14). Высокие значения потерь (80—110 мм) в бассейне р. Вычегды не могут быть связаны с большой заболоченностью этого района. Влияние болот, сказывающееся в некотором регулировании стока в течение периода половодья, проявляется также в уменьшении потерь талых вод на фильтрацию вследствие близкого к поверхности стояния грунтовых вод на заболоченных участках. Повышенные потери стока в этом районе объясняются значительным распространением здесь песчаных и супесчаных почво-грунтов. Поскольку участки с такими почво-грунтами частично также заняты болотами (при наличии ниже залегающих глин или при образо-

вании орштейнового горизонта), то основными очагами фильтрации талых вод, по-видимому, являются песчаные массивы под суходолами и в местах стыка суходолов с заболоченными землями. При отсутствии болот потери талых вод в бассейне р. Вычегды, по-видимому, были бы еще более значительными по сравнению с другими районами рассматриваемой территории. Высокие потери талых вод (≈ 90 мм) наблюдаются также в бассейне р. Емцы, где они обусловлены главным образом карстовыми явлениями. Наименьшие потери (50—60 мм) имеют место в районе почти исключительного распространения суглинистых почво-грунтов.

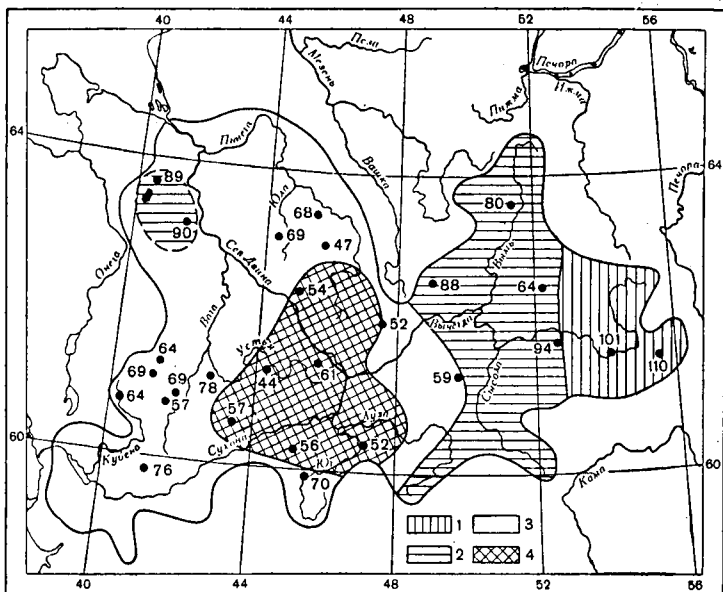


Рис. 14. Средняя многолетняя величина потерь талых вод.
1 — 90—110 мм, 2 — 70—90 мм, 3 — 60—70 мм, 4 — 50—60 мм.

Приведенные выше значения потерь талых вод являются средними за многолетний период. Колебания потерь по годам довольно значительны. Максимальная их величина составляет 100—130 мм на большей части территории и 120—160 мм в восточной части, наименьшая — соответственно 20—30 и 50—60 мм. Степень изменчивости потерь стока по годам неодинакова. В западной, большей части территории коэффициент вариации потерь составляет 0,35—0,45, в восточной — 0,20—0,25.

Существенные колебания потерь стока по годам свидетельствуют прежде всего о том, что фактическое поступление талых вод в почву является величиной непостоянной, отличающейся во многих случаях от возможных размеров водовместимости почвы весной, оцениваемой по разности полной и наименьшей влагоемкости метрового слоя почвы (без учета ее верхнего горизонта).

К факторам, влияющим на колебания потерь талых вод по годам, могут быть отнесены: 1) размеры предвесеннего увлажнения водосбо-

ров, зависящие в основном от величины осенних осадков и количества талых вод, образующихся в период установления снежного покрова при временных потеплениях; 2) запасы воды в снежном покрове перед началом весеннего снеготаяния; 3) продолжительность и интенсивность снеготаяния; 4) температура воздуха весной (после схода снежного покрова).

Вследствие малой надежности материалов наблюдений над влажностью почвы, непосредственное их использование для оценки ежегодных значений увлажненности водосборов в предзимний период оказывается, как правило, практически невозможным, особенно при наличии редкой сети пунктов наблюдений, расположенных на недостаточно репрезентативных для водосбора участках. Поэтому обычно в качестве показателя предвесеннего увлажнения водосборов принимают жидкие осадки (с поправкой на испарение) за 60—90 дней перед образованием устойчивого снежного покрова. Произведенные для рек бассейна Северной Двины попытки более точного расчета накопления запасов воды в почве к началу зимы по уравнению водного баланса водосборов за весь летне-осенний период (с момента полного влагонасыщения почвы в конце снеготаяния) не дали более положительных результатов при оценке потерь по сравнению с использованием для этой цели указанной выше характеристики осеннего увлажнения водосборов.

Для рассматриваемой территории, в пределах которой заметное пополнение запасов влаги в речных бассейнах начинается с конца лета, в качестве косвенного показателя предзимней увлажненности водосборов принята разность осадков и испарения¹ за период с I/VIII до даты образования устойчивого снежного покрова. Наиболее заметно сказывается влияние осеннего увлажнения на потери при значении разности $(x - z)_{ос}$ ниже определенного предела, соответствующего, по-видимому, количеству поступающей на водосбор влаги, достаточному для увлажнения почвы до состояния наименьшей влагоемкости. При больших величинах осенних осадков образующийся в почве избыток гравитационной воды в основном расходуется на сток еще в осенне-зимний период и поэтому относительно мало сказывается на влагосодержании почвы к началу весеннего снеготаяния. На реках рассматриваемой территории паводочный сток осенью формируется при величине жидких осадков за август—ноябрь, большей 150 мм (рис. 15 а). Следовательно, эта величина осенних осадков является предельной в отношении наибольшей эффективности их влияния на потери талых вод весной. С учетом испарения предельная величина осеннего увлажнения, начиная с которой последующие поступления воды на водосбор меньше влияют на условия весеннего стока, составляет примерно $(x - z)_{ос} = 60 - 80$ мм (рис. 15 б). О характере изменения потерь талых вод $u_{тв}$ в зависимости от размеров осеннего увлажнения водосборов дают представление кривые $u_{тв} = f(x - z)_{ос}$ (рис. 16 I). Резкое увеличение потерь при значениях осеннего увлажнения $(x - z)_{ос} < 60 - 80$ мм характерно для рек бассейна Северной Двины, исключая р. Вычегду и ее притоки (рис. 16 I, кривая б). В то же время в восточной части рассматриваемой территории (бассейн р. Вычегды) зависимость потерь от характеристик осеннего увлажнения выражена относительно слабее как при больших, так и при малых их значениях (рис. 16 I, кривая а).

¹ Испарение с поверхности водосбора подсчитывалось по методике А. Р. Константинова, изложенной в работе [29].

Снегозапасы оказывают двойное влияние на величину вод. Во-первых, снежный покров является непосредственным характерником поступления влаги на водосбор, от размеров которого зависит при прочих равных условиях, количество воды, просачивающейся весной в почву. В условиях рассматриваемой территории, где при средней водоемкости суглинистых почво-грунтов весной около 100 мм запасы воды в снежном покрове составляют в среднем 150—180 мм (при ежегодных колебаниях от 70 до 250 мм), непосредственное влияние этого фактора на потери талых вод сколько-нибудь заметно прояв-

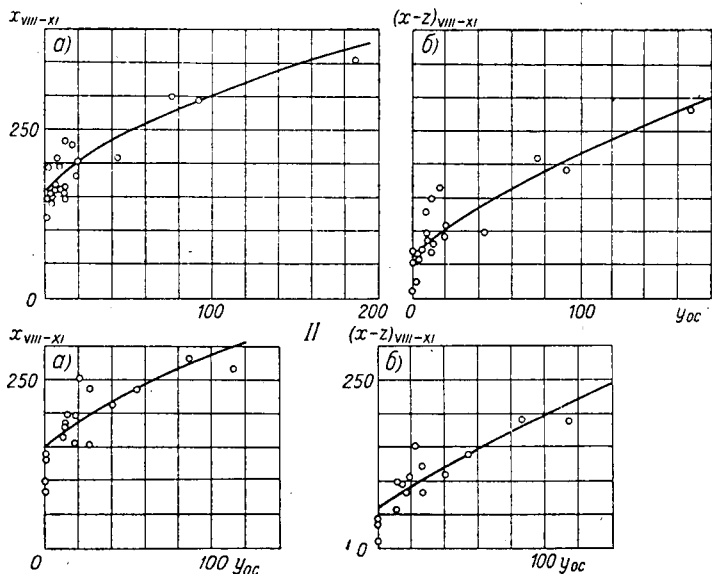


Рис. 15. Графики связи осеннего паводочного стока с осадками (а) и разностью осадков и испарения (б) за период с 1/VIII до даты появления устойчивого снежного покрова.

I — р. Юг — с. Подосиновец, II — р. Сухона — д. Каликино.

ляется при сравнительно малых значениях снегозапасов. Большой же частью величина снегозапасов такова, что количество влаги на водосборе превышает впитывающую способность почво-грунтов. Во-вторых, снегозапасы оказывают косвенное влияние на потери стока, поскольку в известной мере ими определяется длительность периода поступления талых вод в почву.

Следовательно, при прочих равных условиях, потери талых вод должны возрастать с увеличением запасов воды в снеге, причем наиболее заметно при небольших снегозапасах. Это положение хорошо согласуется с фактическими данными, в соответствии с которыми на большей части территории потери существенно увеличиваются при возрастании снегозапасов примерно до 120—140 мм (рис. 16 II, кривая б). Однако на реках бассейна р. Вычегды увеличение потерь талых вод с ростом снегозапасов происходит достаточно интенсивно как при малых, так и при больших значениях последних (рис. 16 II, кривая а).

Таким образом, обобщенные зависимости потерь талых вод от осеннего увлажнения и максимальных снегозапасов (рис. 16, кривые б) показывают, что на большей части бассейна Северной Двины (в районах распространения суглинистых почво-грунтов) оба эти фактора почти в равной мере влияют на условия весеннего стока. Уменьшение этого влияния при больших значениях указанных факторов [$(x - z)_{oc} > 60-80$ мм и $x_{сн} > 120-140$ мм] до некоторой степени подтверждает высказанное ранее положение о связи потерь с процес-

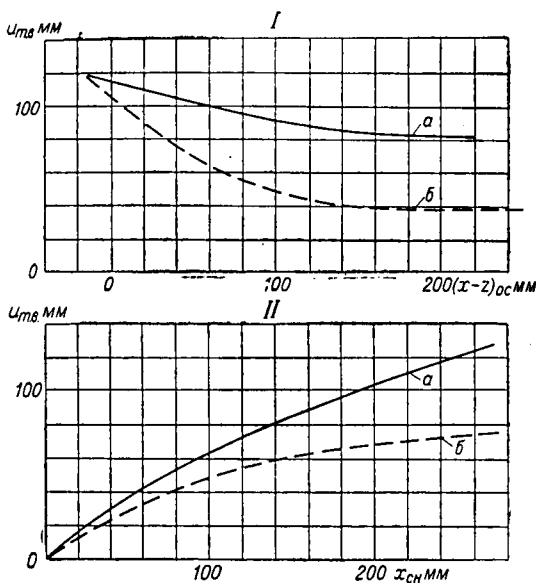


Рис. 16. Обобщенные зависимости потерь талых вод $u_{тв}$ от осеннего увлажнения при средних размерах максимальных снегозапасов (I) и от максимальных снегозапасов $x_{сн}$ при средних значениях $(x - z)_{oc}$ (II). а — реки бассейна Вычегды, б — остальные реки бассейна Северной Двины.

сом просачивания талых вод в почву, размеры которого ограничены впитывающей способностью почво-грунтов. Вместе с тем в восточной части территории (бассейн р. Вычегды) потери в значительно большей степени зависят от размеров снегозапасов, чем от осеннего увлажнения водосборов (рис. 16, кривые а). Увеличение потерь с ростом снегозапасов, заметно выраженное как при малых, так и при больших величинах последних, по-видимому, объясняется наличием в этом районе массивов песчаных почв, обладающих хорошей водопроницаемостью и поглощающих влагу в количестве, пропорциональном слою поступающей на водосбор талой воды. Малая роль осеннего увлажнения водосборов в формировании весеннего стока здесь обусловлена тем, что при значительной крупности частиц песчаные почво-грунты быстро расходуют воду на фильтрацию в глубокие слои и поэтому независимо от размеров осеннего пополнения влагозапасов ежегодно характеризуются низким к началу весны влагосодержанием в верхних горизонтах.

Анализ зависимостей потерь талых вод от снеготаяния и характеристики осеннего увлажнения водосборов (рис. 17) позволяет сделать вывод о незначительном влиянии других факторов на потери стока. Об этом свидетельствуют небольшие отклонения потерь, рассчитанных с помощью зависимостей $u_{тв} = f[x_{сн}, (x-z)_{ос}]$, от фактических их значений. Величины отклонений Δu в подавляющем большинстве случаев не выходят за пределы $\pm 20-25$ мм.

Выявить влияние на потери талых вод интенсивности снеготаяния, а также условий испарения в период после схода снега практически не

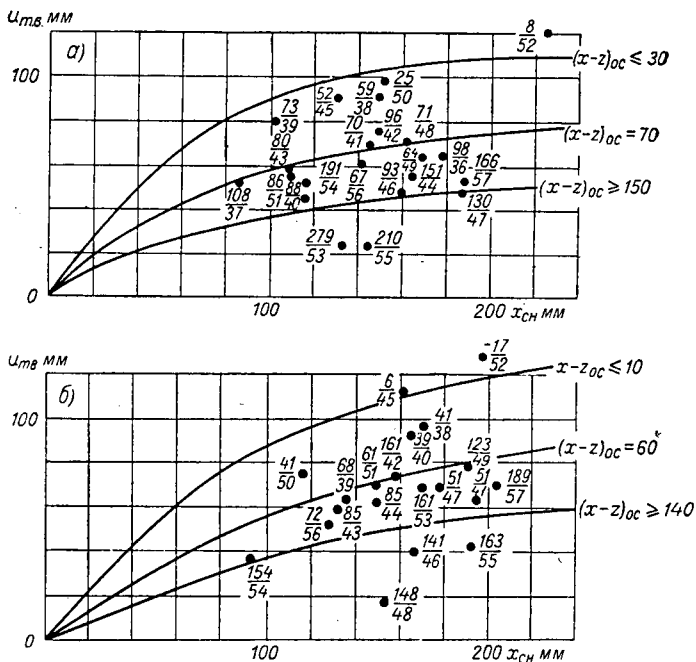


Рис. 17. Зависимости потерь талых вод $u_{тв}$ от максимальных снеготаяний и осеннего увлажнения (цифры у точек означают: в числителе — осеннее увлажнение, в знаменателе — год).

а — р. Юг — с. Подосиновец, б — р. Вага — д. Филевская.

удается в основном из-за недостаточной точности величин Δu , включающих суммарную ошибку определения потерь (по уравнению водного баланса), снеготаяния и осеннего увлажнения.

Произведенный анализ зависимости потерь талых вод от глубины промерзания почво-грунтов, оцениваемой по данным агрометеорологических наблюдений, свидетельствует об отсутствии связи этих явлений. Причина заключается в том, что, во-первых, лесные почвы, имеющие преимущественное распространение на водосборах рассматриваемой территории, промерзают обычно значительно слабее, чем полевые почвы, а, во-вторых, при наличии промерзания водопроницаемость лесных почв, пронизанных в верхних горизонтах корнями древесной растительности, остается достаточно высокой.

Таким образом, наибольшее влияние на условия формирования стока талых вод в бассейне Северной Двины оказывают величина предзимнего увлажнения водосборов и размеры снегонакопления к началу весны. В пределах восточной части территории (водосбор р. Вычегды) потери талых вод в большей степени зависят от второго из указанных факторов.

Условия формирования дождевого стока на спаде половодья (в период после окончания снеготаяния). Особенностью формирования дождевого стока на спаде половодья является то, что потери дождевых вод мало зависят от условий предвесеннего периода, поскольку во время снеготаяния увлажненность водосборов достигает предельного или близкого к нему значения. Дождевой сток на спаде половодья почти целиком определяется метеорологическими условиями текущего весеннего сезона. К основным факторам, влияющим на его размеры, относятся: величина жидких осадков, время их выпадения (после даты окончания снеготаяния), температурные условия периода от конца схода основной массы снега до даты выпадения осадков. Последними двумя факторами определяется состояние увлажненности почво-грунтов водосбора к моменту формирования дождевого стока. При данной величине осадков потери стока будут наименьшими в случае выпадения дождей непосредственно после конца снеготаяния, когда влагонасыщенность почво-грунтов близка к максимальной. Также относительно небольшими будут потери, если в период, предшествующий дождям, имело место резкое понижение температуры воздуха и вследствие этого уменьшение испарения с поверхности водосборов.

Тесная связь условий дождевого стока рек Северного Края с увлажненностью водосборов к моменту выпадения дождя хорошо иллюстрируется полученной Т. И. Великановой зависимостью коэффициентов стока от числа дней после схода снежного покрова и количества осадков в предшествующие 10 суток [7].

В зависимости от величины и распределения во времени жидких осадков, выпадающих после схода снежного покрова, а также от температурных условий этого периода суммарные потери дождевого стока на спаде весеннего половодья рек бассейна Северной Двины колеблются в разные годы от 0 до 45—50 мм при среднем значении потерь 10—15 мм.

О существенных различиях формирования стока после схода снежного покрова и в период снеготаяния свидетельствуют неодинаковые значения коэффициентов стока дождевых и талых вод. Так, в весны, характеризующиеся коэффициентом стока талых вод около 0,6, коэффициент дождевого стока на спаде половодья составляет от 0—0,2 до 0,6—0,8.

Тесная зависимость дождевого стока на спаде половодья от особенностей метеорологического режима текущего весеннего сезона весьма затрудняет решение задачи долгосрочного прогноза полного объема весеннего стока. Поэтому в настоящее время эту задачу обычно ограничивают предсказанием стока талых вод, являющегося основной составляющей стока весеннего половодья.

Прогноз объема весеннего стока

Вследствие неоднородности условий формирования стока в течение половодья долгосрочный прогноз объема весеннего стока, по существу, включает в себя две задачи: предсказание стока талых вод, определяющегося в значительной мере условиями предвесеннего периода,

и прогноз дождевого стока на спаде половодья, зависящего целиком от метеорологического режима текущего весеннего сезона.

Долгосрочный прогноз стока талых вод. Объем стока талых вод определяется величиной максимальных снегозапасов и жидких осадков во время снеготаяния, а также условиями потерь в этот период.

Прогноз стока талых вод должен, по существу, сводиться к расчету запаса воды в снежном покрове на водосборе к началу весны и предсказанию дождевых осадков в период снеготаяния и потерь талых вод. Малая точность предсказания последних двух факторов, особенно весенних дождевых осадков, затрудняет прогноз стока непосредственно по уравнению водного баланса. Практически более приемлемыми для этой цели являются эмпирические зависимости стока от основных факторов; определяющих размеры прихода влаги на водосбор весной и условия расходования талых вод в период половодья.

Зависимости объема стока талых вод от максимальных снегозапасов, жидких осадков за время снеготаяния и косвенного показателя предвесенней увлажненности водосбора (разности осадков и испарения за период с I/VIII до даты образования устойчивого снежного покрова) выражены достаточно отчетливо.

Анализ этих зависимостей приводит к выводу, что колебания стока талых вод по годам прежде всего связаны с изменчивостью снегозапасов во времени. Последнее вполне закономерно, поскольку величиной снегозапасов определяются не только размеры поступления талых вод на водосбор, но, как это показано выше, в значительной мере также и величина потерь. По степени влияния на сток следующее место для большинства рек принадлежит осеннему увлажнению водосборов. Однако для рек восточной части территории (Вычегда и Пинега) более существенное значение имеют дождевые осадки, выпадающие в период снеготаяния.

О влиянии отдельных факторов на сток можно судить по данным табл. 15, содержащей результаты оценки корреляционных зависимостей стока талых вод от снегозапасов

$$y_{тв} = f(x_{сн}),$$

от снегозапасов и осеннего увлажнения

$$y_{тв} = f[x_{сн}, (x - z)_{ос}],$$

от снегозапасов и дождевых осадков в период снеготаяния

$$y_{тв} = f(x_{сн} + ax_{д'})$$

и, наконец, от всех трех указанных факторов

$$y_{тв} = f[(x_{сн} + ax_{д'}), (x - z)_{ос}].$$

Мерой тесноты связи между переменными служит корреляционное отношение $\rho = \sqrt{1 - \frac{s^2}{\sigma^2}}$, аналогичное коэффициенту корреляции, или просто величина $\frac{s}{\sigma}$, которой одновременно учитывается средняя квадратическая ошибка зависимости s и природная вариация переменной относительно нормы (среднее квадратическое отклонение σ). Величина $\frac{s}{\sigma} = 0$ ($\rho = 1$) соответствует функциональной зависимости; при $\frac{s}{\sigma} = 1$ ($\rho = 0$) связь переменных отсутствует. В соответствии с про-

Результаты оценки тесноты связей стока талых вод с основными определяющими факторами

Река — пункт	Число лет	$u_{тв} = f(x_{сн})$		$u_{тв} = f[x_{сн}, (x-z)_{ос}]$		$u_{тв} = f(x_{сн} + ax'_д)$		$u_{тв} = f[(x_{сн} + ax'_д), (x-z)_{ос}]$	
		$\frac{s}{\sigma}$	$\rho = \sqrt{1 - \frac{s^2}{\sigma^2}}$	$\frac{s}{\sigma}$	$\rho = \sqrt{1 - \frac{s^2}{\sigma^2}}$	$\frac{s}{\sigma}$	$\rho = \sqrt{1 - \frac{s^2}{\sigma^2}}$	$\frac{s}{\sigma}$	$\rho = \sqrt{1 - \frac{s^2}{\sigma^2}}$
Сухона — д. Каликино	20	0,84	0,54	0,68	0,73	0,71	0,70	0,58	0,81
Кубена — с. Тронце-Енальское	18	0,76	0,65	0,63	0,77	0,61	0,79	0,53	0,85
Юг — с. Подосиновец	22	0,69	0,72	0,54	0,84	0,63	0,77	0,37	0,93
Юг — д. Гаврино	22	0,59	0,80	0,54	0,84	0,57	0,82	0,46	0,89
Вага — д. Филяевская	20	0,83	0,56	0,42	0,90	0,67	0,74	0,39	0,92
Устья — с. Шангалы	21	0,62	0,78	0,56	0,83	0,46	0,89	0,44	0,90
Кокшеньга — д. Моисеевская	21	0,81	0,58	0,45	0,89	0,79	0,61	0,47	0,88
Вычегда — с. Усть-Кулом	22	0,72	0,69	—	—	0,55	0,84	—	—
Вычегда — г. Сыктывкар	22	0,60	0,80	0,73	0,68	0,53	0,85	0,57	0,82
Нем — с. Краснояр	22	0,81	0,58	—	—	0,67	0,74	—	—
Вымь — с. Весляна	20	0,50	0,86	0,43	0,90	0,43	0,90	0,43	0,90
Пинега — с. Кулогоры	21	0,48	0,88	0,52	0,85	0,41	0,91	0,40	0,92
Юла — д. Каренжиха	20	0,62	0,79	—	—	0,56	0,82	—	—

Примечание. Для р. Вычегды у с. Усть-Кулома, р. Нема у с. Краснояра и р. Юлы у д. Каренжихи зависимость $u_{т. в} = f[(x_{сн} + x'_д) \cdot (x-z)_{ос}]$ построить не удалось.

ектом нового Наставления по оценке прогнозов¹ коррелятивная зависимость является хорошо выраженной при $\frac{s}{\sigma} \leq 0,35$, удовлетворительной при $\frac{s}{\sigma} = 0,36-0,55$ и слабой при $\frac{s}{\sigma} = 0,56-0,75$ (число лет наблюдений 15—25).

Несмотря на наличие заметной связи стока с величиной снегозапасов ($\rho = 0,65-0,75$), точность зависимостей $y_{тв} = f(x_{сн})$ недостаточна для прогноза объема стока талых вод на реках большей части бассейна Северной Двины ($\frac{s}{\sigma} = 0,60-0,80$) (табл. 15). Теснота связи стока со снегозапасами и показателем осеннего увлажнения характеризуется $\rho = 0,75-0,85$ ($\frac{s}{\sigma} = 0,50-0,60$), а при дополнительном учете дождей $\rho = 0,85-0,90$ ($\frac{s}{\sigma} = 0,45-0,50$). Таким образом, наиболее надежное предсказание стока талых вод в пределах бассейна Северной Двины возможно при условии использования для этой цели не только данных о снегозапасах, но также данных о предвесенней увлажненности водосборов и осадках в период снеготаяния или их косвенного показателя. Лишь для рек восточной части территории нет необходимости учитывать осеннее увлажнение водосборов, поскольку введение в зависимость этого фактора, как правило, не дает заметного улучшения результатов прогноза.

При использовании для прогнозов зависимостей $y_{тв} = f(x_{сн} + ax'_д, (x-z)_{ос})$ обычно приходится заменять фактическую величину жидких осадков в период снеготаяния $x'_д$ их нормой. В этом случае надежность прогноза стока заметно понижается и для отдельных рек (Выгеды, Нема, Сухоны, Кубены) зависимости попадают в разряд слабых (по терминологии проекта нового Наставления). Не лучшие результаты получаются и при использовании вместо нормы дождевых осадков их значений по долгосрочному прогнозу погоды, поскольку методика предсказания осадков в настоящее время отличается еще малой точностью.

Вместе с тем достигнутые успехи в предсказании дождевой составляющей стока (при прогнозе его месячных и квартальных значений) по метеосиноптическим характеристикам предшествующего периода дают некоторое основание для аналогичного решения задачи учета дождей при прогнозе стока весеннего половодья. Для этой цели используется синоптико-климатологический метод ГГО [9], получивший развитие применительно к гидрологическим прогнозам в работах М. И. Гуревича.

Построение зависимостей стока талых вод от гидрологических факторов и синоптического показателя размеров дождевого стока в период снеготаяния выполнено для ряда рек, результаты прогноза по которым являются недостаточно удовлетворительными при замене фактической величины дождевых осадков их нормой (см. рис. 19).

Значения синоптического показателя (степени аналогичности B), введенные в эти зависимости в виде третьей переменной, устанавливались на основе характеристик барико-циркуляционного режима предшествующих 12 месяцев для групп лет, отличающихся противоположным знаком и большой величиной отклонений стока от средней линии связи со снегозапасами. Отбор прогностических признаков производился путем выявления контрастности барико-циркуляционного режима

¹ «Наставление по службе гидрологических прогнозов» (проект). ГУГМС, 1959.

этих групп лет в разные месяцы с помощью картограмм антициклоничности, т. е. картограмм групповых характеристик повторяемости положительного знака аномалий антициклоничности. При этом минимальная разность между групповыми характеристиками повторяемости принималась равной 40%. Использованный прием подробно описан в работе М. И. Гуревича [13].

Судя по полученным зависимостям $y_{тв} = f(x_{сн}, B)$ (рис. 19 д и е), точность прогноза стока талых вод существенно увеличивается при учете в качестве третьей переменной синоптического показателя размеров дождевого стока, формирующегося в период снеготаяния.

Введение синоптического показателя в прогностические зависимости для большинства рек бассейна Северной Двины затрудняется тем, что в качестве третьей переменной в них уже входит осеннее увлажне-

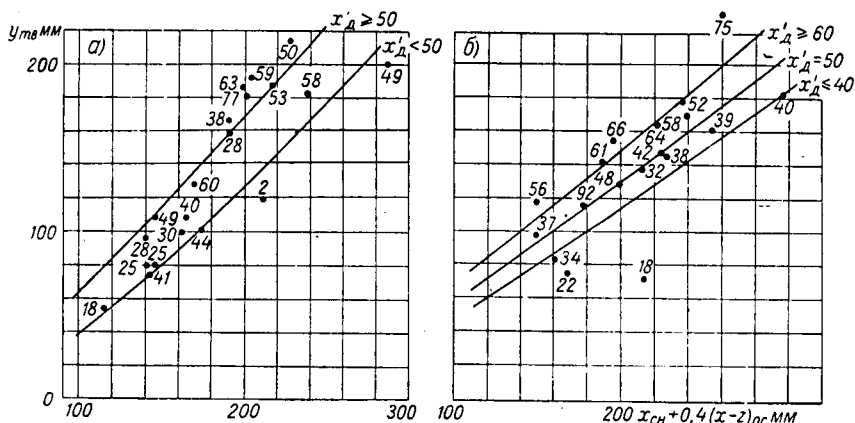


Рис. 18. Примеры зависимостей вида $y_{тв} = f \{ [x_{сн} + 0,4(x-z)_{ос}], x'_д \}$
 а — р. Устья — с. Шангалы, б — р. Кубена — с. Тронце-Енальское.

ние водосбора (рис. 19, а и б). В этих случаях целесообразно перестроить зависимость стока талых вод от снеготаяния и осеннего увлажнения, объединив оба эти фактора в виде единого аргумента. Последнее может быть выполнено путем суммирования снеготаяния и осенних осадков (за вычетом испарения), взятых с разными весами. При подсчете этой суммы обычно берется фактическая величина максимальных снеготаяний, а осеннее увлажнение принимается с коэффициентом, меньшим единицы, устанавливаемым подбором. Подобное суммирование возможно в том случае, если влияние снеготаяния и осенних осадков на весенний сток носит примерно одинаковый характер. В значительной мере это так и есть, поскольку в условиях леса сток весной формируется после достижения почвой определенной влагонасыщенности, которая в равной мере может создаваться как за счет осеннего увлажнения, так и за счет талых вод в начале снеготаяния. Меньший вес в этой сумме осенних осадков, вернее $(x-z)_{ос}$, отражает частичное их расходование на сток и на просачивание в глубокие слои почво-грунтов еще в осенне-зимний сезон.

Зависимости стока от суммы снеготаяния и осенних осадков широко используются в практике прогнозов весеннего половодья рек Се-

веро-Запада ЕТС. Для ряда рек бассейна Северной Двины (рис. 18) получены зависимости вида

$$y_{тв} = f \{ [x_{сн} + 0,4(x - z)_{ос}], x_d' \}.$$

При их построении значения $(x - z)_{ос} > 100$ мм приравнены к этой величине (100 мм), поскольку при больших значениях $(x - z)_{ос}$ часть влаги, поступающей на водосбор, идет на формирование дождевых паводков в осенний сезон. Преимуществом этого вида зависимостей по сравнению с кривыми $y_{тв} = f \{ (x_{сн} + ax_d'), (x - z)_{ос} \}$ является возможность непосредственного введения в них в качестве третьей переменной синоптического показателя размеров суммарного стока в период снеготаяния. Способ установления суммарного балла B в зависимостях $y_{тв} = f \{ [x_{сн} + 0,4(x - z)_{ос}], B \}$ остается тем же, что и в кривых $y_{тв} = f(x_{сн}, B)$.

В результате рассмотрения различных вариантов графических связей стока талых вод с определяющими факторами для 11 рек бассейна Северной Двины выявлены зависимости, включающие минимальное число факторов и наряду с этим обеспечивающие наиболее высокую точность прогноза стока. Вид этих зависимостей, а также характеристика их надежности указаны в табл. 16. Примеры самих зависимостей приведены на рис. 19.

Как следует из табл. 16, для ряда рек бассейна Северной Двины точность прогноза стока талых вод только по данным о гидрологических условиях предшествующего периода является недостаточной. Для этих рек учет влияния дождей на сток с помощью синоптического показателя B оказывается наиболее эффективным. Необходимо, однако, иметь в виду, что приведенные в табл. 16 характеристики точности зависимостей $y_{тв} = f(x_{сн}, B)$ или $y_{тв} = f \{ [x_{сн} + 0,4(x - z)_{ос}], B \}$ являются до некоторой степени условными, поскольку прогностические признаки A , используемые при подсчете суммарного балла B (степени аналогичности), определены по малому числу лет и по этой причине иногда могут являться случайными и не подтверждаться в последующие годы. Для более строгой оценки точности прогноза по этим зависимостям следовало бы произвести их проверку на примере лет, не включенных в проработки. В данном случае это оказалось невозможным ввиду коротких рядов наблюдений над стоком и снежным покровом.

Обеспеченность зависимостей стока только от гидрологических факторов для большинства рассматриваемых рек составляет 80—90%, но для трех рек она ниже 80%. С учетом синоптического показателя B обеспеченность зависимостей становится равной 90—100%. Поскольку природная обеспеченность прогноза стока талых вод составляет для рек бассейна Северной Двины 40—60%, то эффективность полученных зависимостей является значительной. Дата выпуска прогноза в основном определяется временем наступления максимальных снегозапасов, наблюдаемых обычно в третьей декаде марта. При использовании синоптических данных прогноз объема стока талых вод может выпускаться 3—5/IV. Заблаговременность прогноза, если понимать под ней промежуток времени до начала весеннего половодья, составляет в среднем около 20 дней при дате выпуска прогноза 31/III.

Долгосрочный прогноз дождевого стока на спаде весеннего половодья. Как уже указывалось, эта составляющая стока половодья целиком определяется метеорологическими условиями текущего весеннего сезона. Единственным возможным способом предсказания ее с большой заблаговременностью является прогноз по данным о метеосиноптических условиях предшествующего периода.

Зависимости для прогноза объема стока талых вод и результаты поверочных прогнозов

Река — пункт	Амплитуда объема стока A мм	Прогноз с учетом гидрологических факторов			Прогноз с учетом гидрологических и синоптических факторов		
		вид зависимости	обеспеченность превышения допустимой ошибки 0,2A %	$\frac{s}{\sigma}$	вид зависимости	обеспеченность превышения допустимой ошибки 0,2A %	$\frac{s}{\sigma}$
Сухона — д. Каликино	117	$y_{TB} = f[(x_{CH} + ax'_d)(x-z)_{OC}]$	80	0,61	$y_{TB} = f\{[x_{CH} + 0,4(x-z)_{OC}], B\}$	95	0,32
Кубена — с. Троице-Енальское	157	$y_{TB} = f[x_{CH}, (x-z)_{OC}]$	83	0,63	$y_{TB} = f\{[x_{CH} + 0,4(x-z)_{OC}], B\}$	94	0,45
Юг — с. Подосиновец	144	$y_{TB} = f[(x_{CH} + ax'_d), (x-z)_{OC}]$	91	0,51			
Юг — д. Гаврино	168	$y_{TB} = f[x_{CH}, (x-z)]_{OC}$	91	0,54			
Вага — д. Филиевская	142	$y_{TB} = f[x_{CH}, (x-z)]_{OC}$	100	0,42			
Устья — с. Шангалы	160	$y_{TB} = f\{[x_{CH} + ax'_d], (x-z)_{OC}\}$	71	0,54	$y_{TB} = f\{[x_{CH} + 0,4(x-z)_{OC}], B\}$	95	0,29
Кокшеньга — д. Моисеевская	159	$y_{TB} = f[x_{CH}, (x-z)_{OC}]$	90	0,45			
Вычегда — с. Усть-Кулом	100	$y_{TB} = f(x_{CH})$	82	0,71	$y_{TB} = f(x_{CH}, B)$	91	0,43
Вычегда — г. Сыктывкар	118	$y_{TB} = f(x_{CH})$	82	0,60	$y_{TB} = f(x_{CH}, B)$	100	0,37
Нем — с. Краснояр	113	$y_{TB} = f(x_{CH})$	73	0,81	$y_{TB} = f(x_{CH}, B)$	95	0,42
Вымь — с. Весляна	107	$y_{TB} = f(x_{CH})$	86	0,50			
Пиньга — с. Кулогоры	136	$y_{TB} = f(x_{CH})$	76	0,48	$y_{TB} = f(x_{CH}, B)$	95	0,29
Юла — д. Каренжиха	124	$y_{TB} = f(x_{CH} + ax'_d)$	90	0,57	$y_{TB} = f(x_{CH}, B)$	95	0,41

Примечание. При поверочных прогнозах по зависимостям $y_{TB} = f[(x_{CH} + ax'_d), (x-z)_{OC}]$ и $y_{TB} = f(x_{CH} + ax'_d)$ жидкие осадки за период снеготаяния (x'_d) принимались равными нулю.

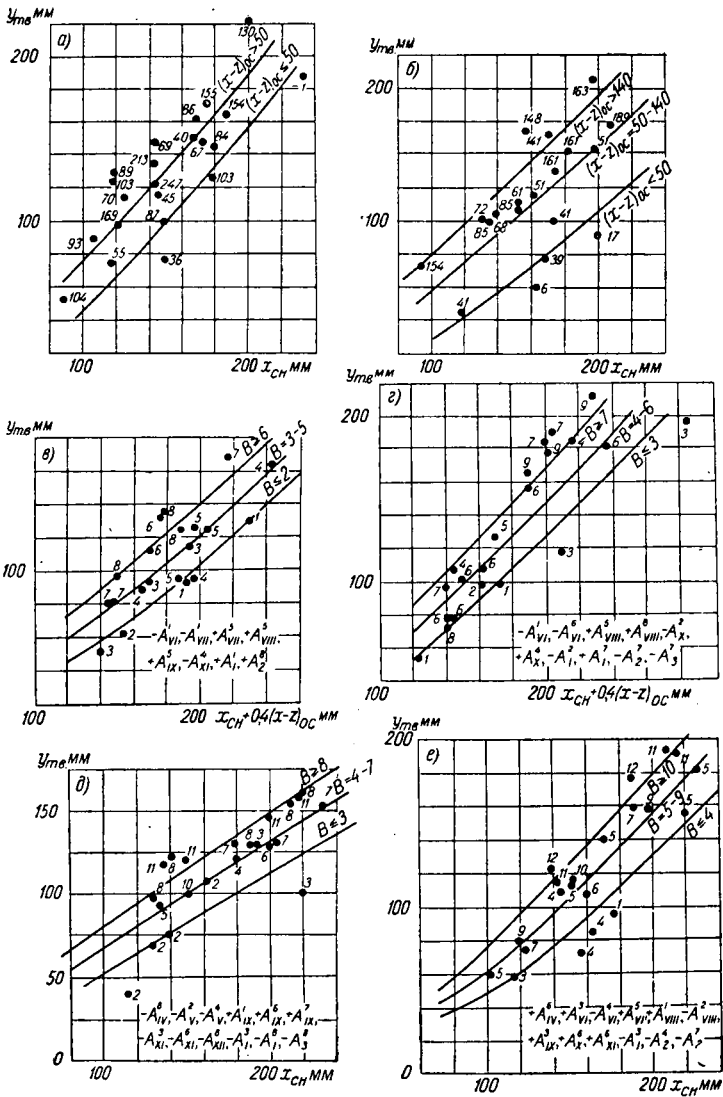


Рис. 19. Примеры зависимостей для долгосрочного прогноза объема стока талых вод ($Y_{тв}$).

а — р. Юг — д. Гаврино, б — р. Вага — д. Филяевская, в — р. Сухона — д. Каликино, г — р. Устья — с. Шангалы, д — р. Вычегда — г. Сыктывкар, е — р. Пинига — с. Кулогоры.

Методика долгосрочного прогноза объема дождевого стока на спаде весеннего половодья в настоящее время отсутствует. Не задаваясь целью создания такой методики, для рек бассейна Северной Двины сделана попытка получения прогностических зависимостей на основе использования синоптико-климатологического метода ГГО.

Основанием для применения этого метода с целью прогноза дождевого стока в период спада половодья, время наступления которого несколько меняется по годам, могут служить обычно достаточно четко выраженные связи дождевого стока этого периода с его величиной за календарные 1—2 месяца (май—для одних рек и май—июнь—для других).

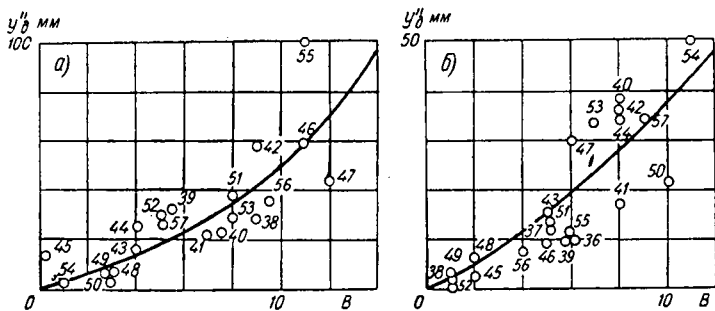


Рис. 20. Зависимость дождевого стока на спаде половодья от метеосиноптических характеристик 12 предшествующих месяцев (B — показатель степени аналогичности) для р. Сухоны — д. Каликино (а) и р. Вычегды — г. Сыктывкар (б).

Прогностические признаки:

- для р. Сухоны $+A^3_{VII}, -A^6_{VIII}, +A^3_{IX}, +A^3_{IX}, -A^7_{X}, -A^6_{XI}, +A^7_{XI}, +A_2^1, -A_2^2, -A_2^3, -A_2^4$;
 для р. Вычегды $-A^7_{IV}, +A^6_{VI}, +A^3_{VIII}, -A^4_{VIII}, +A^2_{X}, -A^1_{XI}, -A^6_{XI}, -A^5_{XII}, +A_2^3, -A_2^2, -A_2^4$.

Установление прогностических признаков и показателя степени аналогичности (балла B) произведено подобно тому, как это было сделано при прогнозе дождевого стока, формирующегося в период снеготаяния (см. выше). Зависимости $y_d'' = f(B)$, полученные в качестве примера для четырех рек (Вычегды, Сухоны, Юга, Пинеги), не отличаются большой точностью. Вместе с тем они дают существенный выигрыш по сравнению с прогнозом по норме. При природной обеспеченности около 50% обеспеченность зависимостей составляет 80—85%. Примеры полученных зависимостей приведены на рис. 20.

Долгосрочный прогноз объема весеннего стока Северной Двины. Предсказание весеннего стока крупных рек представляет собой сложную задачу, поскольку в пределах их водосборов, достигающих сотен тысяч квадратных километров, условия снегонакопления, увлажнения в предзимний период и выпадения жидких осадков весной характеризуются большим разнообразием. В значительной мере по этой причине непосредственная связь стока этих рек с основными определяющими факторами, сильно осредненными по площади, не всегда выражена четко. Ввиду этого при достаточной гидрометрической изученности бассейна прогнозы весеннего стока больших рек нередко производятся по данным об ожидаемой величине стока их крупных притоков,

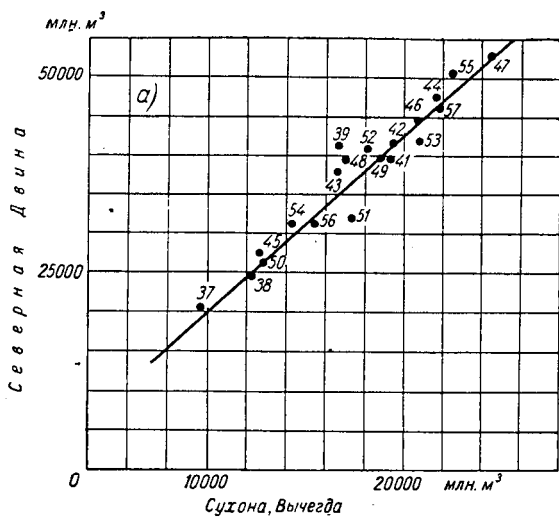


Рис. 21а. Зависимость объема стока за период половодья р. Северной Двины у д. Абрамково от суммарного объема стока рек Сухоны у д. Каликино и Вычегды у г. Сыктывкара (цифры у точек — годы).

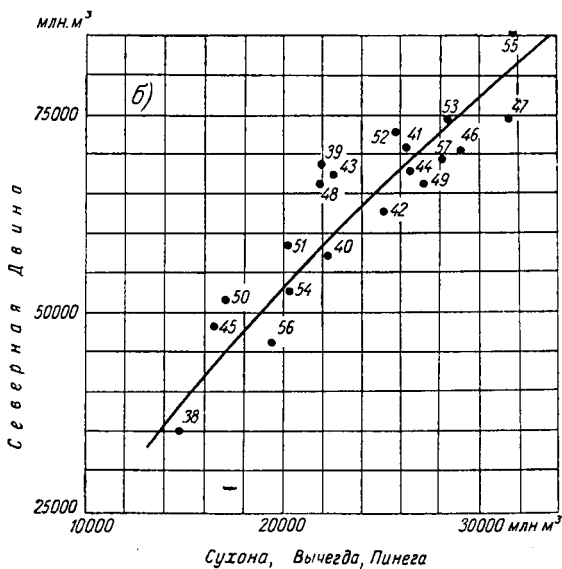


Рис. 21б. Зависимость объема стока за период половодья р. Северной Двины у с. Усть-Пинеги от суммарного объема стока рек Сухоны у д. Каликино, Вычегды у г. Сыктывкара и Пинеги у с. Кулогоры.

устанавливаемой по связи с гидрометеорологическими факторами предшествующего периода.

Проработки с целью прогноза объема стока за половодье р. Северной Двины выполнены для замыкающих створов Абрамково и Усть-Пинеги, водосборная площадь выше которых равна соответственно 223 и 350 тыс. км².

Сток Северной Двины в пункте Абрамково определяется главным образом водностью рек Сухоны и Вычегды, а в створе Усть-Пинега, — кроме того, и величиной стока р. Пинеги. Зависимости весеннего стока Северной Двины в этих двух пунктах от суммарного стока за половодье указанных рек являются весьма тесными (обеспеченность 95%), несмотря на неполный учет боковой приточности (рис. 21). Общая водосборная площадь, замыкаемая створами Каликино (на р. Сухоне) и Сыктывкар (на р. Вычегде), составляет 53% от всей площади бассейна Северной Двины до Абрамково. Для пункта Усть-Пинега освещаемая стоковыми наблюдениями площадь (водосборы рек Сухоны, Вычегды и, помимо того, р. Пинеги до створа Кулогоры) равна 43%.

При использовании полученных зависимостей для прогноза стока р. Северной Двины у Абрамково и Усть-Пинеги необходимо иметь данные об ожидаемой величине полного объема стока за половодье ее притоков, включающего, помимо стока талых вод, также дождевой сток на спаде половодья и сток глубоких подземных вод. Последние при прогнозе могут быть приняты равными норме. В этом случае обеспеченность поверочных прогнозов объема стока за половодье р. Северной Двины составляет 75—76%, а величина отношения $\frac{s}{\sigma}$ для пункта Абрамково — 0,62 и для пункта Усть-Пинеги — 0,73¹. Существенное увеличение точности прогноза может быть достигнуто при предсказании ожидаемой величины бокового притока с учетом синоптического показателя его дождевой составляющей.

Прогнозы на основе данных об ожидаемой водности притоков являются эффективными, особенно для пункта Абрамково, поскольку природная обеспеченность весеннего стока Северной Двины невелика (около 60%). Несмотря на относительно небольшую точность прогноза с помощью полученных зависимостей, все же они дают более удовлетворительные результаты по сравнению со связями весеннего стока Северной Двины непосредственно со средней величиной снеготаяния и характеристикой осеннего увлажнения водосбора. Обеспеченность этих связей для пунктов Абрамково и Усть-Пинеги составляет соответственно 76 и 64%, а величина отношения $\frac{s}{\sigma}$ равна 0,88 и 0,94.

IV. ДОЛГОСРОЧНЫЕ ПРОГНОЗЫ МАКСИМАЛЬНЫХ РАСХОДОВ (УРОВНЕЙ) ВЕСЕННЕГО ПОЛОВОДЬЯ

Зависимости максимальных расходов половодья от гидрометеорологических факторов осенне-зимнего периода и использование их для долгосрочного прогноза максимума весеннего половодья.

В настоящее время в основе долгосрочного прогноза максимума половодья лежат зависимости максимальных расходов от объема весеннего стока или от определяющих его факторов.

¹ При подсчете $\frac{s}{\sigma}$ величина среднеквадратического отклонения σ определена за весь период наблюдений над стоком, а среднеквадратическая ошибка s — за 1936—1957 гг., данные по которым использованы при построении прогностических зависимостей.

Как известно, связь максимума с объемом стока за половодье наиболее тесная для степных и лесостепных районов, на реках которых весной обычно формируются стройные одновершинные половодья. В условиях рассматриваемой территории такого рода зависимости выражены недостаточно четко, во-первых, из-за значительного участия в формировании весеннего половодья жидких осадков, влияющих на объем стока, но мало сказывающихся при этом на величине максимума половодья, и, во-вторых, вследствие большой неравномерности процесса снеготаяния, обуславливающей прохождение половодья нередко в виде сложной многопиковой волны стока (особенно на малых реках). Вследствие первой из указанных причин наименее удовлетворительной является связь максимальных расходов с полным объемом весеннего стока, включающим также дождевой сток на спаде половодья. Значительно более высокими коэффициентами корреляции характеризуются связи максимальных расходов с величиной снегового и дождевого стока, формирующегося во время снеготаяния (сток талых вод). Как правило, наиболее тесными являются зависимости максимальных расходов просто от объема снегового стока за период половодья. Коэффициент корреляции этих связей составляет в среднем около 0,80, при его значении для отдельных рек от 0,70 до 0,90.

Зависимости максимальных расходов от объема стока несколько лучше выражены для крупных рек, поскольку из-за большей регулирующей способности их водосборов влияние неравномерности снеготаяния (во времени) на режим стока в период половодья в значительной мере сглаживается.

Применение зависимостей $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}})$ для долгосрочного прогноза максимальных расходов воды сопряжено с необходимостью предвычисления объема снегового стока по данным о гидрометеорологических условиях осенне-зимнего периода. Для этой цели удобнее пользоваться зависимостями максимальных расходов непосредственно от факторов, определяющих размеры снегового стока, т. е. от снегозапасов и показателя осеннего увлажнения. Такие зависимости построены для ряда рек бассейна Северной Двины в двух вариантах: в виде семейства кривых

$$Q_{\max} = f [x_{\text{сн}}, (x - z)_{\text{ос}}]$$

[третья переменная $(x - z)_{\text{ос}}$ — осеннее увлажнение] и в виде одной кривой

$$Q_{\max} = f [x_{\text{сн}} + 0,4(x - z)_{\text{ос}}],$$

аргумент которой представляет собой сумму максимальных снегозапасов и осенних осадков за вычетом испарения, взятых с определенным весом (рис. 22). По существу, эти зависимости аналогичны ранее рассмотренным зависимостям для прогноза объема стока талых вод (см. раздел III).

Судя по данным поверочных прогнозов (табл. 17), предсказание максимальных расходов половодья на основе учета гидрометеорологических условий предшествующего осенне-зимнего периода не всегда дает достаточно удовлетворительные результаты. Для большинства рек полученные прогностические зависимости в соответствии с новым проектом оценки прогнозов относятся к разряду слабых ($\frac{s}{\sigma} = 0,55 - 0,75$). Обеспеченность непревышения допустимой ошибки, равной 20% амплитуды прогнозируемой величины, составляет для разных рек от 70 до 90%.

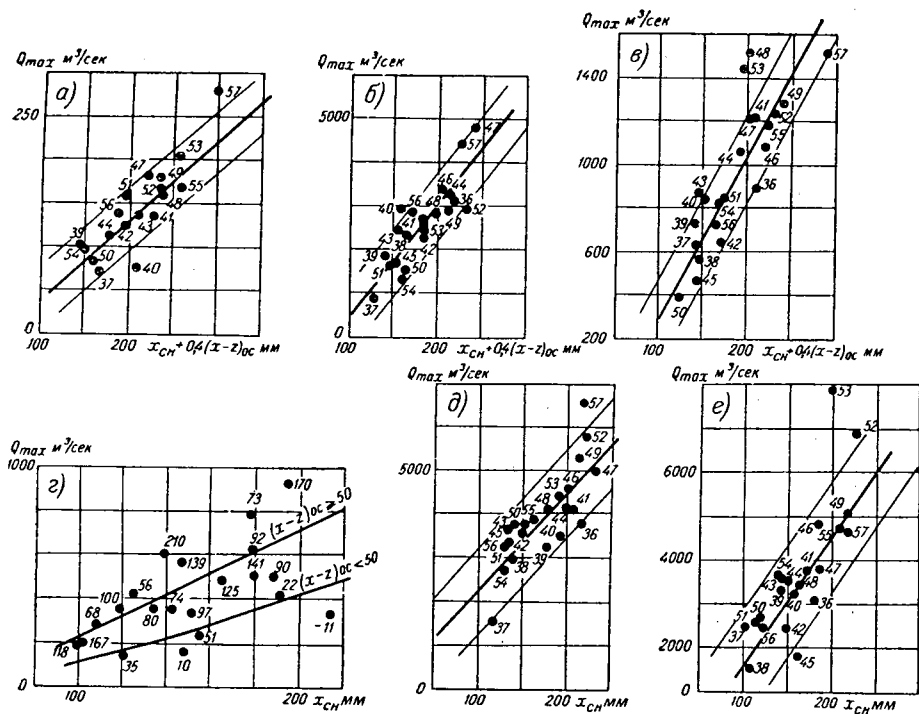


Рис. 22. Зависимости максимальных расходов половодья от максимальных снеговзапасов x_{CH} и осеннего увлажнения $(x-z)_{oc}$.

а — р. Кубена — с. Троице-Енальское, б — р. Юг — д. Гаврино, в — р. Устья — с. Шангалы, г — р. Кокшеньга — д. Моисеевская, д — р. Вычегда — г. Сыктывкар, е — р. Пинега — с. Кулогоры.

(Цифры у точек означают: на графиках а, б, в, д, е — годы, на графике г — характеристика осеннего увлажнения.)

Результаты поверочных прогнозов максимальных расходов половодья по данным о максимальных снегозапасах и осеннем увлажнении

Река — пункт	Число лет	Амплитуда колебаний (А) Q_{\max} м ³ /сек.	Среднее квадратическое отклонение Q_{\max} м ³ /сек.	Природная обеспеченность (при допустимой ошибке 0,2А), %	$Q_{\max} = f [x_{\text{сн}}, (x - z)_{\text{ос}}]$			$Q_{\max} = f [x_{\text{сн}} + 0,4 (x - z)_{\text{ос}}]$		
					$\frac{s}{\sigma}$	$\rho = \sqrt{1 - \frac{s^2}{\sigma^2}}$	обеспеченность (при допустимой ошибке 0,2А), %	$\frac{s}{\sigma}$	$\rho = \sqrt{1 - \frac{s^2}{\sigma^2}}$	обеспеченность (при допустимой ошибке 0,2А), %
Сухона — д. Каликино	20	4650	1090	70	0,60	0,80	90	0,71	0,71	80
Кубена — с. Троице-Енальское	18	208	50	61	0,49	0,87	94	0,55	0,83	89
Юг — с. Подосиновец	22	2210	513	64	0,52	0,85	91	0,62	0,79	86
Юг — д. Гаврино	22	3910	907	68	0,59	0,80	86	0,57	0,82	91
Вага — д. Филяевская	20	1690	413	50	0,59	0,80	80	0,63	0,77	80
Устья — с. Шангалы	22	1110	324	32	0,62	0,79	73	0,58	0,81	82
Кокшеньга — д. Моисеевская	21	789	200	57	0,60	0,80	81	0,74	0,68	71
Вычегда — с. Усть-Кулом ¹	22	2020	487	55	0,72	0,69	77			
Вычегда — г. Сыктывкар ¹	22	4990	1050	73	0,62	0,79	86			
Нем — с. Краснояр ¹	22	342	91	59	0,80	0,59	68			
Вымь — с. Весляна ¹	22	2640	676	59	0,72	0,69	82			
Пинега — с. Кулогоры ¹	22	6410	1500	77	0,69	0,72	86			
Юла — д. Каренжиха ¹	20	692	173	55	0,74	0,67	80			

¹ Для рек бассейнов Вычегды и Пинеги при прогнозе максимальных расходов, так же как и слоя весеннего стока (см. раздел III), использованы данные только о максимальных снегозапасах, поскольку учет характеристики осеннего увлажнения не улучшает прогностические зависимости для этих рек.

Анализ полученных зависимостей показывает, что для отдельных рек погрешности прогноза максимальных расходов в значительной мере обусловлены неточностью оценки факторов, определяющих объем снегового стока. Из рассмотренных 11 рек это касается в основном р. Вычегды и ее притока — р. Нема. Если судить по тесноте связи максимальных расходов с объемом снегового стока, то для указанных двух рек при достаточно точном учете снегозапасов, а также условий потерь талых вод обеспеченность прогностических зависимостей может повыситься с 70—80 до 85—90%, а величина отношения $\frac{S}{\sigma}$ снизиться соответственно с 0,80—0,60 до 0,50—0,40.

Однако во многих случаях улучшение прогностических зависимостей может быть достигнуто лишь в результате дополнительного введения в них характеристик текущего весеннего сезона, определяющих формирование разных по величине максимальных расходов при одном и том же значении объема стока. Учет особенностей весенних процессов имеет существенное значение для рек рассматриваемой территории, поскольку при одинаковом объеме снегового стока максимальные расходы в отдельные годы отличаются в 2—3 раза. Решение этой задачи возможно путем анализа связи максимального стока с условиями снеготаяния и выявления синоптических характеристик предшествующего периода, являющихся показателем особенностей формирования максимума половодья в данную конкретную весну.

Зависимость максимального стока от характеристик снеготаяния

Максимальный сток и интенсивность снеготаяния.¹ Снеготаяние и водоотдача из снега представляют собой начальный этап процесса формирования весеннего стока. Последующими звеньями этого процесса являются стекание воды с водосбора и продвижение паводочной волны по речным руслам.

Анализ режима весеннего стока и хода снеготаяния приводит к выводу, что для формирования максимальных расходов на небольших реках рассматриваемой территории наибольшее значение имеет интенсивность снеготаяния. Последнее прежде всего подтверждается наличием, как правило, хорошей связи между датой прохождения максимума расхода половодья на реках и временем наступления максимума интенсивности таяния снега на их водосборах. В зависимости от размеров речных бассейнов сдвигка в этих датах составляет от 1—2 до 4—5 дней и более (рис. 23). Лишь в отдельные, редкие годы, когда наибольший суточный слой снеготаяния наблюдается в самом начале периода водоотдачи, формирование максимального расхода оказывается связанным со вторичным максимумом снеготаяния, несколько уступающим по величине основному. Этим случаям на приведенном графике соответствуют точки, резко отклоняющиеся вправо от линии связи.

Зависимость наибольших расходов весеннего половодья от максимальной интенсивности снеготаяния выражена достаточно отчетливо. Самые высокие значения максимального стока за период 1936—1957 гг. наблюдались в вёсны с суточными слоями снеготаяния, достигавшими 20—25 мм и более (1957 г.). В вёсны с низкими половодьями

¹ Фактически рассматривается связь максимального стока с интенсивностью водоотдачи, характеризуемой суточными значениями приведенного слоя снеготаяния за период водоотдачи, сложенного с суточной суммой жидких осадков (см. раздел «Снежный покров»).

наибольшая интенсивность снеготаяния составляла всего лишь 5—10 мм/сутки (1937, 1954 гг.). Зависимости $Q_{\max} = f(i)$ (рис. 24) построены для р. Кубены — с. Троице-Енальского ($F = 1170 \text{ км}^2$), р. Ваги — д. Филяевской ($F = 13\,200 \text{ км}^2$), р. Юга — с. Подосиновца ($F = 15\,300 \text{ км}^2$), р. Выми — с. Весляны ($F = 19\,800 \text{ км}^2$). Учитывая, что с увеличением площади водосбора влияние неравномерности снеготаяния на сток несколько сглаживается, в качестве аргумента зависимостей для указанных рек принято наибольшее из средних значений слоя талых вод соответственно за 2, 3 и 5 дней (2 дня — для р. Кубены,

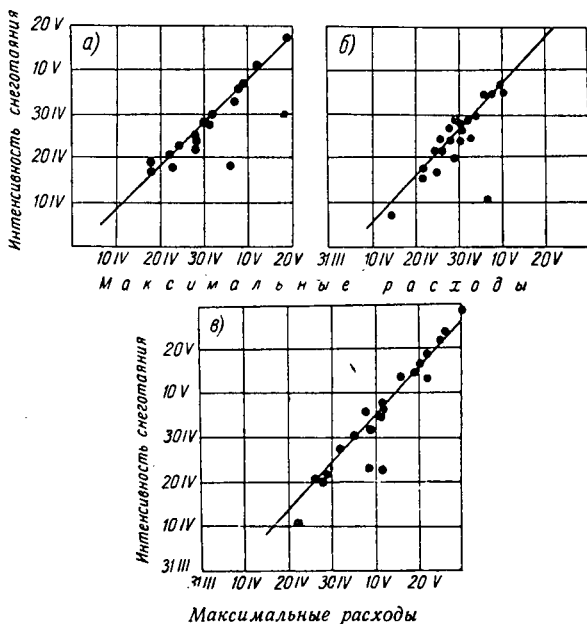


Рис. 23. Соотношение дат прохождения максимальных расходов воды на реках и наступления максимумов интенсивности снеготаяния на водосборах.

а — р. Кубена — с. Троице-Енальское, б — р. Юга — с. Подосиновец, в — р. Вымя — с. Весляна.

3 дня — для рек Ваги и Юга, 5 дней — для р. Выми)¹. Такое осреднение целесообразно еще и потому, что на средней за несколько суток величине слоя талых вод погрешности расчета снеготаяния меньше отражаются, чем на суточных величинах слоя.

На характер рассматриваемых зависимостей оказывают влияние неодинаковые в разные годы условия потерь талых вод. Несколько более тесными становятся зависимости при введении в аргумент поправки, равной среднему коэффициенту стока за половинье каждого данного года. Разброс точек на полученных зависимостях, частично обусловленный недостаточной точностью исходных данных, объясняется также неучетом при их построении факторов регулирования

¹ Продолжительность периода, за который осреднялись значения интенсивности снеготаяния, примерно соответствует времени добегаания стока до замыкающего створа (скорость добегаания для указанных рек составляет от 50 до 90 км/сутки).

талых вод речным водосбором и закономерностей перемещения воды по руслам. Однако, судя по отклонениям точек от кривых, влияние этих факторов на максимальные расходы половодья небольших рек существенно меньше, чем интенсивности снеготаяния.

Следует отметить, что в основном из-за регулирования талых вод бассейном связь расходов воды на подъеме и спаде половодья с интенсивностью снеготаяния неоднозначна. Как правило, при той же интенсивности снеготаяния величина расхода воды в конце периода водоотдачи значительно больше, чем в начале периода, вследствие дополнительного поступления в речную сеть ранее зарегулированных бассейном талых вод.

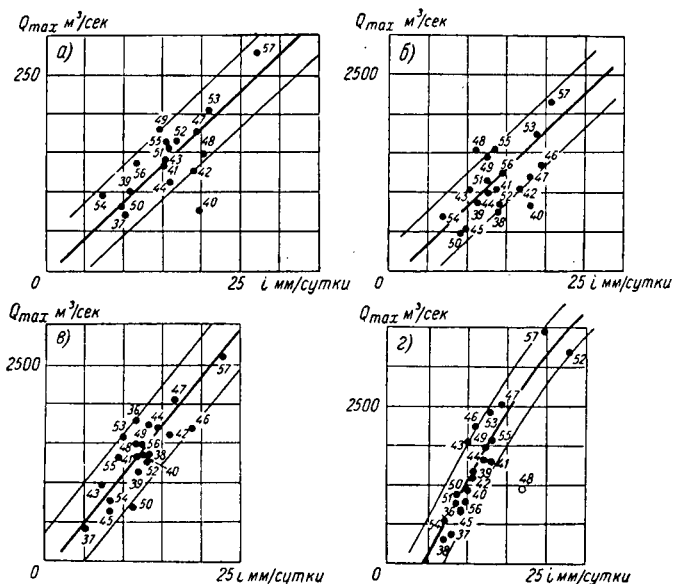


Рис. 24. Зависимости максимальных расходов воды от наибольшей интенсивности снеготаяния (средней за несколько дней, см. табл. 18). а — р. Кубена — с. Троице-Енальское, б — р. Вага — д. Филиевская, в — р. Юг — с. Подосиновец, г — р. Вызьма — с. Бесляна.

Однозначный характер рассматриваемых зависимостей для максимальных расходов воды объясняется тем, что почти ежегодно наибольшая интенсивность снеготаяния наблюдается в середине или в конце периода водоотдачи, т. е. при максимальной или близкой к ней величине влагозапасов в бассейне и, следовательно, при сравнимых по годам условиях стока на водосборе.

Дружность половодья и дружность процесса снеготаяния. Полученные зависимости максимальных расходов воды от наибольшей интенсивности снеготаяния, а также установленные ранее характеристики дружности процесса таяния снега позволяют подойти к выяснению факторов, обуславливающих формирование разных по величине максимумов половодья при одной и той же величине максимальных снегозапасов или объема стока.

Обычно при рассмотрении связи максимальных расходов с объемом стока или просто с величиной снегозапасов наличие на зависимости

Исходные данные для построения зависимостей максимальных расходов половодья от наибольшей интенсивности снеготаяния (с учетом жидких осадков) за период водоотдачи

Год	р. Кубена — с. Троице-Енальское				р. Вага — д. Филяевская				р. Юг — с. Подосиновец				р. Вынь — с. Весляна			
	максимальный расход Q_{\max} м ³ /сек.	наибольшая интенсивность снеготаяния (средняя за 2 дня) i мм/сутки	коэффициент стока η	$i \eta$	максимальный расход Q_{\max} м ³ /сек.	наибольшая интенсивность снеготаяния (средняя за 3 дня) i мм/сутки	коэффициент стока η	$i \eta$	максимальный расход Q_{\max} м ³ /сек.	наибольшая интенсивность снеготаяния (средняя за 3 дня) i мм/сутки	коэффициент стока η	$i \eta$	максимальный расход Q_{\max} м ³ /сек.	наибольшая интенсивность снеготаяния (средняя за 5 дней) i мм/сутки	коэффициент стока η	$i \eta$
1936	—	—	—	—	—	—	—	—	1820	11,6	0,65	7,6	1200	9,1	0,61	5,6
1937	72,6	10,3	0,54	5,6	—	—	—	—	432	5,2	0,47	2,4	877	8,0	0,55	4,4
1938	—	—	—	—	761	13,9	0,54	7,5	1370	13,2	0,51	6,7	806	7,2	0,45	3,2
1939	101	10,7	0,70	7,5	869	10,9	0,64	7,0	1170	12,1	0,44	5,3	1690	10,7	0,60	6,4
1940	77,1	19,8	0,36	7,1	783	18,0	0,49	8,8	1380	12,4	0,67	8,3	1440	9,8	0,59	5,8
1941	135	15,0	0,72	10,8	1060	13,6	0,72	9,8	1340	11,9	0,59	7,0	1810	13,0	0,56	7,3
1942	126	18,9	0,67	12,6	1050	16,4	0,63	10,3	1620	15,7	0,57	9,0	1610	10,6	0,65	6,9
1943	137	15,0	0,72	10,8	1030	9,7	0,65	6,3	990	7,3	0,63	4,6	2070	10,0	0,74	7,6
1944	114	16,3	0,57	9,3	990	12,6	0,66	8,3	1710	14,3	0,71	10,1	1810	12,3	0,63	7,7
1945	—	—	—	—	502	9,7	0,39	3,8	609	8,4	0,42	3,5	1200	9,2	0,57	5,2
1946	—	—	—	—	1340	19,4	0,81	15,0	1690	18,8	0,74	13,9	2270	10,8	0,69	7,5
1947	181	18,9	0,70	13,2	1200	17,9	0,69	12,3	2100	16,8	0,80	13,5	2530	14,3	0,62	8,9
1948	161	20,1	0,72	14,5	1550	10,9	0,91	9,9	1460	11,6	0,63	7,3	1430	17,3	0,45	7,8
1949	182	14,2	0,78	11,1	1450	12,5	0,64	8,0	1760	13,1	0,68	8,9	1930	11,9	0,64	7,6
1950	82,8	9,8	0,48	4,7	437	9,4	0,42	3,9	684	11,4	0,40	4,6	1390	8,5	0,65	5,5
1951	159	15,6	0,76	11,8	1120	12,4	0,64	7,9	681	—	—	—	1340	8,5	0,60	5,1
1952	166	16,4	0,58	9,5	812	14,3	0,45	6,4	1300	12,9	0,53	6,8	3210	23,2	0,66	15,3
1953	205	20,8	0,68	14,1	1740	18,5	0,67	12,8	1620	9,8	0,84	8,2	2430	12,9	0,63	8,1
1954	98,6	7,1	0,73	5,2	699	6,8	0,69	4,7	780	8,4	0,64	5,4	1050	7,3	0,54	3,9
1955	168	15,3	0,85	13,0	1560	13,3	0,82	10,9	1340	9,4	0,85	8,0	2080	13,1	0,63	8,3
1956	139	11,6	0,71	8,2	1234	14,0	0,68	9,5	1460	12,1	0,69	8,3	1270	9,5	0,54	5,1
1957	281	26,8	0,65	17,4	2130	20,4	0,71	14,5	2640	22,6	0,76	17,2	3450	20,0	0,54	10,8

сильно отклоняющихся точек объясняют различной дружностью половодья, которая количественно оценивается рядом авторов величиной отношения максимального расхода к объему стока [26, 44]. Большим значениям этого отношения соответствуют точки, отклоняющиеся вверх от кривой $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}})$ ($y_{\text{сн}}$ — объем снегового стока), малым значениям — точки, расположенные ниже средней линии связи. До последнего времени вопрос о факторах, приводящих к большой или малой дружности половодья, является недостаточно ясным, что весьма

ограничивает возможности уточнения зависимостей, используемых для долгосрочного прогноза максимальных расходов.

Как уже указывалось, в настоящее время в основе долгосрочного прогноза максимума половодья лежит усредненная зависимость максимальных расходов от объема весеннего стока или от определяющих его факторов, в частности от снегозапасов к началу таяния снежного покрова. Вместе с тем основным фактором, непосредственно влияющим на величину максимального расхода половодья на малых реках, является наибольшая интенсивность снеготаяния (точнее, интенсивность притока талых вод в речную сеть), а не максимальные снегозапасы или объем стока за половодье. Наличие отчетливо выраженных зависи-

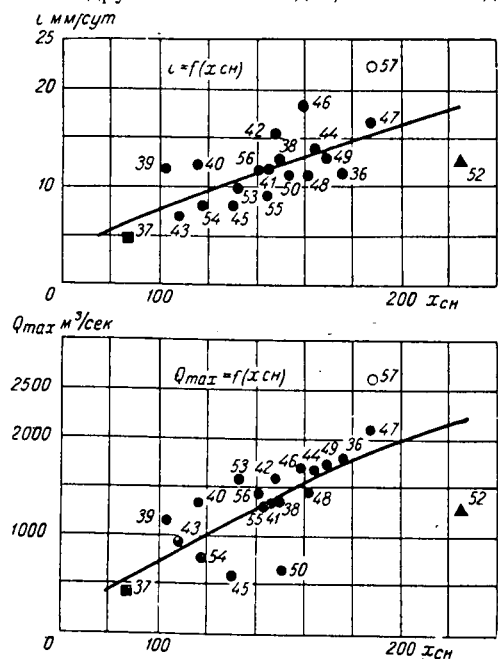


Рис. 25. Зависимости наибольшей интенсивности снеготаяния (средней за три дня) и максимальных расходов половодья от величины максимальных снегозапасов (р. Юг — с. Подосиновец).

симостей $Q_{\max} = f(x_{\text{сн}})$ или $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}})$ может быть объяснено тем, что между самой интенсивностью снеготаяния и величиной снегозапасов существует определенная связь, выражающаяся в том, что каждой величине снегозапасов соответствует свое наиболее вероятное значение интенсивности снеготаяния (см. раздел «Снежный покров»). Следовательно, аргументом зависимостей $Q_{\max} = f(x_{\text{сн}})$ или $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}})$ отражается не что иное, как величина максимума интенсивности снеготаяния, но не фактического в данную конкретную весну, а наиболее вероятного его значения при той или другой величине максимальных снегозапасов. Соответственно отклонения точек от этих зависимостей, свидетельствующие о неодинаковой степени дружности половодья, являются результатом главным образом несовпадения фактической интенсивности снеготаяния с ее нормальным значением, или, другими словами, представляют собой следствие различной дружности процесса схода снега. Эти положения становятся очевидными при сопоставлении зависимостей $Q_{\max} = f(x_{\text{сн}})$ и $i = f(x_{\text{сн}})$ (рис. 25). Эти зависимости по

своему характеру в значительной мере аналогичны. Определенному значению снегов запасов соответствует на одной кривой наиболее вероятная величина максимального расхода воды, а на другой — наиболее вероятное значение интенсивности снеготаяния. Отклонения фактического расхода от средней линии связи большей частью отражают отклонения фактической интенсивности снеготаяния от нормального ее значения при данных снегов запасах. Отсутствие полной аналогии в отклонениях точек от кривых $Q_{\max} = f(x_{\text{сн}})$ и $i = f(x_{\text{сн}})$ обусловлено, с одной стороны, недостаточной точностью данных об интенсивности снеготаяния, а с другой — учетом влияния на величину максимальных расходов воды условий потерь стока. Последнее особенно сказалося на максимумах 1945 и 1950 гг., занимающих несоответственно низкое положение по отношению к средней линии связи.

В более четком виде связь между дружностью половодья, оцениваемой величиной отношения максимального расхода к объему снегов сточа $\frac{Q_{\max}}{u_{\text{сн}}}$, и дружностью снеготаяния $K = \frac{i}{i_0}$ (табл. 19) прослеживается при непосредственном сопоставлении их характеристик (рис. 26 I) ¹.

Таким образом, основным фактором, определяющим дружность половодья, а тем самым и неодинаковые размеры максимальных расходов воды при одной и той же величине объема стока, является отклонение фактической наибольшей интенсивности снеготаяния от ее нормального значения при данных снегов запасах. В этой связи следует отметить, что неудачные результаты производящихся иногда попыток уточнения зависимости максимальных расходов от объема стока обусловлены в основном тем, что в качестве третьей переменной в нее вводился показатель интенсивности снеготаяния, а не дружности этого процесса.

Коэффициенты дружности снеготаяния, характеризуемые отклонением фактической интенсивности снеготаяния в данную конкретную весну от ее нормального значения, не только объясняют разброс точек на зависимости $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}})$, но и позволяют, кроме того, произвести уточнение самой средней линии связи, при проведении которой нередко допускается большая субъективность, особенно при наличии коротких рядов наблюдений над стоком. Средняя линия связи $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}})$, соответствующая наиболее вероятным значениям максимальных расходов воды при разных объемах стока, отражает случаи формирования максимального стока при наибольшей интенсивности снеготаяния i , равной ее нормальному значению i_0 , т. е. при коэффициентах дружности снеготаяния $K = \frac{i}{i_0} = 1$. Определение значений i_0 с помощью обобщенной по территории зависимости $i = f(x_{\text{сн}})$ (см. рис. 11) обеспечивает

¹ При вычислении характеристики дружности половодья учитывался только объем снегов сточа исходя из соображений, что значения $\frac{Q_{\max}}{u_{\text{сн}}}$ более тесно связаны с особенностями погоды в период снеготаяния (температурой воздуха и режимом осадков), чем величины этого показателя, рассчитанные как отношение максимальных расходов к полному объему стока за половодье. (Данные для вычисления $\frac{Q_{\max}}{u_{\text{сн}}}$ приводятся в приложении.) Необходимые для расчета коэффициентов $K = \frac{i}{i_0}$ значения i_0 устанавливались с помощью обобщенных по территории зависимостей $i = f(x_{\text{сн}})$. Поскольку для четырех рассматриваемых рек значения i вычислялись за разные периоды (в среднем за 2, 3 и 5 дней, см табл. 19), для определения i_0 соответственно были построены три кривые $i = f(x_{\text{сн}})$.

довольно объективную оценку коэффициентов дружности снеготаяния для каждого отдельного водосбора, а тем самым и достаточно надежное проведение осредненной зависимости $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}})$ даже при наличии короткого ряда наблюдений над стоком.

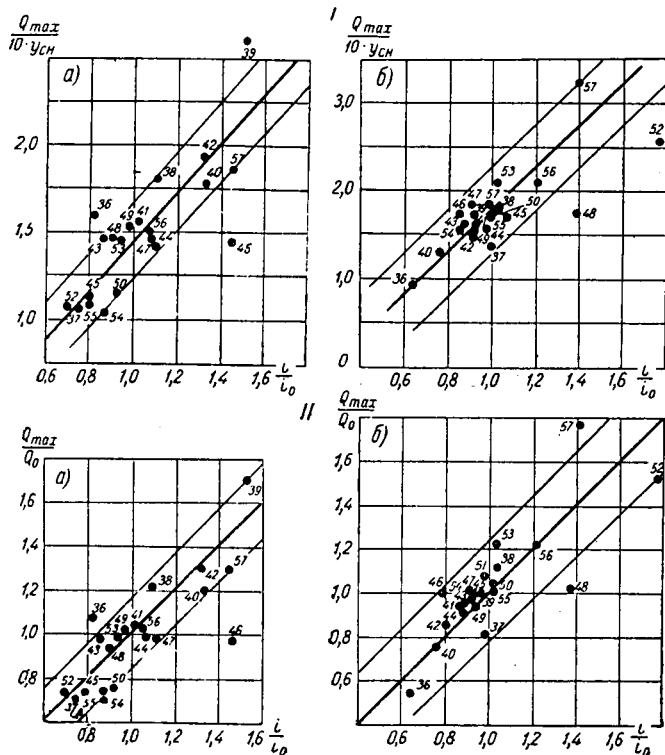


Рис. 26. Графики связи характеристик дружности половодья и дружности снеготаяния для р. Юг—с. Подосиновец (а) и р. Вызь—с. Весляна (б).

$$I - \frac{Q_{\max}}{y_{\text{сн}}} = f\left(\frac{l}{l_0}\right), \quad II - \frac{Q_{\max}}{Q_0} = f\left(\frac{l}{l_0}\right).$$

Полученные для четырех рек зависимости $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}}, \frac{l}{l_0})$ приведены на рис. 27. За счет введения в них в качестве третьей переменной коэффициента дружности снеготаяния связь максимальных расходов с объемом стока стала более тесной (для трех рек величина отношения $\frac{s}{\sigma}$ снизилась с 0,50—0,70 до 0,34—0,38).

В заключение следует еще раз остановиться на вопросе о количественном выражении дружности половодья. Как уже указывалось, в качестве показателя дружности половодья в настоящее время принимается отношение максимального расхода к объему весеннего стока. Поскольку максимальный сток зависит от площади водосбора, отноше-

Коэффициент дружности снеготаяния

Год	р. Кубена — с. Троице-Енальское			р. Вага — д. Филяевская			р. Юг — с. Подосиновец			р. Вымь — с. Весляна		
	наибольшая интенсивность снеготаяния (средняя за 2 дня) i мм/сутки	нормальное значение интенсивности снеготаяния (средней за 2 дня) при данных снеготаяниях i_0 мм/сутки	коэффициент дружности снеготаяния $\frac{i}{i_0}$	наибольшая интенсивность снеготаяния (средняя за 3 дня) i мм/сутки	нормальное значение интенсивности снеготаяния (средней за 3 дня) при данных снеготаяниях i_0 мм/сутки	коэффициент дружности снеготаяния $\frac{i}{i_0}$	наибольшая интенсивность снеготаяния (средняя за 3 дня) i мм/сутки	нормальное значение интенсивности снеготаяния (средней за 3 дня) при данных снеготаяниях i_0 мм/сутки	коэффициент дружности снеготаяния $\frac{i}{i_0}$	наибольшая интенсивность снеготаяния (средняя за 5 дней) i мм/сутки	нормальное значение интенсивности снеготаяния (средней за 5 дней) при данных снеготаяниях i_0 мм/сутки	коэффициент дружности снеготаяния $\frac{i}{i_0}$
1936	—	—	—	—	—	—	11,6	14,3	0,81	9,1	14,2	0,64
1937	10,3	10,7	0,96	—	—	—	5,2	6,9	0,75	8,0	8,1	0,99
1938	—	—	—	13,9	14,0	0,99	13,2	12,0	1,10	7,2	7,0	1,03
1939	10,7	11,2	0,96	10,9	10,9	1,00	12,1	8,0	1,51	10,7	11,7	0,91
1940	19,8	16,0	1,24	18,0	13,5	1,33	12,4	9,3	1,33	9,8	12,9	0,76
1941	15,0	16,1	0,93	13,6	15,9	0,86	11,9	11,6	1,02	13,0	13,6	0,96
1942	18,9	13,5	1,40	16,4	12,8	1,28	15,7	11,9	1,32	10,6	11,6	0,91
1943	15,0	14,4	1,04	9,7	10,6	0,92	7,3	8,6	0,85	10,0	11,7	0,88
1944	16,3	11,8	1,38	12,6	12,0	1,05	14,3	13,3	1,07	12,3	12,5	0,98
1945	—	—	—	9,7	13,0	0,75	8,4	10,6	0,79	9,2	8,7	1,06
1946	—	—	—	19,4	13,5	1,44	18,8	12,9	1,46	10,8	12,7	0,85
1947	18,9	15,9	1,19	17,9	14,5	1,24	16,8	15,3	1,10	14,3	15,8	0,91
1948	20,1	17,0	1,18	10,9	12,2	0,90	11,6	13,0	0,90	17,3	12,5	1,38
1949	14,2	16,4	0,87	12,5	15,6	0,80	13,1	13,5	0,97	11,9	12,6	0,94
1950	9,8	10,2	0,96	9,4	9,3	1,01	11,4	12,3	0,93	8,5	8,4	1,01
1951	15,6	13,3	1,17	12,4	12,0	1,03	—	—	—	8,5	8,7	0,98
1952	16,4	18,8	0,88	14,3	16,1	0,89	12,9	18,5	0,70	23,2	13,0	1,78
1953	20,8	18,6	1,12	18,5	13,9	1,33	9,8	10,5	0,93	12,9	12,6	1,02
1954	7,1	8,9	0,80	6,8	7,2	0,95	8,4	9,5	0,88	7,3	8,5	0,86
1955	15,3	18,6	0,82	13,3	15,7	0,85	9,4	11,7	0,88	13,1	13,0	1,01
1956	11,6	13,2	0,89	14,0	10,3	1,36	12,1	11,3	1,07	9,5	7,9	1,20
1957	26,8	20,6	1,30	20,4	16,6	1,23	22,6	15,4	1,46	20,0	14,3	1,40

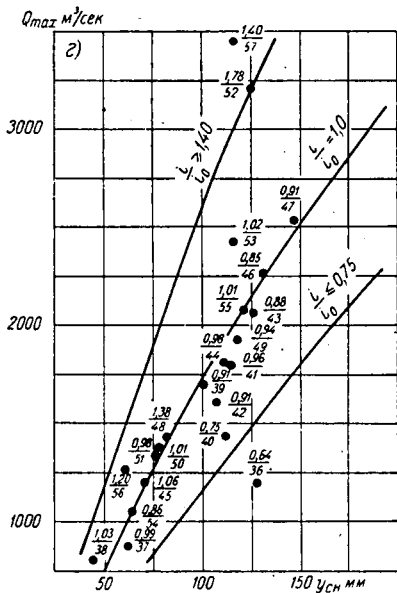
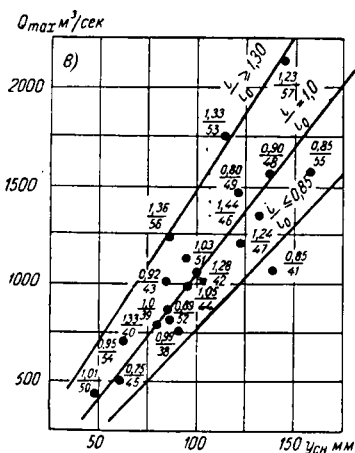
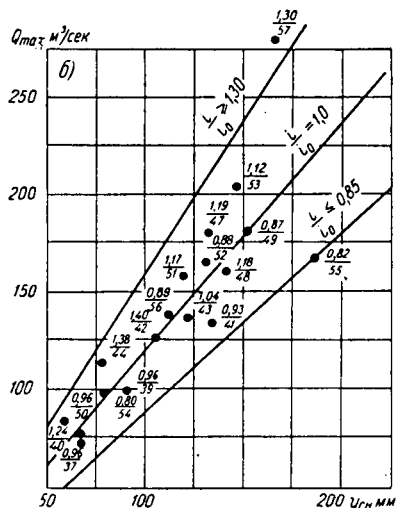
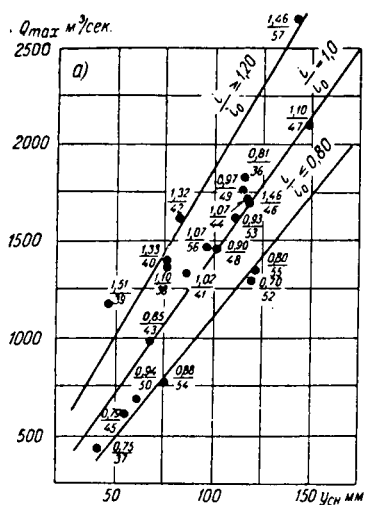


Рис. 27. Зависимости максимальных расходов половодья (Q_{\max}) от объема снегового стока ($y_{\text{сн}}$) и коэффициента дружности снеготаяния ($\frac{i}{i_0}$).

(Цифры у точек означают: в числителе величина $\frac{i}{i_0}$, в знаменателе — год.)

а — р. Юг — с. Подсолонцев, б — р. Кубсна — с. Троице-Енальское, в — р. Вага — д. Филиевская, г — р. Вымь — с. Весляна.

ния $\frac{Q_{\max}}{y}$ для разных рек несравнимы между собой. Для сравнимости Н. Ф. Панова вводит в величину $\frac{Q_{\max}}{y}$ поправку на площадь водосбора $\frac{Q_{\max}}{yF^a}$ [44], а В. Д. Комаров выражает дружность половодья в виде отношения модульного коэффициента максимального расхода к модульному коэффициенту объема стока за половодье [26].

В такой же мере допустимо использование для характеристики дружности половодья отношения фактического максимального расхода воды Q_{\max} к его наиболее вероятной величине при данном объеме снегового стока Q_0 , определяемой по осредненной линии связи $Q_{\max} = f(x_{\text{сн}})$ (при $\frac{i}{i_0} = 1$). Количественная оценка дружности половодья по величине $K = \frac{Q_{\max}}{Q_0}$ удобна не только тем, что эти отношения сравнимы

для разных рек, но и вследствие сопоставимости численных значений этого показателя и коэффициента дружности снеготаяния, непосредственно связанных друг с другом. В дальнейшем нами использовано именно это выражение для показателя дружности половодья.

Вычисленные для рек бассейна Северной Двины коэффициенты дружности половодья $K = \frac{Q_{\max}}{Q_0}$ приведены в приложении. Связь коэффициентов K с характеристиками дружности снеготаяния показана на рис. 26 II.

Об использовании зависимостей $Q_{\max} = f(i)$ и $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}}, \frac{i}{i_0})$ в качестве основы схемы долгосрочного прогноза максимальных расходов половодья небольших рек. В результате рассмотрения связи максимального стока с характеристиками снеготаяния получены два варианта зависимости, в первом из которых аргументом служит наибольшая интенсивность снеготаяния, а во втором — объем снегового стока и коэффициент дружности снеготаяния, характеризующий дружность половодья. Прежде чем принять ту или другую из указанных зависимостей за основу прогностической схемы, необходимо выяснить преимущества каждой из них, а для этого рассмотреть, каким образом связаны с условиями весенней погоды интенсивность снеготаяния и дружность этого процесса.

Интенсивность снеготаяния определяется главным образом режимом температуры воздуха в период схода снега. Однако продолжительность этого периода не является постоянной для весен с одинаковыми условиями погоды, а существенно меняется в зависимости от размеров максимальных снегозапасов. По этой причине интенсивность снеготаяния, непосредственно связанная с особенностями температуры воздуха в период схода снега, в конечном счете зависит и от метеорологических условий весеннего сезона, и от величины снегонакопления к его началу¹.

В качестве иллюстрации этого положения на рис. 28 приведены значения наибольшей интенсивности снеготаяния при разных величинах снегозапасов к началу схода снега для четырех конкретных весенних

¹ При определенных метеорологических условиях (при резком устойчивом нарастании температуры воздуха) длительность схода снежного покрова мало меняется в зависимости от снегозапасов. В этих случаях интенсивность снеготаяния также зависит от снегозапасов, величиной которых определяется большая или меньшая покрытость снегом в период высоких температур воздуха.

периодов, существенно различающихся между собой условиями погоды. Данные об интенсивности снеготаяния получены расчетом, при этом для каждой весны задавались разными значениями снегозапасов, т. е. исходили из положения, что аналогичные условия весенней погоды могут иметь место после зим разной снежности¹. Для сравнения на этом же графике показана осредненная для разных весен кривая $i=f(x_{сн})$, отражающая наиболее вероятные (нормальные) значения интенсивности снеготаяния при тех или других величинах максимальных снегозапасов. Полученные для конкретных лет графические связи

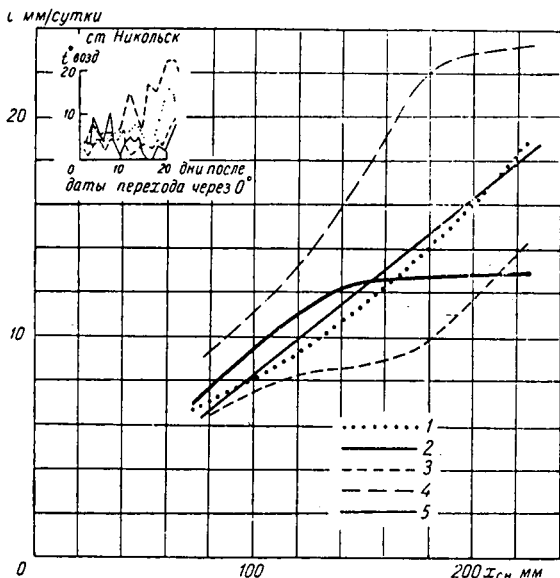


Рис. 28. Зависимость наибольшей интенсивности снеготаяния (i , средняя за три дня) от максимальных снегозапасов ($x_{сн}$) для разных условий весенней погоды (бассейн р. Юга).

1 — 1949 г., 2 — 1952 г., 3 — 1954 г., 4 — 1957 г., 5 — осредненная кривая $i=f(x_{сн})$ за период 1936—1957 гг.

(рис. 28), под третьей переменной которых подразумевается характеристика погодных условий весны, позволяют сделать следующий вывод: при одинаковом режиме весенней погоды наибольшая интенсивность снеготаяния практически всегда увеличивается с возрастанием максимальных снегозапасов, однако характер ее нарастания может быть самым различным в зависимости главным образом от особенностей хода температуры воздуха в весенний сезон. Поскольку максимальные расходы небольших рек непосредственно зависят от наиболь-

¹ Об отсутствии четко выраженной связи между температурным режимом весны и размерами зимнего снегонакопления свидетельствует, с одной стороны, наличие совершенно разных по условиям погоды весен после зим с примерно одинаковыми снегозапасами (типичный пример 1952 и 1957 гг.), а с другой — наблюдающиеся в отдельные годы существенные различия в величине снегозапасов на территории, характеризующейся практически одинаковыми условиями весенней погоды. Тем не менее указанное положение требует дополнительной проверки.

шей интенсивности снеготаяния, этот вывод имеет существенное значение при оценке зависимости $Q_{\max} = f(i)$ с точки зрения возможности ее использования в качестве основы долгосрочного прогноза максимума половодья. Зависимость $Q_{\max} = f(i)$ по аналогии с зависимостью, приведенной на рис. 28, может быть представлена в виде семейства кривых, аргументом которых являются максимальные снегозапасы, а третьей переменной — показатель погодных условий весны, заменяемый при прогнозе синоптическими характеристиками предшествующего периода. Кривые связи максимального стока со снегозапасами при разных условиях весенней погоды носят такой же сложный и многообразный характер, как и связи интенсивности снеготаяния с этими факторами. Имея в виду в этом случае большое влияние на результаты прогноза надежности оценки синоптического показателя погодных условий весны, прогностическая схема, непосредственно следующая из зависимости $Q_{\max} = f(i)$, представляется нецелесообразной. Помимо того, при имеющихся коротких рядах наблюдений построение кривых $Q_{\max} = f(x_{\text{сн}})$, соответствующих тому или другому типу весенней погоды, является практически невозможным.

Значительно более приемлемой в качестве основы прогностической схемы является зависимость $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}}, \frac{i}{i_0})$, поскольку при обычных, чаще всего наблюдающихся условиях весенней погоды для прогноза максимальных расходов половодья достаточно пользоваться осредненной кривой связи $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}})$, соответствующей $\frac{i}{i_0} \approx 1$, или, другими словами, осредненной зависимостью максимального стока от снегозапасов и показателя осеннего увлажнения водосбора. Дружность снеготаяния, численно выражаемая отношением $\frac{i}{i_0}$, по существу, отражает, насколько в данную весну температура воздуха в период снеготаяния оказывается выше или ниже по сравнению с обычно наблюдающимся ее значением в период схода снега (при тех же величинах максимальных снегозапасов)¹. Для большинства вёсен эти различия невелики ($\frac{i}{i_0} \approx 1$), что и обеспечивает большей частью удовлетворительные результаты прогноза максимального стока по средней кривой $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}})$. Смысл дополнительного привлечения синоптических характеристик предшествующего периода в данном случае заключается в возможности оценки аномальных условий вёсен, приводящих к очень большой или, наоборот, малой дружности снеготаяния и, следовательно, половодья.

Дружность снеготаяния в общем случае неоднозначно связана с условиями весенней погоды. Для одинаковых по режиму погоды вёсен значения коэффициента $K = \frac{i}{i_0}$ могут существенно различаться в зависимости от размеров максимальных снегозапасов к началу весны. Так, на рис. 28 видно, что при одинаковых условиях весенней погоды интенсивность снеготаяния i при одних снегозапасах больше нормального ее значения i_0 , определяемого по осредненной кривой $i = f(x_{\text{сн}})$ (сплошная линия на рисунке), а при других величинах снегозапасов,

¹ Поскольку величина i вычислялась с учетом дождевой добавки, показатель $\frac{i}{i_0}$ также отражает аномально большую или аномально малую величину жидких осадков в дни интенсивного схода снежного покрова.

наоборот, меньше i_0 . Такое положение характерно, например, для вёсен, аналогичных по условиям погоды весне 1952 г. (при $x_{сн} < 150$ мм $\frac{i}{i_0} = 1,0-1,1$, а при $x_{сн} > 200$ мм $\frac{i}{i_0} \approx 0,7$) (см. рис. 28). В зависимости от величины снеготаяния коэффициент дружности снеготаяния существенно изменяется (от 1 до 0,6—0,7 при условиях весенней погоды, подобных наблюдавшимся в 1954 г.).

Наряду с этим имеются группы вёсен с таким режимом погоды, при котором наблюдается примерно одинаковое соотношение интенсивности снеготаяния i с ее нормальным значением i_0 при любых снеготаяниях. Примерно одинаковая дружность снеготаяния при малых и больших снеготаяниях характерна для условий весенней погоды, наблюдавшихся, например, в 1949 г. (близкая к нормальной дружность снеготаяния) или в 1957 г. (большая дружность снеготаяния).

Поскольку в общем случае дружность снеготаяния неоднозначно связана с условиями весенней погоды, третья переменная $\frac{i}{i_0}$ в зависимости $Q_{\max} = f(y_{сн}, \frac{i}{i_0})$ не может быть просто заменена синоптическими характеристиками погодных условий весеннего сезона. Разработка прогностической схемы, следующей из зависимости $Q_{\max} = f(y_{сн}, \frac{i}{i_0})$, сопряжена с необходимостью решения задачи предсказания дружности снеготаяния или непосредственно дружности половодья по данным о синоптических характеристиках режима весенней погоды и размерах снегонакопления к началу весны. Попытка практического решения этой задачи и соответственно прогноза максимальных расходов с учетом фактора дружности половодья приведена ниже.

Долгосрочный прогноз максимальных расходов половодья с учетом погодных условий текущего весеннего сезона (на примере рек бассейнов Юга и Ваги)

В основу схемы прогноза максимума половодья положены зависимости максимальных расходов от снеготаяний к началу весны и характеристики осеннего увлажнения водосбора для разных по дружности половодий. На приведенных зависимостях (рис. 29) верхняя кривая соответствует дружным половодьям ($K = \frac{Q_{\max}}{Q_0} \geq 1,2$ и $\frac{i}{i_0} \geq 1,2$), нижняя — недружным ($K = \frac{Q_{\max}}{Q_0} \leq 0,8$ и $\frac{i}{i_0} \leq 0,8$), средняя линия связи — нормальным по дружности половодьям.

Использование этих зависимостей для долгосрочного прогноза возможно при условии предсказания дружности половодья.

Согласно ранее изложенному, один и тот же тип весенней погоды в общем случае может характеризоваться разной дружностью снеготаяния при малых и больших снеготаяниях к началу весны, а следовательно, и разными показателями дружности половодья. Решение задачи прогноза дружности половодья должно сводиться, во-первых, к установлению ее типовых характеристик (при разных снеготаяниях) для отдельных групп вёсен и, во-вторых, к отысканию прогностических признаков этих групп вёсен. Прогноз показателя дружности половодья для каждого конкретного года заключается в предсказании по синоптическим данным типа ожидаемой весны и в установлении на основании типовых характеристик дружности значения коэффициента K .

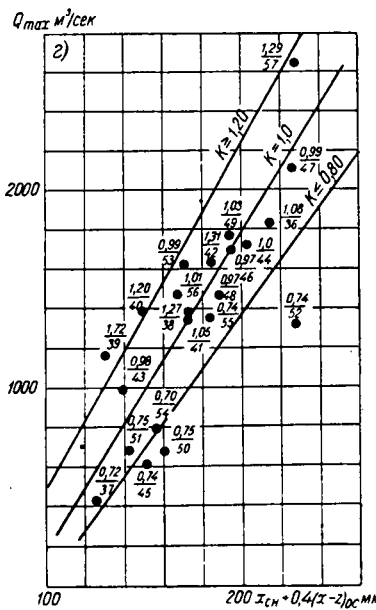
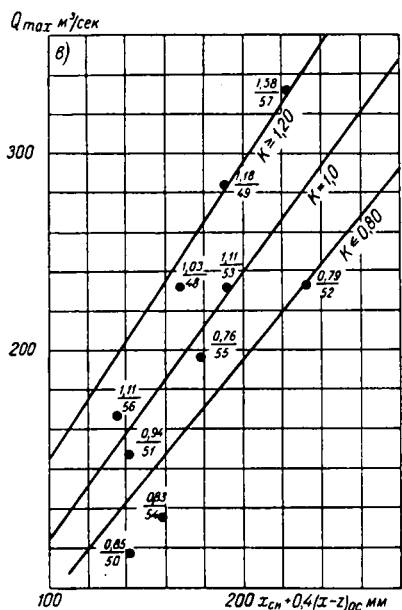
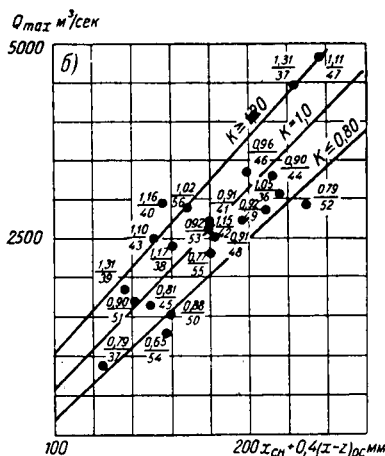
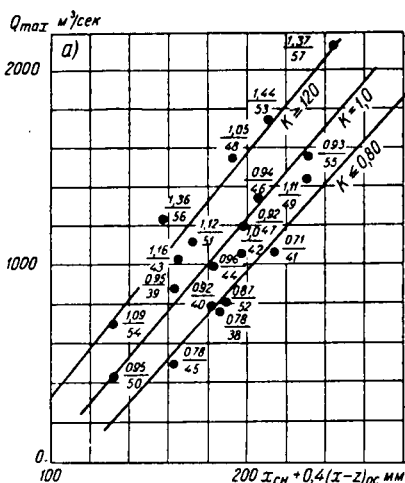


Рис. 29. Зависимости максимальных расходов от максимальных снегозапасов и осеннего увлажнения для разных по дружности половодий (цифры у точек означают: в числителе коэффициент дружности K , в знаменателе — год).

а — р. Вага — д. Филевская, б — р. Юг — д. Гаврино, в — р. Кичменьга — д. Глебово, г — р. Юг — с. Подосиновец.

Исходные данные для оценки дружности половодья $K = \frac{Q_{\max}}{Q_0}$
в вёсны периода 1936—1957 гг.

Год	р. Юг — с. Подоси- явец		р. Юг — д. Гаврино		р. Кичмень- га — д. Глебово		р. Вага — д. Филяев- ская		р. Устья — с. Шангалы		р. Кокшень- га — д. Мои- сеевская	
	$x_{сн}$	K	$x_{сн}$	K	$x_{сн}$	K	$x_{сн}$	K	$x_{сн}$	K	$x_{сн}$	K
1936	176	1,08	178	1,05	—	—	—	—	170	0,84	—	—
1937	86	0,72	88	0,79	—	—	—	—	103	1,07	100	1,04
1938	149	1,22	145	1,17	—	—	171	0,78	139	0,94	—	—
1939	102	1,72	117	1,31	—	—	136	0,95	114	1,03	118	0,97
1940	115	1,20	118	1,16	—	—	166	0,92	126	1,04	124	0,98
1941	145	1,05	165	0,91	—	—	194	0,71	183	1,01	190	0,76
1942	148	1,31	149	1,15	—	—	158	1,00	130	0,74	146	1,22
1943	108	0,98	118	1,10	—	—	132	1,16	112	1,21	108	0,94
1944	164	1,00	174	0,90	—	—	149	0,96	150	0,89	165	0,73
1945	130	0,74	123	0,81	—	—	161	0,78	129	0,88	147	0,96
1946	159	0,97	167	0,96	—	—	166	0,94	182	0,81	178	0,87
1947	187	0,99	198	1,11	—	—	178	0,92	184	0,90	177	1,10
1948	161	0,97	171	0,91	158	1,03	152	1,05	159	1,19	150	0,85
1949	169	1,03	177	0,92	176	1,18	191	1,11	199	0,98	188	0,97
1950	151	0,75	149	0,88	151	0,85	116	0,95	99	0,95	120	0,91
1951	109	0,75	106	0,90	123	0,94	149	1,12	143	1,17	142	1,11
1952	225	0,74	232	0,79	237	0,79	197	0,87	219	0,78	214	1,00
1953	132	0,99	142	0,92	150	1,11	171	1,44	150	1,17	138	1,28
1954	117	0,70	120	0,65	119	0,83	91	1,09	124	1,06	101	1,18
1955	144	0,74	143	0,77	148	0,76	192	0,93	—	—	178	0,74
1956	141	1,01	142	1,02	142	1,11	128	1,36	138	0,98	133	1,17
1957	188	1,29	185	1,31	180	1,58	204	1,37	246	1,00	194	1,38

при разных величинах максимальных снегозапасов x_{CH}
в бассейне рек Юга и Ваги

Коэффициент дружности снеготаяния при разных снегозапасах, мм				Характеристика ежегодных кривых $K = f(x_{CH})$		
75	125	175	225	$K > 1,20$	$1,20 > K > 0,80$	$K < 0,80$
1,04 (0,89)	1,05 (0,75)	1,06 (1,03)	1,12 (1,34)		$x_{CH}=75-225$ мм $x_{CH}=75-225$ (Вага) $x_{CH}=90-225$ (Юг)	$x_{CH} < 90$ мм (Юг)
1,58	1,30	1,10	1,19	$x_{CH} < 150$ (Юг)	$x_{CH}=150-225$ (Юг) $x_{CH}=75-225$ (Вага)	
1,29	1,24	1,12	0,96	$x_{CH} < 125$ (Юг)	$x_{CH}=125-225$ (Юг) $x_{CH}=75-225$ (Вага)	
1,45	1,16	1,05	1,19	$x_{CH} < 120$	$x_{CH}=120-225$	
1,00	0,91	1,05	0,94		$x_{CH}=75-190$	$x_{CH} > 190$
1,14	1,31	1,11	0,93	$100 < x_{CH} < 150$	$100 > x_{CH} > 150$	
1,15	1,05	1,13	1,21	$x_{CH} > 175$	$x_{CH}=75-175$	
0,88	0,76	0,95	0,85		$x_{CH}=140-225$	$x_{CH} < 140$
1,10	0,81	0,66	0,67		$x_{CH}=75-125$	$x_{CH} > 125$
—	—	—	—		$x_{CH}=75-225$	
1,56	1,37	1,11	0,92	$x_{CH} < 150$	$x_{CH}=150-225$	
0,97	1,02	0,97	1,25	$x_{CH} > 200$	$x_{CH}=75-200$	
1,07	0,93	1,04	1,14		$x_{CH}=75-225$	
0,74	0,80	0,90	1,14		$125 > x_{CH} > 175$	$125 < x_{CH} < 175$
—	—	—	—		$x_{CH}=75-225$	
1,00	1,11	0,93	0,78		$x_{CH}=75-175$	$x_{CH} > 175$
1,02	0,90	1,25	1,27	$x_{CH} > 150$	$x_{CH}=75-150$	
0,84	0,70	0,58	0,77		$x_{CH}=75-125$	$x_{CH} > 115$
1,04	0,83	0,66	0,83		$x_{CH}=75-125$	$x_{CH} > 125$
1,02	1,05	1,14	1,14		$x_{CH}=75-225$ (Юг)	
				$x_{CH} > 125$ (Вага)	$x_{CH}=75-125$ (Вага)	
1,08	1,06	1,38	1,21	$x_{CH} > 140$	$x_{CH}=75-140$	

соответствующего наблюдаемой в данном году величине максимальных снегозапасов.

Проработки с целью прогноза дружности половодья выполнены для бассейнов рек Юга и Ваги. Исходные данные о дружности весеннего половодья указанных рек и их притоков приведены в табл. 20.

Типы вёсен по дружности половодья. Выделение типов вёсен произведено по признаку одинаковых характеристик дружности половодья при разных снегозапасах, т. е. по признаку примерно одинаковых кривых $K = f(x_{сн})$. Построенные для этой цели ежегодные кривые за период 1936—1957 гг. в последующем были обобщены в виде типовых для отдельных групп вёсен.

Учитывая значительную однородность условий весенней погоды в пределах сравнительно больших территорий и наряду с этим невозможность при предсказании типа весны уловить местные особенности погоды в небольших районах, построение ежегодных кривых $K = f(x_{сн})$ выполнено не для каждой реки отдельно, а для всех рассматриваемых рек в целом (табл. 20). Сравнение данных наблюдений по метстанциям Никольск и Вельск показывает, что в большинстве случаев различия в условиях весенней погоды в пределах бассейнов рек Юга и Ваги незначительны и, следовательно, неодинаковые коэффициенты дружности половодья этих рек обусловлены неодинаковыми размерами снегозапасов к началу весны, а отчасти также ошибками вычисления самих коэффициентов. Однако в отдельные годы различия в дружности половодья рек бассейнов Юга и Ваги связаны с изменением по территории режима температуры воздуха и жидких осадков весной. Поэтому для некоторых вёсен вместо одной кривой $K = f(x_{сн})$ строились кривые отдельно для рек/бассейна Юга и для рек бассейна Ваги (1938, 1939, 1956 гг.).

Несмотря на использование при построении кривых $K = f(x_{сн})$ материалов по нескольким рекам, фактических данных недостаточно для оценки дружности половодья при определенных условиях весенней погоды и различных размерах максимальных снегозапасов. Необходимость освещения ежегодных кривых $K = f(x_{сн})$ в пределах всей амплитуды наблюдающихся величин максимальных снегозапасов на рассматриваемой территории (примерно от 75 до 225 мм) обусловлена тем, что в противном случае трудно судить о степени аналогичности отдельных вёсен по характеру дружности половодья и, следовательно, трудно объединить их в однородные группы. Достаточно полное освещение ежегодных кривых $K = f(x_{сн})$, а также типовых кривых для отдельных групп вёсен требуется еще и потому, что в будущем при прогнозе дружности половодья можно встретиться с аналогичными условиями весенней погоды, но в таком сочетании с величиной максимальных снегозапасов к началу весны, которое не наблюдалось в период 1936—1957 гг. Учитывая сказанное, при построении ежегодных кривых $K = f(x_{сн})$, помимо фактических данных о дружности половодья, дополнительно использовались коэффициенты дружности снеготаяния, рассчитанные для каждой весны при нескольких значениях снегозапасов (75, 125, 175, 225 мм). Использование этих данных оказалось возможным благодаря тому, что характеристики дружности половодья и дружности снеготаяния непосредственно связаны друг с другом и численно выражаются одинаковыми величинами. Вместе с тем, поскольку зависимость между показателями дружности половодья и снеготаяния не является функциональной (рис. 26 II), в рассчитанные по данным наблюдений метстанции Никольск значения коэффициентов дружности снеготаяния вводились

поправки, равные соотношению $K = \frac{Q_{\max}}{Q_0}$ и коэффициента $\frac{i}{i_0}$ для фактических условий снегонакопления в каждом данном году. Исправленные значения коэффициента дружности снеготаяния при разных снеготаяниях приведены в табл. 20.

На полученных ежегодных кривых $K = f(x_{сн})$ значительный разброс точек объясняется отсутствием полной аналогии в условиях весенней погоды в разных частях территории бассейнов рек Юга и Ваги. В ряде случаев причиной разброса точек является недостаточная точность самих коэффициентов $K = \frac{Q_{\max}}{Q_0}$, в частности величин Q_0 , опре-

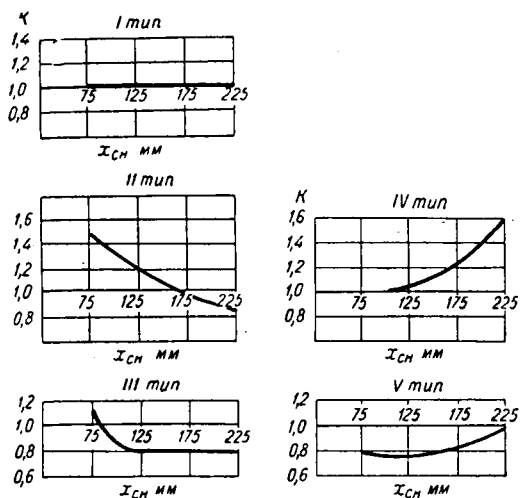


Рис. 30. Типовые кривые $K=f(x_{сн})$ для разных вёсен по дружности половодья.

I тип — 1936, 1937, 1941, 1946, 1949, 1952, 1956 гг.; II тип — 1938, 1939, 1940, 1942, 1947 гг.; III тип — 1945, 1952, 1954, 1955 гг.; IV тип — 1943, 1948, 1953, 1957 гг.; V тип — 1944, 1950 гг.

деляемых по осредненной зависимости $Q_{\max} = f(y_{сн})$ ($y_{сн}$ — объем снегового стока, полученный в результате расчленения гидрографов половодья).

На основании ежегодных кривых $K = f(x_{сн})$ в табл. 20 для каждой весны 1936—1957 гг. приведены коэффициенты дружности половодья, соответствующие разным величинам максимальных снеготаяний. При этом, учитывая приближенность полученных кривых, эти коэффициенты обобщены и представлены в трех градациях: $K \geq 1,2$ (большая дружность половодья), $K \leq 0,8$ (малая дружность), $1,2 > K > 0,8$ (нормальная дружность половодья). Для отдельных вёсен, отличающихся значительными изменениями показателей дружности половодья по территории, характеристики кривых $K = f(x_{сн})$ даны в таблице раздельно для рек бассейнов Юга и Ваги.

Судя по полученным данным, отдельные вёсны 1936—1957 гг. существенно различаются показателями дружности половодья. Примерно 30% вёсен характеризуются практически одинаковыми значениями этих показателей (нормальной дружностью) при любых возможных

размерах максимальных снегозапасов. В большинстве же случаев, в зависимости от величины снегозапасов к началу весны, может наблюдаться при одном режиме весенней погоды нормальная или большая дружность половодья, а при другом — нормальная или малая дружность половодья.

Все вёсны за период 1936—1957 гг. разделены по дружности половодья на 5 групп, для каждой из которых на рис. 30 приведена своя типовая кривая $K = f(x_{сн})$ (характеристики этих кривых см. в табл. 23). Эти кривые являются еще более обобщенными, чем ежегодные кривые, вследствие, во-первых, отсутствия полной аналогии в характеристиках вёсен, объединяемых в отдельные группы, и, во-вторых, из-за неучета местных изменений условий весенней погоды на рассматриваемой территории, приводящих в некоторые годы к различным показателям дружности половодья рек бассейнов Юга и Ваги.

Несмотря на приближенный характер полученных типовых кривых $K = f(x_{сн})$, использование их при прогнозе максимальных расходов по зависимостям, приведенным на рис. 29, заметно повышает точность определения максимальных расходов рек бассейнов Юга и Ваги. Так, если результаты поверочных прогнозов по осредненной кривой $Q_{max} = f\{x_{сн} + 0,4(x - z)_{ос}\}$ характеризуются для рассматриваемых рек

величиной $\frac{s}{\sigma}$ от 0,57 до 0,77, то с учетом коэффициента K , полученного по типовым кривым $K = f(x_{сн})$, величина $\frac{s}{\sigma}$ соответственно снижается для рек бассейна Юга до 0,33—0,45 и для р. Ваги (у д. Филяевской) до 0,54¹.

Результаты выполненной проверки свидетельствуют лишь о том, что точность прогноза максимальных расходов существенно увеличивается при учете дружности половодья, даже при приближенной оценке ее показателя по осредненным для сравнительно большого района кривым $K = f(x_{сн})$. Окончательное же решение задачи прогноза максимальных расходов с учетом условий текущего весеннего сезона, а также точность этого прогноза определяются возможностями предсказания по синоптическим данным типов вёсен по дружности половодья, или, другими словами, типовых кривых $K = f(x_{сн})$.

Предсказание типов вёсен по дружности половодья (по данным о синоптических условиях предшествующего периода). Использование синоптических данных для долгосрочного прогноза гидрологических явлений может обеспечить удовлетворительные результаты при условии крупномасштабности предсказываемого явления. Характеристики дружности половодья, обобщенные в виде типовых кривых $K = f(x_{сн})$, в значительной мере отвечают этому условию, так как эти кривые отражают метеорологический режим, и прежде всего режим температуры воздуха, за достаточно длительную часть весны (с начала апреля до середины мая, соответственно продолжительности схода снега при наибольшей возможной величине снегозапасов к началу весны), и при этом на сравнительно большой территории (в данном случае в пределах района, включающего бассейны рек Юга и Ваги).

Учитывая современный уровень развития синоптической метеорологии, при котором существующими способами можно более или менее

¹ Для рек Устья и Кокшеньга такая проверка не была произведена из-за невозможности получения достаточно удовлетворительных исходных зависимостей $Q_{max} = f\{x_{сн} + 0,4(x - z)_{ос}\}, K$. На этих зависимостях разброс точек оказался в большей степени связанным с неточностью оценки снегозапасов и осеннего увлажнения и в меньшей мере — с влиянием на максимальный расход дружности половодья.

удовлетворительно предсказывать на месяц и сезон лишь средние значения метеорологических элементов, задача прогноза типовых кривых $K = f(x_{сн})$, зависящих не только от общего температурного фона весен, но и от хода температуры воздуха внутри сезона, представляется исключительно сложной. Основные черты температурного режима весен, объединенных по признаку одинаковых характеристик дружности половодья, в достаточной мере заметны на осредненных кривых хода температуры воздуха в течение 25—30 дней после перехода ее через 0° . В качестве примера на рис. 31 приведены кривые для трех типов весен. Они представляют собой очень грубое и схематичное изображение истинного хода температуры воздуха в весны каждой данной группы и отображают при этом лишь общую направленность и среднюю интенсивность изменения температуры воздуха после даты перехода ее через 0° . В весны первого типа, характеризующиеся близкой к нормальной дружностью половодья при любых снегозапасах, нарастание температуры воздуха происходит относительно плавно (большой частью без резко выраженных волн тепла и холода) со средней интенсивностью около $8-9^{\circ}$ за 20 дней. Для второго и третьего типов весен характерно наличие отчетливо выраженной волны тепла в начале периода при относительно медленном нарастании температуры воздуха в последующее время. При этом для весен второго типа, отличающихся большой дружностью половодья при малых снегозапасах и нормальной при больших снегозапасах, температуры воздуха в целом более высокие, чем для весен третьего типа. Замедленное вначале, а затем довольно резкое повышение температуры воздуха характерно для четвертого и пятого типов весен. При одинаковом ходе температуры воздуха более высокое ее значение наблюдается в весны четвертого типа.

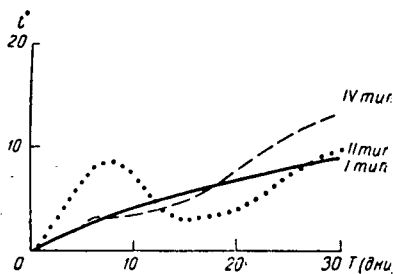


Рис. 31. Схематические кривые хода температуры воздуха после даты перехода ее через 0° для трех разных типов весен по дружности половодья (по данным метеостанций Никольск и Вельск).

Таким образом, прогноз типа весен по дружности половодья, по существу, сводится к предсказанию хода температуры воздуха в течение примерно месяца после даты перехода ее через 0° , знака и степени отклонения его от нормального сезонного хода. Исключительная трудность решения такой задачи несомненна. Произведенные в этом направлении проработки должны рассматриваться лишь как первый шаг в решении задачи прогноза дружности половодья.

С целью выявления прогностических признаков отдельных типов весен произведен анализ синоптических условий как текущего весеннего сезона каждого года, так и длительного предшествующего ему периода. В качестве показателей атмосферных процессов приняты формы циркуляции по Г. Я. Вангенгейму (W, C, E) [3, 4]¹. Выделенные типы весен существенно различаются по характеру атмосферной циркуляции в период формирования половодья (апрель—май). Для

¹ В настоящей статье использованы данные каталога форм атмосферной циркуляции по Г. Я. Вангенгейму за период 1900—1950 и 1951—1960 гг. с учетом внесенных коррективов и уточнений (на сентябрь 1960 г.).

первого типа вёсен, отличающихся нарастанием температуры воздуха примерно в пределах нормы (рис. 31), в большинстве случаев характерно устойчивое развитие процессов восточной формы циркуляции E, сопровождающейся поступлением на рассматриваемый район умеренно теплых масс воздуха.

Отличительной чертой второго типа вёсен является хорошо выраженное чередование процессов западной (реже восточной) и меридиональной форм циркуляции, обуславливающее перебойное поступление тепла в пределы рассматриваемой территории. Большая волна тепла в начале весны, имеющая следствием дружный характер снеготаяния при наличии малых снегозапасов, связана с устойчивым и интенсивным западно-восточным переносом воздушных масс, а в отдельных случаях — с интенсивным развитием восточной циркуляции, сопровождающимся поступлением тепла из южных районов. Смена широтной циркуляции на меридиональную приводит к затокам на рассматриваемый район холодных арктических масс воздуха, вследствие чего при больших снегозапасах таяние снега приобретает затяжной характер и половодье соответственно оказывается лишь нормальным по дружности.

Для третьего типа вёсен характерно преобладание процессов меридиональной и восточной форм циркуляции, чередование которых обуславливает перебойное поступление тепла в рассматриваемый район.

Общий, более низкий температурный фон вёсен и соответственно меньшая дружность половодья, чем в вёсны второго типа, являются следствием того, что выносы теплых воздушных масс при восточной циркуляции, чередующейся с меридиональной, обычно не бывают интенсивными.

Четвертый тип вёсен, отличающийся нормальной дружностью половодья при малых снегозапасах и высокими ее показателями при больших снегозапасах к началу весны, характеризуется развитием в период снеготаяния, особенно в конце его, восточной формы циркуляции, с чем связано весьма интенсивное повышение температуры воздуха в это время.

Пятый тип вёсен по развитию атмосферной циркуляции довольно близок к четвертому. Отличительной его чертой является усиление меридиональной формы во второй половине периода снеготаяния (в конце апреля — начале мая).

Приведенные для разных типов вёсен характеристики атмосферных процессов являются весьма обобщенными, дающими лишь самое общее представление об особенностях формирования режима погоды в вёсны, отличающиеся по дружности половодья.

Учитывая крупномасштабность таких показателей атмосферных процессов, как формы циркуляции по Г. Я. Вангенгейму, при анализе предшествующего весне периода и при выявлении прогностических признаков разных типов вёсен дополнительно использовались данные о температуре воздуха и давлении у земли на территории первого естественно-синоптического района.

Типы вёсен по дружности половодья определенным образом связаны с характером атмосферной циркуляции в предшествующий зимний период (декабрь — февраль). Однако, пользуясь при анализе показателей атмосферной циркуляции по Г. Я. Вангенгейму, эту связь можно обнаружить лишь в качественном виде, и при этом недостаточно дифференцированно для отдельных типов вёсен (табл. 21). Так, первый, второй и третий типы вёсен наблюдаются после устойчивого

Преобладающие типы циркуляции (W, C, E) в период декабря — февраля
(цифры у знака циркуляции означают положительные отклонения
числа дней от нормы)

Типы вёсен по дружности половодья	Год	Типы циркуляции	Типы вёсен по дружности половодья	Год	Типы циркуляции	
I	1936	E_{25}	III	1945	E_{35}	
	1937	E_{22}		1952	$W_9 + E_0$	
	1941	C_{27}		1954	$E_{15} + C_3$	
	1946	$C_{15} + E_1$		1955	$E_{14} + W_2$	
	1949	$W_{18} + C_6$		IV	1943	$W_7 + E_1$
	1951	E_{29}			1948	$C_8 + E_4$
	1956	E_{16}			1953	E_{18}
II	1938	E_8	1957	$W_6 + E_3$		
	1939	E_{19}	V	1944	$W_{12} + C_0$	
	1940	E_{16}		1950	$C_9 + W_3$	
	1942	$E_6 + C_{11}$				
	1947	E_{31}				

развития зимой процессов восточной формы циркуляции E в сочетании в отдельные годы с меридиональной C и западной W (третий тип весны). Четвертый тип вёсен наблюдается после преобладания в зимний период процессов преимущественно западной и восточной форм циркуляции, а пятый тип — при преобладании процессов западной и меридиональной форм.

Выявленные характеристики зимней циркуляции не могут в полной мере служить прогностическими признаками типа вёсен по дружности половодья, поскольку одна и та же форма циркуляции наблюдается перед вёснами разных типов (например, преобладание зимой восточной циркуляции в равной мере характерно для вёсен первого, второго и третьего типов).

В результате проведенного анализа установлено, что показателем направленности преобразования зимней циркуляции в весеннюю в значительной мере являются атмосферные процессы в марте, переходном месяце от зимы к весне. Поэтому особенности термобарических полей марта могут рассматриваться в качестве прогностических признаков типов вёсен по режиму погоды, а соответственно и по дружности половодья.

Анализ распределения аномалий давления и температуры воздуха в марте указывает на неоднозначность связи характеристик термобарических полей в этом месяце с типом весны по дружности половодья. Вёсны одного и того же типа могут формироваться при различных термобарических условиях марта в первом естественно-синоптическом районе северного полушария. Последнее заставляет при решении прогностической задачи в настоящее время отказаться от поисков количественных зависимостей и вместо этого перейти к использованию метода аналогии.

На основании ежегодных карт аномалий давления и температуры воздуха вёсны одного и того же типа по дружности половодья подразделены на отдельные группы, характеризующиеся аналогичным термобарическим режимом в марте на территории указанного выше района.

Для каждой из выделенных групп построены карты среднегрупповых аномалий давления и температуры воздуха (см. рис. 32—36). Степень аналогичности лет, входящих в данную группу, оценивалась по величине отношения числа совпадений знака аномалий на ежегодных картах и на среднегрупповой карте к общему числу случаев определения аномалий. Знаки аномалий определялись по квадратам со стороной 10° на территории, ограниченной на западе 30° з. д., на востоке — 130° в. д., на юге — параллельно 40° с. ш., на севере — полюсом. Степень аналогичности выделенных групп вёсен оценивается величиной от 78 до 95%, т. е. является достаточно высокой (табл. 22). Последнее частично связано с тем, что вследствие малой продолжительности рассматриваемого периода (1936—1957 гг.) и разнообразия условий, предшествующих данному типу весны по дружности половодья, выделенные группы включают только по 2—3 года.

Таблица 22

Степень аналогичности вёсен по термобарическому режиму в марте

Типы вёсен по дружности половодья	Варианты распределения аномалий давления и температуры воздуха	Годы	Характеристики степени аналогичности, %	
			по давлению	по температуре воздуха
I	1	1937, 1941, 1951	91	91
	2	1946, 1949, 1956	90	87
II	1	1940, 1942	82	91
	2	1938, 1939	78	89
III	1	1952, 1955	94	86
IV	1	1943, 1948, 1953	95	83
V	1	1944, 1950	86	90

Примечание. В таблице отсутствуют отдельные годы, не имеющие аналогов по термобарическому режиму среди других лет периода 1936—1957 гг.

Таким образом, одинаковым по дружности половодья типам вёсен соответствуют различные варианты развития циркуляции в марте, которые охарактеризованы картами среднегрупповых аномалий давления и температуры воздуха (рис. 32—43) и, кроме того, преобладающей формой атмосферной циркуляции в этом месяце (табл. 23).

Вёсны первого типа формируются при трех синоптических положениях в марте, отражающих три вида преобразования сезонной циркуляции от зимы к весне (рис. 32—34).

Первый вариант характеризуется хорошо выраженной областью положительных аномалий давления, охватывающей Арктический бассейн и прилегающие к нему районы Северной Атлантики и Евразии. Отрицательные аномалии давления наблюдаются над Средней и Южной Европой. Такое распределение аномалий давления отражает интенсивное развитие арктического антициклона, сопровождающееся частыми вторжениями холодных масс воздуха на северные районы Атлантики и особенно на восточную часть ЕТС, а также ослабление исландской депрессии и наряду с этим усиление циклонической дея-

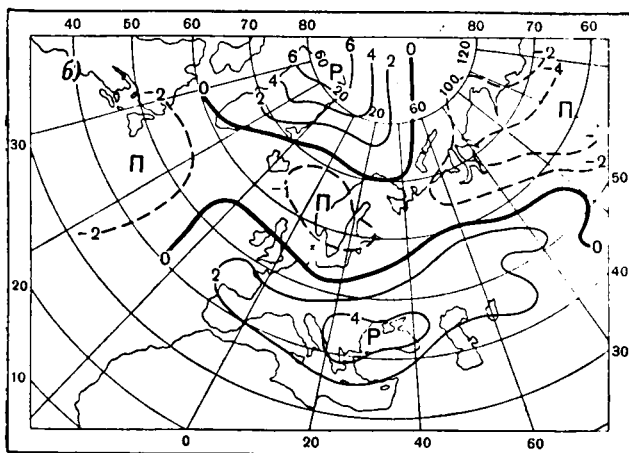
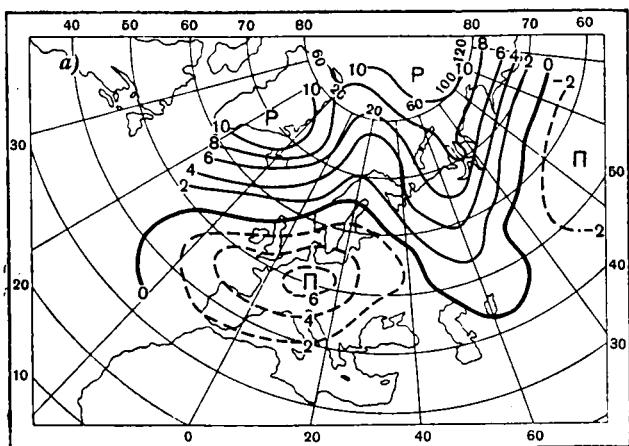


Рис. 32. Распределение аномалий давления (а) и температуры воздуха (б) в марте для первого типа вёсен по дружности полювдья; вариант 1.
 Р — центры областей положительных аномалий, П — центры областей отрицательных аномалий.

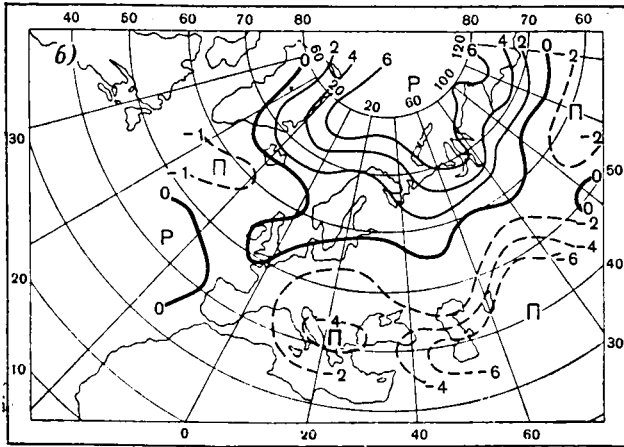
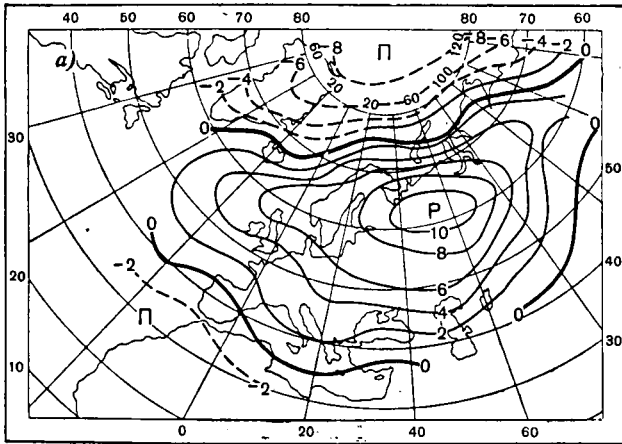


Рис. 33. Распределение аномалий давления (а) и температуры воздуха (б) в марте для первого типа весен по дружности половодья; вариант 2.

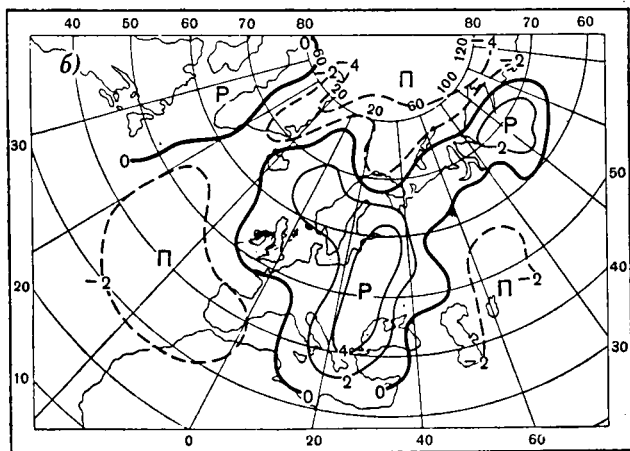
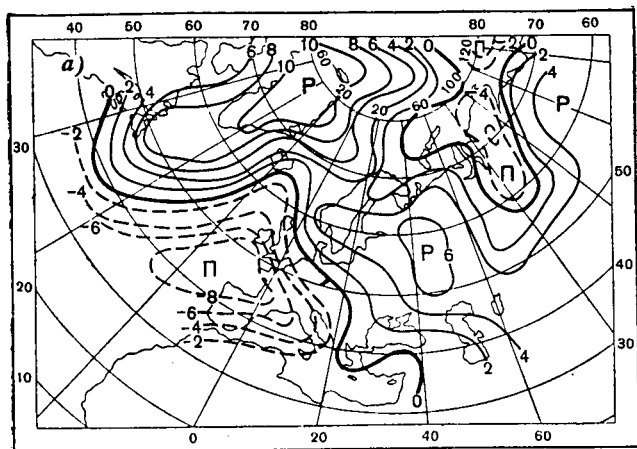


Рис. 34. Распределение аномалий давления (а) и температуры воздуха (б) в марте для первого типа весны по дружности погоды; вариант 3.

тельности в юго-западных районах Европы, приводящее здесь к формированию положительных аномалий температуры воздуха. Указанный характер термобарического поля создается при преобразовании зимней, преимущественно восточной циркуляции в весеннюю комби-

Таблица 23

Типы вёсен по дружности половодья и варианты развития атмосферной циркуляции в марте

Типы вёсен по дружности половодья	Коэффициенты дружности половодья при разных снегозапасах (характеристики типовых кривых $K = f(x_{сн})$)	Варианты распределения аномалий давления и температуры воздуха (годы)	Преобладающие формы атмосферной циркуляции
I	$K \approx 1$ при $x_{сн} = 75-225$ мм	1 (1937, 1941, 1951) 2 (1946, 1949, 1956) 3 (1936)	E, C, E + W E, E + C E
II	$K > 1,2$ при $x_{сн} < 120$ мм $K \approx 1$ при $x_{сн} = 120-225$ мм	1 (1940, 1942) 2 (1938, 1939) 3 (1947)	W + C W + C, C + E W -
III	$K < 0,8$ при $x_{сн} > 110$ мм $K \approx 1$ при $x_{сн} = 75-110$ мм	1 (1952, 1955) 2 (1945) 3 (1954)	C, C + E C E + W
IV	$K > 1,2$ при $x_{сн} > 170$ мм $K \approx 1$ при $x_{сн} = 75-170$ мм	1 (1943, 1948, 1953) 2 (1957)	E + W, C, C + W E
V	$K < 0,8$ при $x_{сн} < 170$ мм $K \approx 1$ при $x_{сн} = 170-225$ мм	(1944, 1950)	C + E, C + W

нированную, восточную и меридиональную. При этом повторяемость циркуляции типа С увеличивается в конце марта и в апреле. Поскольку такое преобразование циркуляции от зимы к весне наблюдается наиболее часто, как это показано Г. Я. Вангенгеймом, с ним связано нормальное сезонное повышение температуры воздуха весной и соответственно нормальные показатели дружности половодья при любых размерах снегозапасов к началу весны.

Второй вариант распределения термобарических полей в марте (рис. 33) почти противоположен первому. Он наблюдается при устойчивом преобладании восточной формы циркуляции. Для него характерно наличие в пределах Арктического бассейна отрицательной аномалии давления. Положительная аномалия формируется над большей частью Евразии с центром на севере ЕТС. Отличительной чертой термического поля является положительная аномалия температуры воздуха над Арктикой и севером Евразии. Рассматриваемый вариант атмосферных процессов в марте возникает в результате преобразования зимней меридиональной циркуляции в сочетании преимущественно с восточной в весеннюю восточную циркуляцию.

Третий вариант характеризуется двумя областями развития положительной аномалии давления — над Северной Атлантикой и Арктиче-

ским бассейном с центром над Гренландией и над Европейским континентом, в частности над центральными районами ЕТС. Отрицательная аномалия давления имеет место лишь в районе Бискайского залива и на северо-востоке Сибири. С таким распределением давления связано формирование положительной аномалии температуры воздуха над Европейским континентом и отрицательной аномалии в Арктическом бассейне. Особенности термобарического режима марта являются следствием преобладания процессов восточной формы циркуляции, развивающихся на протяжении длительного предшествующего осенне-зимнего периода. Рассматриваемый вариант распределения аномалий давления и температуры воздуха в марте встречается значительно реже по сравнению с двумя предыдущими.

При трех различных синоптических положениях в марте формируются также вёсны второго типа по дружности половодья. Первый вариант (рис. 35) характеризуется аномальным развитием арктического антициклона с центром в районе Северной Гренландии, а также циклонической деятельностью в южных районах Восточной Атлантики. Результатом этого является положительное приращение градиента давления в направлении с севера на юг и вследствие этого формирование в северных районах Евразии и на юге ЕТС большой отрицательной аномалии температуры воздуха. Такое распределение аномалий характерно для преобладания в марте процессов меридиональной и западной форм циркуляции, возникших после зимней восточной циркуляции.

Второй и третий варианты (рис. 36—37) резко отличаются от первого и не сходны между собой. Для второго варианта характерно наличие в Арктике и над ЕТС отрицательной аномалии давления и положительной аномалии температуры, обусловленных преобладанием в марте процессов западной и меридиональной форм циркуляции (1938 г.) или меридиональной и восточной форм (1939 г.).

В отличие от первого варианта, в данном случае с меридиональной циркуляцией связано поступление в северные районы теплых воздушных масс (с Атлантики), поскольку развитие антициклона наблюдалось в южных районах (Восточная Атлантика — Британские острова), а не над областью Гренландия — Баренцево море, как это имело место в первом варианте развития синоптических процессов. Особенности меридиональной циркуляции в рассматриваемом случае явились следствием преобладания в предшествующем месяце (в феврале) западной формы циркуляции.

Для третьего варианта характерно исключительно интенсивное развитие исландской депрессии, центр которой смещен в южные районы Атлантики. Основной западный поток теплых воздушных масс направлен при этом с Атлантики на южные области Европы, и соответственно в северных районах Атлантики, Западной Европы и Европейской территории СССР формируется отрицательная аномалия температуры воздуха, обусловленная затоками арктических масс в тылу циклонов, смещающихся в системе исландской депрессии. Указанное распределение аномалий давления и температуры воздуха наблюдается при очень большом преобладании в марте процессов западной формы циркуляции, возникших после устойчивой восточной формы в феврале.

Третий тип вёсен по дружности половодья имеет место после трех синоптических положений в марте (рис. 38—40). Первый вариант распределения аномалий и температуры воздуха (рис. 38) в общих чертах имеет сходство с ранее рассмотренным вариантом для первого типа вёсен (рис. 32). Однако отличительной его чертой при

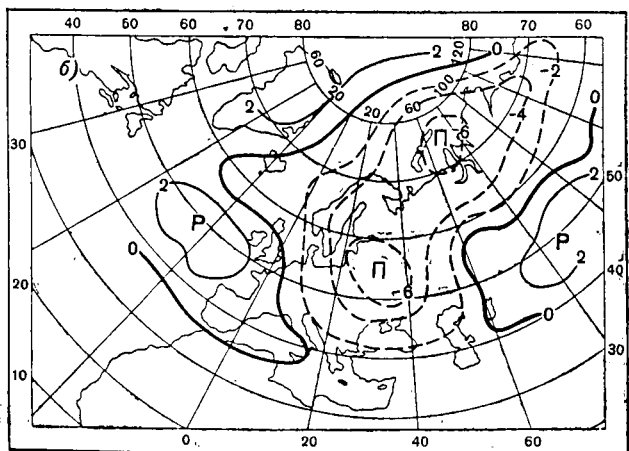
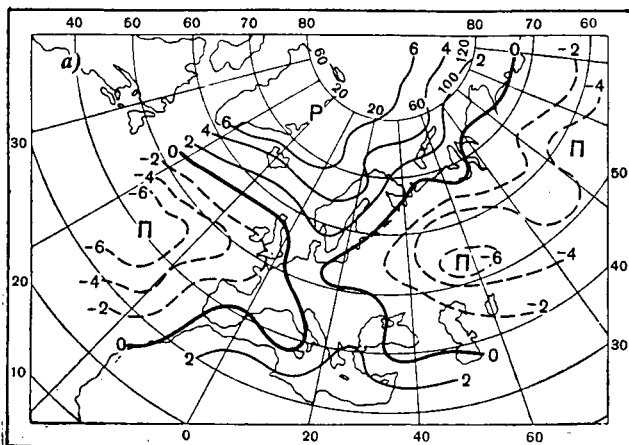


Рис. 35. Распределение аномалий давления (а) и температуры воздуха (б) в марте для второго типа весен по дружности половодья; вариант 1.

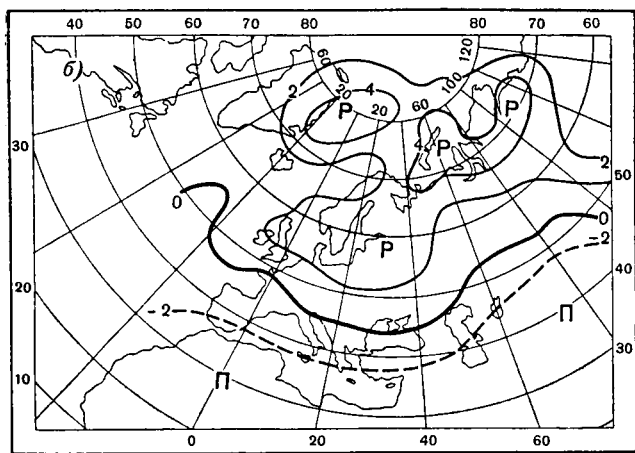
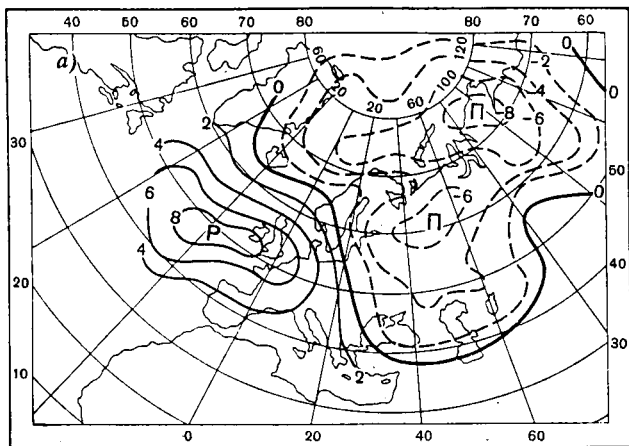


Рис. 36. Распределение аномалий давления (а) и температуры воздуха (б) в марте для второго типа весен по дружности половодья; вариант 2.

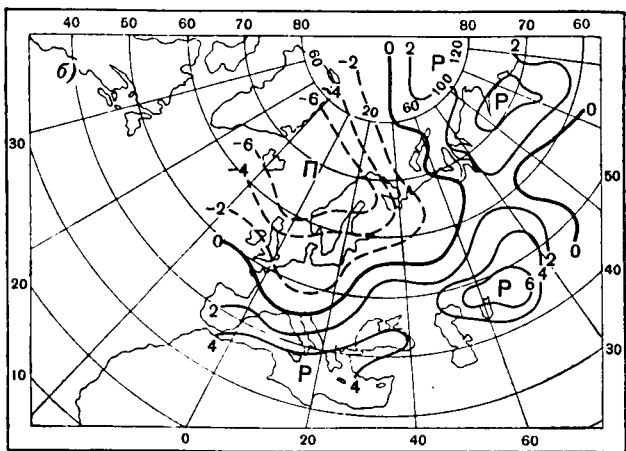
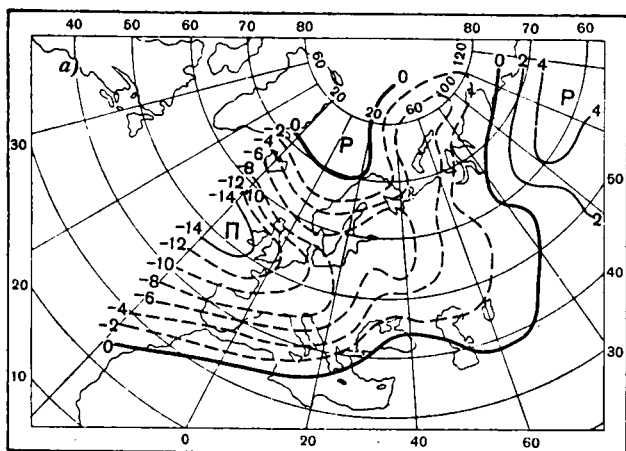


Рис. 37. Распределение аномалий давления (а) и температуры воздуха (б) в марте для второго типа весен по дружности половодья; вариант 3.

интенсивно развитом арктическом антициклоне является локализация центра положительной аномалии давления в районе островов Северная Земля, а не над севером Гренландии. С этим связана повышенная повторяемость ультраполярных вхождений арктического воздуха в марте на ЕТС и сохранение этой тенденции в апреле. Соответственно интенсивных волн тепла, характерных для первого типа вёсен (рис. 32), в данном случае не наблюдается.

Отличительной чертой второго варианта развития синоптических процессов в марте (рис. 39) перед вёснами третьего типа является область положительной аномалии давления на северо-востоке Евразии, возникающая при меридиональной циркуляции, имеющей черты восточной. При преобладании меридиональной формы циркуляции для барического поля в марте характерны, кроме того, области повышенной аномалии давления над Западной Европой и прилегающими районами Атлантики и отрицательной аномалии над Центральной Европой. Сочетание указанных процессов меридиональной циркуляции наблюдается при преобразовании зимней восточной циркуляции в весеннюю меридиональную. Поэтому рассмотренные выше особенности барического поля являются показателем меридиональной циркуляции весной и соответственно низкого на большей части ЕТС температурного фона в весенние месяцы, обусловленного частыми выносами холода в апреле и мае с Баренцева моря.

Третий вариант (рис. 40) распределения аномалий давления и температуры воздуха в марте почти противоположен рассмотренному выше. Для него характерна положительная аномалия давления над ЕТС, югом Западной Сибири и Казахстаном и отрицательная аномалия над Восточной Атлантикой, Арктическим бассейном и северными районами Западной Сибири. Такое распределение аномалий давления является результатом преобладания в марте восточной формы циркуляции в сочетании с западной. Термическое поле характеризуется положительной аномалией температуры воздуха над ЕТС и отрицательной аномалией над Восточной Атлантикой, центральными районами Арктики и югом ЕТС. Как и в только что рассмотренном варианте (рис. 39), в данном случае от зимы к весне также происходит преобразование восточной циркуляции в меридиональную, но перелом циркуляции наступает позднее (не в марте, а в апреле).

Четвертый тип вёсен формируется при двух вариантах развития атмосферной циркуляции в марте (рис. 41—42). Первый вариант (рис. 41) характеризуется наличием резко выраженных областей положительной аномалии давления с центром над Западной Европой и отрицательной аномалии с центром над Карским морем. При больших градиентах давления в направлении примерно с юга на север в марте развивается западная слагающая переноса воздушных масс, сохраняющаяся также в апреле и приводящая к аномальному повышению температуры в период после перехода ее через 0° .

Второй вариант (рис. 42), наблюдавшийся только в 1957 г., представляет особый интерес, поскольку весной указанного года дружность половодья была самой большой за период 1936—1957 гг. Отличительной чертой этого варианта развития циркуляции в марте является наличие вытянутой в меридиональном направлении области положительных аномалий давления над Восточной Атлантикой. Меридиональная ориентировка характерна и для распределения аномалий температуры воздуха. Формирование в марте положительной аномалии температуры воздуха над Восточной Атлантикой и отрицательной над центральными районами ЕТС обуславливается выносами теплых воздушных

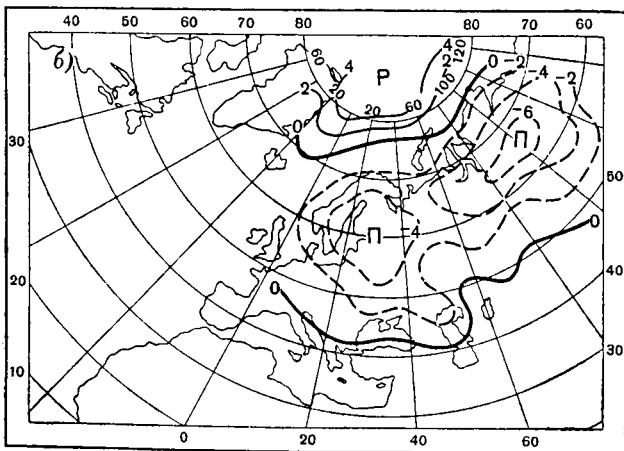
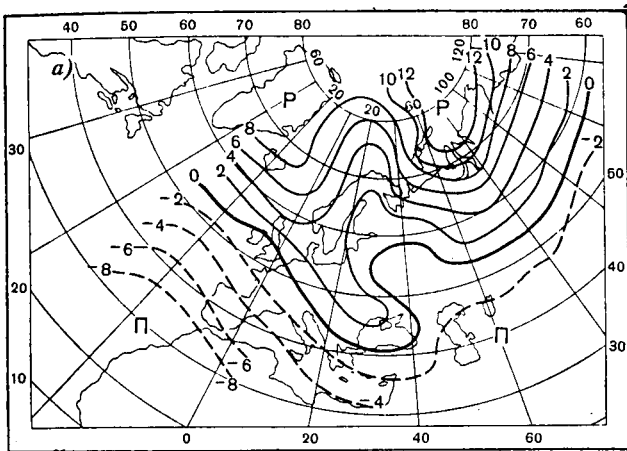


Рис. 38. Распределение аномалий давления (а) и температуры воздуха (б) в марте для третьего типа весен по дружности поводовья; вариант 1.

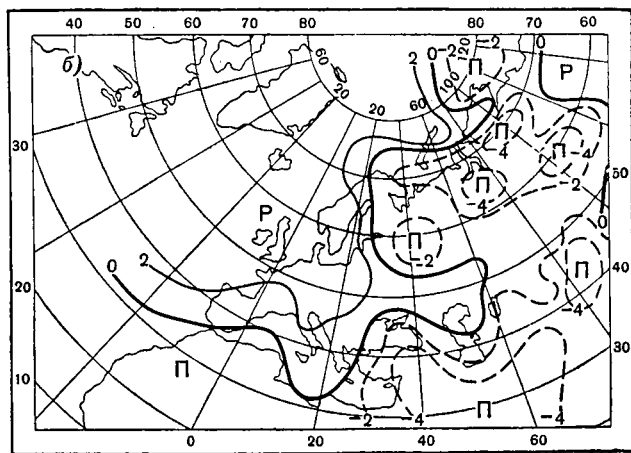
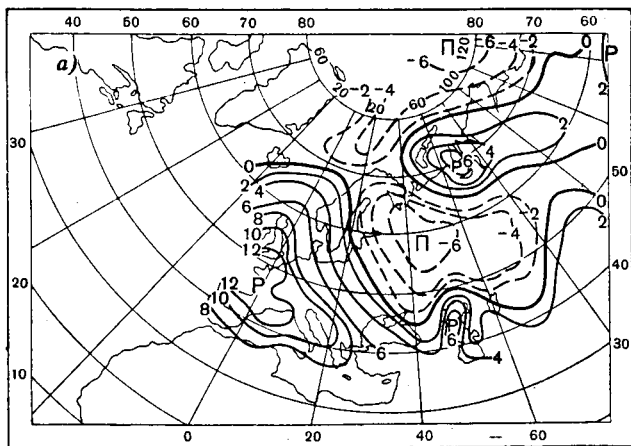


Рис. 39. Распределение аномалий давления (а) и температуры воздуха (б) в марте для третьего типа весен по дружности половодья; вариант 2.

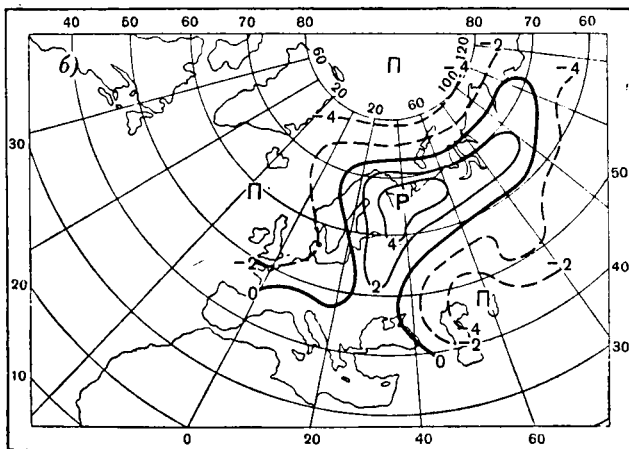
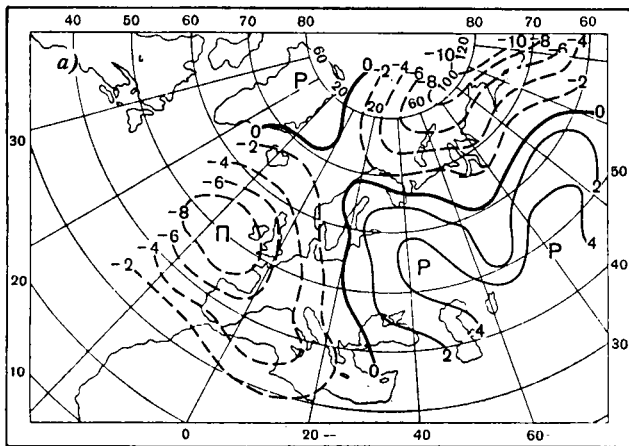


Рис. 40. Распределение аномалий давления (а) и температуры воздуха (б) в марте для третьего типа весны по дружности половодья; вариант 3.

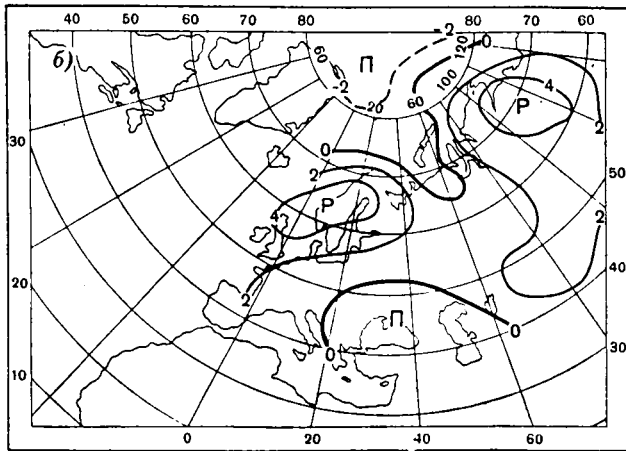
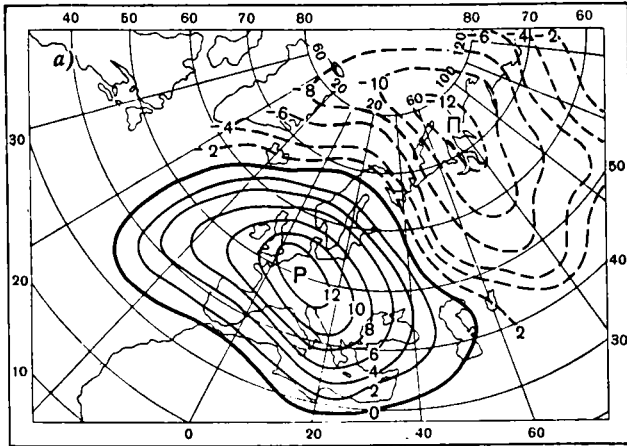


Рис. 41. Распределение аномалий давления (а) и температуры воздуха (б) в марте для четвертого типа весны по дружности половодья; вариант 1.

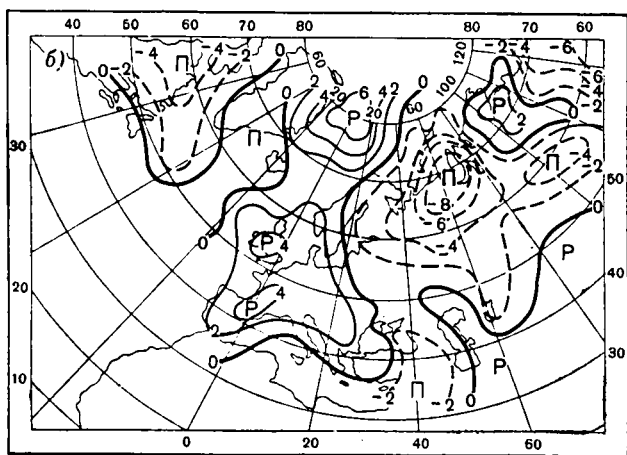
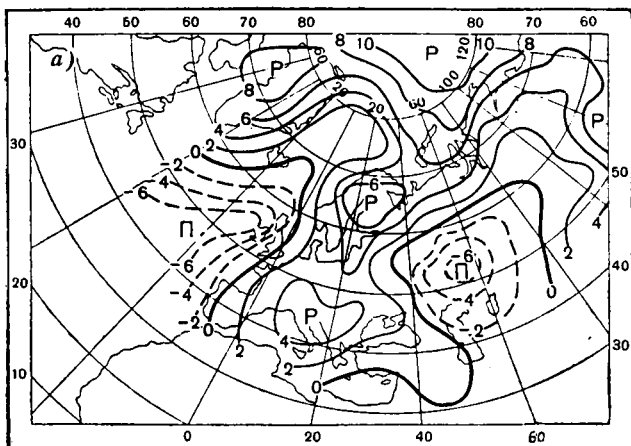


Рис. 42. Распределение аномалий давления (а) и температуры воздуха (б) в марте для четвертого типа весны по дружности половодья; вариант 2.

масс по западной и холодных по восточной периферии высотного гребня над Европой, образовавшегося при развитии в этом месяце восточной формы циркуляции (с чертами западной). Следствием сохранения восточной формы циркуляции в апреле, наряду со смещением в этом месяце высотного гребня к востоку (по мере прогревания континента), является поступление в северные районы ЕТС воздушных масс с юга и соответственно высокие температуры воздуха здесь в период снеготаяния. Рассматриваемый вариант термобарического режима в марте в общих чертах сходен с первым вариантом для весны третьего типа (рис. 38). Однако характерным для последнего является не меридиональная, а широтная ориентировка областей аномалий давления и температуры воздуха при большой повторяемости в этом месяце меридиональной циркуляции наряду с процессами западной формы.

Пятый тип весны по дружности половодья наблюдается при развитии в марте областей положительной аномалии давления над Восточной Атлантикой — Западной Европой и над северо-востоком Сибири и отрицательных аномалий над центральными и западными районами Арктического бассейна и над ЕТС (рис. 43). Отличительной чертой термического поля является формирование положительной аномалии температуры воздуха в пределах ЕТС, Западной Сибири и Арктического бассейна. Указанные особенности термобарического режима обусловлены развитием в марте процессов всех трех форм циркуляции при незначительном преобладании меридиональной. Примерно одинаковая их повторяемость в марте является следствием преобразования зимней западной циркуляции в весеннюю меридиональную. При частом возникновении меридиональной формы еще в зимние месяцы перелом к меридиональной циркуляции осуществляется лишь в мае. Поэтому апрель, так же как и март, характеризуется неустойчивым режимом циркуляции, но с несколько большей, чем в марте, повторяемостью процессов меридиональной и западной форм циркуляции в 1944 г., а в 1950 г. — восточной формы.

На основании проведенного анализа синоптических условий в марте может быть сделан следующий вывод. Синоптические процессы в марте отличаются значительным разнообразием. Поэтому один и тот же тип весны по дружности половодья характеризуется не одним, а несколькими вариантами термобарического режима, каждый из которых обладает своими специфическими особенностями. В большинстве случаев, как показано выше, синоптические процессы марта в значительной мере отражают направленность сезонных преобразований атмосферной циркуляции от зимы к весне и поэтому могут рассматриваться в качестве показателей погодных условий весеннего сезона и соответствующего типа весны по дружности половодья.

Таким образом, при предсказании типа весны по дружности половодья прогностическими признаками являются термобарический режим в марте и преобладающая форма циркуляции в этом месяце (табл. 23 и рис. 32—43). Полученные карты распределения аномалий давления и температуры воздуха служат при этом основным эталоном для установления типа ожидаемой весны по дружности половодья. Выбор эталона, а тем самым отнесение весны данного года к одному из типов весны, указанных в табл. 23, производится путем сравнения аномалий давления и температуры воздуха в марте данного года с их распределением, показанным на приведенных выше картах (рис. 32—43). Проверка степени аналогичности осуществляется указанным ранее способом. Критерием правильности выбора эталона служит величина

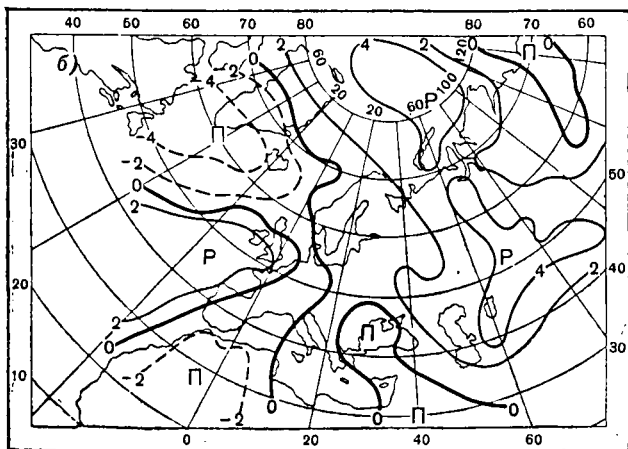
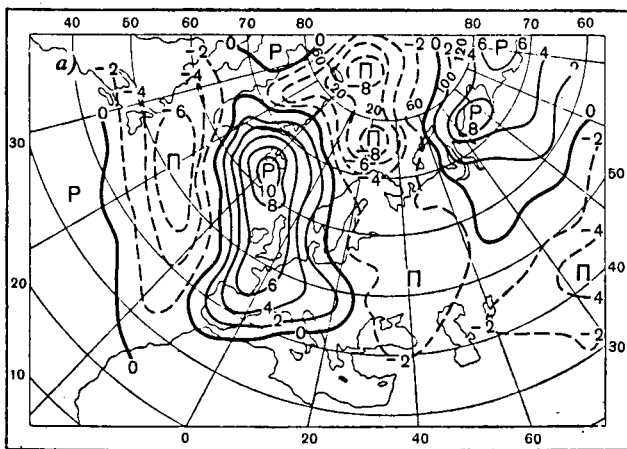


Рис. 43. Распределение аномалий давления (а) и температуры воздуха (б) в марге для пятого типа весен по дружности годоводья.

показателя степени аналогичности больше 80—85% (в среднем для барического и термического полей). Данные о преобладающей форме циркуляции в марте привлекаются в качестве дополнительного прогностического признака для большей уверенности в определении типа весны по дружности половодья.

Предлагаемый путь прогноза типов весны по дружности половодья является лишь первым шагом в решении этой исключительно сложной задачи. При пользовании предлагаемой схемой необходимо иметь в виду, что выявленные характерные распределения давления и температуры воздуха в марте за период 1936—1957 гг. не исчерпывают возможных синоптических положений перед вёснами того или другого типа (по дружности половодья). Затруднения в прогнозе и соответственно значительные его ошибки могут также явиться следствием отсутствия четко выраженных особенностей термобарического режима в марте и по этой причине неправильного выбора аналога.

В дальнейшем по мере накопления материалов наблюдений последующих лет предлагаемая схема должна существенно уточняться и пополняться новыми прогностическими признаками. Ввиду того что предсказание типов вёсен по дружности половодья основывается, по существу, на способе аналогии, оценка надежности предлагаемого решения по данным за период 1936—1957 гг. представляется нецелесообразной. Поверочные прогнозы выполнены лишь для трех лет (1958—1960 гг.), данные по которым не использовались при установлении прогностических признаков.

Поверочные прогнозы максимальных расходов с учетом фактора дружности половодья (1958—1960 гг.). Поверочные прогнозы выполнены для р. Юга у с. Подосиновца и д. Гаврино, р. Кичменьги у д. Глебово, р. Ваги у д. Филяевской по зависимостям $Q_{\max} = f\{[x_{\text{сн}} + 0,4(x - z)_{\text{ос}}], K\}$ (рис. 29). Исходными материалами для прогноза являются: данные о максимальных снегозапасах на водосборах, жидких осадках за период с 1/VIII до даты установления снежного покрова (в лесу), испарении с поверхности водосборов за тот же период, рассчитанном по методике А. Р. Константинова (по температуре воздуха и значениям абсолютной влажности), и, наконец, карты аномалий давления и температуры воздуха в марте (для естественно-синоптического района) и данные о преобладающей форме циркуляции в этом месяце, необходимые для оценки типа ожидаемой весны по дружности половодья.

Расчет основного аргумента прогностической зависимости $x_{\text{сн}} + 0,4(x - z)_{\text{ос}}$ в сокращенном виде приведен в табл. 24.

Оценка коэффициента дружности половодья (третьей переменной в прогностической зависимости) произведена в следующем порядке. На основании карт аномалий давления и температуры воздуха (рис. 32—43), а также данных о преобладающей форме циркуляции в марте определены типы ожидаемой весны по дружности половодья (табл. 25). Сравнение ежегодных карт аномалий с эталонными показало, что весна 1958 г. может быть отнесена к первому типу вёсен по дружности половодья (первый синоптический вариант), весна 1959 г. — к четвертому типу (первый вариант), весна 1960 г. — тоже к четвертому типу (второй вариант).

Правильность отнесения вёсен 1958—1960 гг. к указанным типам подтверждается высоким процентом аналогичности термобарических полей марта этих лет и распределения аномалий на выбранных эталонных картах, а также сходством преобладающей формы циркуляции в этом месяце (табл. 25).

Расчет аргумента $x_{сн} + 0,4(x-z)_{ос}$

Река — пункт	Максимальные снегозапасы $x_{сн}$ мм	Характеристики увлажнения водосборов осенью предшествующего года				$x_{сн} + 0,4(x-z)_{ос}$ мм
		дата установления снежного покрова в лесу	жидкие осадки с 1/VIII до даты установления снежного покрова, мм	испарение за период с 1/VIII до даты установления снежного покрова, мм	разность осадков и испарения $(x-z)_{ос}$ мм	
1958 г.						
Юг — с. Подосиновец	172	15/XI	197	133	64	198
Юг — д. Гаврино	172	15/XI	211	134	77	203
Кичменьга — д. Глебово	160	15/XI	215	135	80	192
Вага — д. Филяевская	176	15/XI	261	120	141	216
1959 г.						
Юг — с. Подосиновец	144	19/XI	152	86	66	170
Юг — д. Гаврино	144	19/XI	154	86	68	171
Кичменьга — д. Глебово	134	19/XI	140	86	54	155
Вага — д. Филяевская	141	15/XI	199	80	119	181
1960 г.						
Юг — с. Подосиновец	150	10/X	108	75	33	163
Юг — д. Гаврино	160	10/X	127	74	53	181
Кичменьга — д. Глебово	138	10/X	105	75	30	150
Вага — д. Филяевская	115	10/XI	148	74	74	145

Примечания:

1. Средние величины снегозапасов на водосборах и характеристики осеннего увлажнения устанавливались с помощью предварительно построенных ежегодных карт.

2. При вычислении $x_{сн} + 0,4(x-z)_{ос}$ величины $(x-z)_{ос} > 100$ мм приравнялись 100 мм, согласно указанному в разделе III.

Таблица 25

Ожидаемый тип весны по дружности половодья

Год	Преобладающая форма циркуляции в марте	Ожидаемый тип весны по дружности половодья (синоптический вариант)	Степень аналогичности термобарического режима марта данного года распределению аномалий на эталонных картах, %
1958	E	I (1)	85
1959	W + E ₀	IV (1)	86
1960	E + C	IV (2)	83

Установив тип ожидаемой весны, для каждого водосбора, ориентируясь на величину наблюдаемых снегозапасов к началу весны, произведена оценка коэффициента дружности половодья по данным табл. 23, содержащей характеристики типовых кривых $K=f(x_{сн})$. Для вёсен первого типа нормальная дружность половодья наблюдается при любых снегозапасах. Поэтому в 1958 г. для всех рассматриваемых рек коэффициент K принят равным единице. Такое же значение коэффициента принимается в 1959 и 1960 гг., поскольку при наблюдавшихся величинах снегозапасов от 115 до 160 мм для вёсен четвертого типа также характерна нормальная дружность половодья.

На прогностических зависимостях (рис. 29) нормальной дружности половодья соответствует средняя линия связи

$$Q_{\max} = f \{ [x_{сн} + 0,4(x - z)_{oc}], K \}.$$

Полученные по ней прогностические значения максимальных расходов для вёсен 1958—1960 гг. приведены в табл. 26.

Т а б л и ц а 26

Результаты поверочных прогнозов максимальных расходов воды

Река — пункт	Допустимая ошибка 20% амплитуды, м ³ сек.	1958 г.			1959 г.			1960 г.		
		Q_{\max} м ³ /сек.		Δ	Q_{\max} м ³ /сек.		Δ	Q_{\max} м ³ /сек.		Δ
		прогнози- руемый	фактиче- ский		прогнози- руемый	фактиче- ский		прогнози- руемый	фактиче- ский	
Юг — с. Подосиновец	442	1730	1770	-40	1280	1260	+20	1160	1110	+50
Юг — д. Гаврино	783	3150	3520	-370	2320	2080	+240	2550	2040	+510
Кичменьга — д. Глебово	47	227	178	+49	178	134	+44	171	131	+40
Вага — д. Филяевская	340	1430	1330	+100	1010	1280	-270	600	739	-139

Расхождения между предсказанными и фактическими величинами максимальных расходов (исключая 1958 г. для р. Кичменьги) оказались в пределах допустимой ошибки.

Долгосрочный прогноз максимальных расходов половодья в вероятностной форме (с учетом фактора дружности половодья)

Обычно применяемая для прогноза осредненная зависимость максимальных расходов от объема стока u или от определяющих его факторов (снегозапасов и осеннего увлажнения) дает возможность предсказать максимальный расход, обеспеченный при данной величине весеннего стока на 50%. Во многих случаях представляют интерес максимальные расходы другой обеспеченности при том же объеме стока за половодье. Решение задачи прогноза максимума половодья разной обеспеченности при одной и той же величине весеннего стока связано с необходимостью оценки обеспеченности коэффициента дружности половодья.

В качестве показателя дружности половодья принято отношение фактического максимального расхода Q_{\max} к его нормальной величине

Q_0 при данном объеме стока $K = \frac{Q_{\max}}{Q_0}$ или, переходя к вероятным значениям, $K_p = \frac{Q_p}{Q_0}$. Отсюда следует, что максимальный расход заданной обеспеченности p может быть рассчитан по формуле

$$Q_p = Q_0 K_p,$$

где Q_0 — максимальный расход по осредненной зависимости $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}})$ при данном объеме стока, K_p — коэффициент дружности половодья заданной обеспеченности p , определяемый по кривой $K = f(p)$.

Задача прогноза максимального стока в вероятностной форме может решаться как для отдельных пунктов, так и для района в целом, но в последнем случае исходные зависимости $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}})$ и $K = f(p)$ должны являться территориально общими. Построение обобщенных для отдельных районов зависимостей $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}})$ возможно при условии исключения влияния на максимальный сток площади водосбора. Как указывалось ранее, коэффициент редукции максимального стока n по площади равен для рассматриваемой территории 0,12. Полученная в результате зависимость имеет вид

$$\frac{Q_{\max}}{F^{0,88}} = f(y_{\text{сн}})$$

или (в аналитическом выражении) для юго-западной части бассейна Северной Двины¹

$$Q_{\max} = 0,0024 y_{\text{сн}} F^{0,88},$$

а для северо-восточной

$$Q_{\max} = 0,0031 y_{\text{сн}} F^{0,88}.$$

Обобщенная кривая обеспеченности коэффициентов дружности половодья $K = f(p)$ получена на основании данных по 11 рекам (рис. 44 I). При ее построении использовано в общей сумме 270 ежегодных значений коэффициента K . В соответствии с этой кривой, коэффициент дружности половодья, имеющий обеспеченность 50%, равен 1,0, при $p = 5\%$ его величина составляет $K = 1,5$, а при $p = 95\%$ $K = 0,70$.

Таким образом, предсказание максимальных расходов заданной обеспеченности (при данном объеме снегового стока) производится по формулам:

для рек юго-западного района

$$Q_p = 0,0024 K_p y_{\text{сн}} F^{0,88},$$

для рек северо-восточного района

$$Q_p = 0,0031 K_p y_{\text{сн}} F^{0,88}.$$

Значения объема снегового стока $y_{\text{сн}}$ могут быть установлены по данным о максимальных снеготаласах и осеннем увлажнении (для рек бассейна Вычегды только по данным о снеготаласах) с помощью территориально общих зависимостей, приведенных на рис. 44 II. При средней величине допустимой ошибки $0,2A = 25$ мм (для рек бассейна

¹ Граница между юго-западным и северо-восточным районами проходит по р. Северной Двине от ее устья до впадения р. Вычегды и затем вдоль последней.

Высегды 0,2 А=20 мм) обеспеченность прогноза объема снегового стока составляет около 80—85%.

При локальных прогнозах вероятных значений максимальных расходов половодья коэффициент дружности заданной обеспеченности

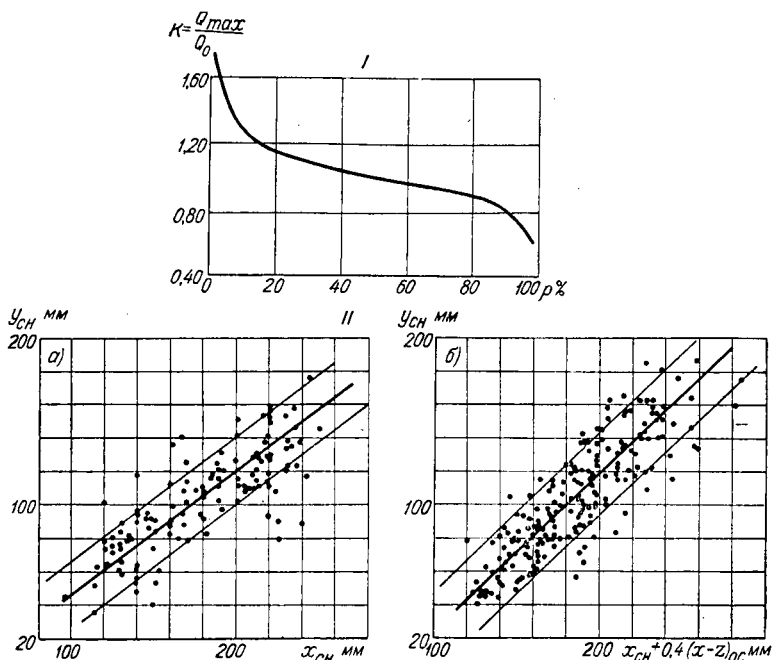


Рис. 44. Территориально общие зависимости для прогноза максимальных расходов половодья разной обеспеченности (при данном объеме снегового стока) по формулам $Q_p = 0,0024 y_{сн} F^{0,88} K_p$ (юго-западный р-н) и $Q_p = 0,0031 y_{сн} F^{0,88} K_p$ (северо-восточный р-н).

I — кривая обеспеченности $K=f(p)$, II — зависимости объема снегового стока от определяющих факторов (а — реки бассейна Высегды, б — остальные реки бассейна Северной Двины).

устанавливается по обобщенной кривой $K=f(p)$, а нормальная величина максимального расхода при данном объеме стока определяется для каждой реки по своей собственной кривой $Q_{max} = f(y_{сн})$ или с помощью рассмотренных ранее зависимостей максимальных расходов от снегозапасов и осеннего увлажнения.

Долгосрочный прогноз наивысших уровней весеннего половодья

Существующие методы прогноза наивысшего уровня половодья основываются на учете факторов, определяющих водность реки в весенний сезон, или, другими словами, исходят из наличия связи между уровнями и, расходами воды. Этими методами ни в коей мере не отражается влияние на максимальный уровень половодья заторных явлений в период весеннего ледохода. Возникающие вследствие этого погрешности прогноза тем больше, чем чаще происходит формирование наивысшего уровня при заторах льда и чем больше превышение за-

торного уровня над уровнем, соответствующим максимальному расходу половодья. Имея в виду случаи заторного происхождения наивысшего уровня половодья на реках рассматриваемой территории, для его прогноза следовало бы использовать зависимости, одновременно учитывающие факторы весенней водности рек и интенсивности заторобразования в период ледохода. Однако, поскольку в настоящее время методика предсказания заторов льда не разработана, поставленная задача может быть решена пока только в части прогноза наивысших уровней половодья, не связанных с заторными явлениями. Такое решение задачи является удовлетворительным не только для рек с отсутствием заторов льда в период формирования наивысшего уровня половодья (р. Вычегда и ее притоки), но и для большинства других рек бассейна Северной Двины, на которых при относительно малой повторяемости наивысших уровней заторного происхождения в значительном числе случаев они близки по величине к наивысшим незаторным уровням половодья. Все же на некоторых реках большая разница в значениях заторных и незаторных наивысших уровней половодья наблюдается относительно часто — 1 раз в 2—5 лет (р. Сухона у д. Каликино, р. Вага у г. Шенкурска и др.). Для этих рек уровень, предсказанный без учета заторных явлений, может отличаться от фактического в отдельные годы до 2—3 м (табл. 27).

Прогноз наивысшего незаторного уровня половодья, по существу, сводится к предсказанию максимального расхода воды, поскольку между этими двумя элементами существует тесная связь, для ряда рек близкая к функциональной. Поэтому приведенные выше проработки, касающиеся долгосрочного прогноза максимального расхода воды, относятся почти в такой же мере и к прогнозу наивысших незаторных уровней половодья. Последние могут определяться по кривой $H_{\max} = f(Q_{\max})$ или непосредственно по связи с факторами, учитываемыми при прогнозе максимального стока.

Примеры зависимостей для прогноза наивысшего уровня половодья приведены на рис. 45. Зависимости построены, ориентируясь главным образом на незаторные уровни половодья, которые для весны с заторами льда получены по связи с максимальными расходами воды. Заторные уровни показаны дополнительно с целью освещения фактического наивысшего уровня половодья в эти годы.

Полученные зависимости учитывают основные факторы, влияющие на максимальный расход, а следовательно, и на наивысший (незаторный) уровень половодья, а именно: максимальные снегозапасы и осеннее увлажнение водосбора. Для ряда рек такие зависимости построены для трех градаций дружности половодья (реки Юг, Вага и др.). При прогнозе уровня значение коэффициента дружности $K = \frac{Q_{\max}}{Q_0}$ предварительно устанавливается рассмотренным ранее способом на основе использования синоптических характеристик предвесеннего периода. При построении зависимостей степень дружности половодья не учтена в тех случаях, когда разброс точек на них оказывается в большей степени связанным с приближенностью учета снегозапасов и осеннего увлажнения и в меньшей мере — с влиянием на максимум половодья особенностей погодных условий весны.

В табл. 28 для 10 рек бассейна Северной Двины приведены результаты поверочных прогнозов наивысшего уровня весеннего половодья. При прогнозе наивысшего весеннего уровня по данным о снегозапасах и осеннем увлажнении более или менее удовлетворительные результаты получаются для 8—9 рек из 12. Обеспеченность неперевышения

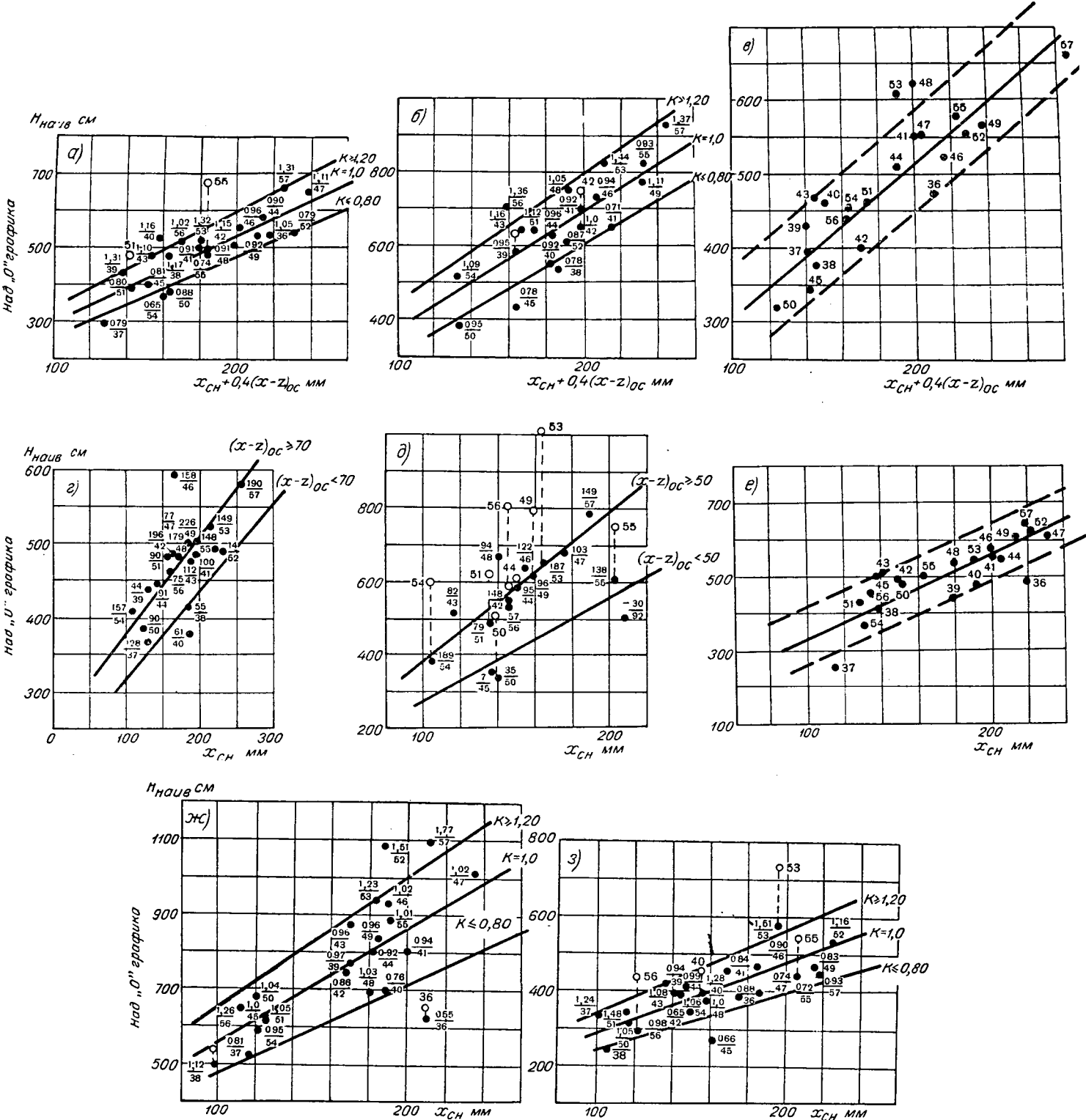


Рис. 45. Зависимости наивысшего уровня от максимальных снегозапасов $x_{сн}$ и осеннего увлажнения $(x-z)_{oc}$ для разных по дружности половодий (зависимости а, б, г, ж, з). Цифры у точек означают: на графиках а, б, г, д, ж, з — в числителе коэффициент дружности K или $(x-z)_{oc}$ в знаменателе — год; на графиках в и е у точек поставлены годы.
а — р. Юг — д. Гаврино, б — р. Вага — д. Филевская, в — р. Устья — с. Шангалы, г — р. Кубена — с. Троице-Енальское, д — р. Сухона — д. Каликино, е — р. Вычегда — г. Сыктывкар, ж — р. Вьмь — с. Бесляна, з — р. Пинега — д. Кулогоры.

Таблица 27

Годы с наивысшими уровнями половодья заторного происхождения, превышающими максимальные незаторные уровни на величину более 20 см, за период 1936—1957 гг.

Река — пункт	Год	Наивысший заторный уровень над нулем графика		Наивысший незаторный уровень над нулем графика		Превышение наивысшего заторного уровня над незаторным, см
		уровень, см	дата	уровень, см	дата	
Сухона — д. Каликино	1942	591	24/IV	552	26/IV	39
	1944	613	28/IV	582	7/V	31
	1949	794	23/IV	618	3/V	176
	1950	515	14/IV	338	22/IV	177
	1951	634	5/IV	491	13/IV	143
	1953	1014	17/IV	649	22/IV	365
	1954	606	21/IV	384	24/IV	222
	1955	754	27/IV	607	8/V	147
	1956	814	1/V	537	8/V	277
Кубена — с. Троице-Енальское		не было				
Юг — с. Подосиновец	1937	265	31/III	197	26/IV	68
	1948	498	13/IV	437	7/V	61
	1951	367	5/IV	252	14/IV	115
	1955	435	24/IV	402	29/IV	33
Юг — д. Гаврино	1951	484	5/IV	395	21/IV	89
	1955	680	26/IV	496	1/V	184
Кичменьга — д. Глебово	1955	507	27/IV	385	8/V	122
Вычегда — с. Усть-Кулом		не было				
Вычегда — г. Сыктывкар		" "				
Нем — с. Краснояр		" "				
Вишера — д. Лунь	1955	640	29/IV	600	2/V	40
Вымь — с. Весляна	1936	648	1/V	620	9/V	28
	1938	533	26/IV	495	12/V	38
Яренга — с. Тохта		не было				
Вага — д. Филяевская	1939	643	28/IV	593	22/V	50
	1942	757	23/IV	657	25/IV	100
Вага — г. Шенкурск	1939	523	30/IV	331	24/V	192
	1940	576	23/IV	379	14/V	197
	1942	560	25/IV	450	26/IV	110
	1945	370	6/V	338	5/V	32
Устья — с. Шангалы		не было				
Кокшеньга — д. Моисеевская	1955	585	26/IV	562	11/V	23
	1937	435	30/III	364	25/IV	71
	1951	509	5/IV	483	14/IV	27
Пинега — с. Кулогоры	1940	458	12/V	388	13/V	70
	1953	735	24/IV	576	26/IV	159
	1955	541	4/V	436	21/V	105
	1956	438	15/V	297	21/V	141
Юла — д. Каренжиха	1956	308	10/V	271	19/V	37

Результаты оценки зависимостей для прогноза наивысшего уровня половодья

№ п/п	Река — пункт	Период (число лет)	Амплитуда уровня, см	Природная обеспечен- ность, 0/0	Зависимость					
					H_{\max} от $x_{\text{сн}}$ и $(x-z)_{\text{ос}}$			$H_{\max} = f \{ [x_{\text{сн}} +$ $+ 0,4(x-z)_{\text{ос}}], K \}$		
					$\frac{p}{\sigma}$	$\rho = \sqrt{1 - \frac{p^2}{\sigma^2}}$	Обеспеченность ошибки 0,2 А, %	$\frac{p}{\sigma}$	$\rho = \sqrt{1 - \frac{p^2}{\sigma^2}}$	Обеспеченность ошибки 0,2 А, %
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
1	Сухона — д. Каликино	1942—57 (16)	$\frac{659}{451}$	$\frac{50}{56}$	$\frac{0,97}{0,57}$	$\frac{0,26}{0,83}$	$\frac{75}{88}$	—	—	—
2	Кубена — с. Тро- ице-Енальское	1937—44, 1946—57 (20)	229	60	0,73	0,69	90	—	—	—
3	Юг — с. Подосиновец	1936—57 (22)	$\frac{377}{433}$	$\frac{64}{59}$	$\frac{0,67}{0,64}$	$\frac{0,74}{0,76}$	$\frac{77}{82}$	$\frac{0,51}{0,36}$	$\frac{0,86}{0,93}$	$\frac{91}{100}$
4	Юг — д. Гаврино	1936—57 (22)	$\frac{385}{373}$	$\frac{68}{68}$	$\frac{0,69}{0,55}$	$\frac{0,72}{0,84}$	$\frac{86}{91}$	$\frac{0,70}{0,44}$	$\frac{0,71}{0,90}$	$\frac{91}{95}$
5	Вага — д. Филяевская	1938—57 (20)	$\frac{542}{542}$	$\frac{55}{60}$	$\frac{0,60}{0,58}$	$\frac{0,80}{0,81}$	$\frac{90}{90}$	$\frac{0,39}{0,36}$	$\frac{0,92}{0,94}$	$\frac{100}{100}$
6	Устья — с. Шангалы	1936—57 (22)	346	55	0,54	0,84	91	—	—	—
7	Кокшеньга — д. Моисеевская	1937—57 (21)	$\frac{314}{314}$	$\frac{43}{52}$	$\frac{0,62}{0,62}$	$\frac{0,78}{0,78}$	$\frac{81}{81}$	—	—	—
8	Вычегда — с. Усть-Кулом	1936—57 (22)	461	64	0,77	0,64	82	0,62	0,79	95
9	Вычегда — г. Сыктывкар	1936—57 (22)	394	68	0,65	0,76	91	—	—	—
10	Вымь — с. Весляна	1936—57 (22)	$\frac{575}{599}$	$\frac{45}{45}$	$\frac{0,65}{0,66}$	$\frac{0,75}{0,75}$	$\frac{82}{82}$	$\frac{0,41}{0,42}$	$\frac{0,91}{0,91}$	$\frac{86}{95}$
11	Пинега — с. Кулогоры	1936—57 (22)	$\frac{497}{339}$	$\frac{77}{68}$	$\frac{0,76}{0,67}$	$\frac{0,63}{0,74}$	$\frac{86}{86}$	$\frac{0,60}{0,49}$	$\frac{0,79}{0,87}$	$\frac{95}{100}$
12	Юла — д. Каренжиха	1938—57 (20)	291	55	0,74	0,67	70	0,49	0,87	85

Примечания:

1. Для пунктов 1, 3—5, 7, 10, 11 в числителе приведены данные, относящиеся к фактическим наивысшим уровням, в том числе и заторного происхождения, в знаменателе — только к незаторным уровням (для лет с заторами эти значения уровня установлены по связи с максимальными расходами воды).

2. Для пунктов 2—6 зависимости имеют вид $H_{\max} = f [x_{\text{сн}} + 0,4(x-z)_{\text{ос}}]$ и $H_{\max} = f \{ [x_{\text{сн}} + 0,4(x-z)_{\text{ос}}], K \}$; для пунктов 1, 7 $H_{\max} = f [x_{\text{сн}}, (x-z)_{\text{ос}}]$, для пунктов 8—12 $H_{\max} = f (x_{\text{сн}})$ и $H_{\max} = f (x_{\text{сн}}, K)$.

3. Для пунктов 1, 2, 6, 7, 9 дополнительный учет дружности половодья не улучшает результаты прогноза наивысшего уровня, поэтому в графах 9—11 поставлен прочерк.

ошибки 0,2А составляет 80—90%, а величина отношения $\frac{s}{\sigma}$ равняется 0,54—0,73.

Наличие в отдельные годы наивысших уровней заторного происхождения заметно сказывается на надежности прогноза этого элемента половодья. Так, например, для р. Сухоны у д. Каликино, отличающейся частыми и высокими заторными подъемами, влияние последних проявляется в увеличении $\frac{s}{\sigma}$ от 0,57 до 0,97, что практически соответствует вообще отсутствию связи между наблюдаемыми уровнями и такими факторами, как снеготопы и осеннее увлажнение. Для остальных рассмотренных рек заторные явления хотя несколько и искажают зависимости наивысшего уровня половодья от этих факторов, но все же не настолько, чтобы ими нельзя было пользоваться для целей прогноза.

Для оценки возможного увеличения точности прогноза наивысших уровней за счет учета фактора дружности половодья в табл. 28 приведены результаты проверки зависимостей $H_{\max} = f\{[x_{\text{сн}} + 0,4(x - z)_{\infty}], K\}$, произведенной на основании фактических значений коэффициента K . Судя по полученным результатам, при достаточно надежном предсказании этих коэффициентов по синоптическим данным обеспеченность прогноза может увеличиться с 70—80 до 90—100%, а величина $\frac{s}{\sigma}$ снизиться с 0,60—0,70 до 0,40—0,50. Так же как и для максимальных расходов, поверочные прогнозы наивысших уровней с учетом коэффициента дружности половодья, определенного с помощью синоптических данных (схема предсказания коэффициента K изложена выше), составлены для рек бассейнов Юга и Ваги для трех лет (1958—1960 гг.), не использованных при прогностических проработках. Результаты прогноза наивысших уровней оказались в такой же мере удовлетворительными, как и максимальных расходов половодья.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вопросам формирования и прогноза весеннего стока посвящена обширная литература. Тем не менее многие стороны этого явления в конкретных физико-географических условиях того или иного района изучены недостаточно, что служит существенным препятствием для развития методики долгосрочного прогноза весеннего половодья. В настоящей работе освещены условия формирования весеннего стока рек сильно залесенной территории бассейна Северной Двины. В результате выполненного исследования произведены некоторые уточнения существующих представлений об условиях формирования весеннего половодья в этом районе.

Эти уточнения в основном касаются роли отдельных факторов в формировании весеннего стока, природы и величины потерь талых вод, количественной оценки влияния особенностей весеннего снеготаяния на максимум половодья.

На основе рассмотрения водного баланса водосборов в весенний сезон выявлен большой удельный вес в весеннем стоке дождевой его составляющей, на долю которой в отдельные годы приходится около 50% полного объема стока за половодье. Анализ природных условий бассейна Северной Двины привел к выводу, что потери весеннего стока связаны в основном с процессами фильтрации снеговых и дождевых вод в почву. Как показано в работе, существенные изменения вели-

чины потерь по территории, а также неодинаковая роль осеннего увлажнения водосборов в формировании весеннего стока в разных районах являются следствием различий механического состава и водно-физических свойств почво-грунтов в разных частях бассейна Северной Двины.

Анализ формирования максимального стока позволил установить зависимость дружности половодья от характеристик процесса снеготаяния. Основным фактором, определяющим ту или другую дружность половодья небольших рек бассейна Северной Двины, является дружность снеготаяния, численно выражаемая отклонением фактической величины интенсивности таяния снега в данную весну от ее нормального значения при данных размерах максимальных снегозапасов. Приведенные в работе материалы показывают, что имеющиеся попытки уточнения зависимостей максимальных расходов от объема весеннего стока путем введения в качестве третьей переменной величины интенсивности снеготаяния или ее температурного показателя не являются достаточно обоснованными.

Методическое значение работы заключается главным образом в рассмотрении возможности долгосрочного прогноза объема весеннего стока и максимума половодья с учетом погодных условий текущего весеннего сезона. В настоящее время предсказание элементов весеннего половодья с большой заблаговременностью производится по данным о гидрологических и метеорологических условиях предшествующего периода. Отчетливо представляя себе большое влияние весенних процессов (хода температур воздуха, дождевых осадков) на формирование половодья, гидрологи практически отказываются от их учета при долгосрочном прогнозе весеннего стока, основываясь на положении о невозможности успешного предсказания с большой заблаговременностью погоды в период формирования стока талых вод. Приведенные в статье прогностические разработки, составной частью которых является оценка по синоптическим данным дождевой составляющей половодья при прогнозе объема весеннего стока и дружности половодья при прогнозе максимального расхода (наивысшего уровня), представляют собой лишь первый шаг в этом направлении и ни в коем случае не могут рассматриваться как исчерпывающее решение задачи долгосрочного предсказания половодья с учетом погодных условий весны. Тем не менее полученные результаты для отдельных рек бассейна Северной Двины показывают, что использование синоптических характеристик предшествующего периода в качестве показателя особенностей весенней погоды в ряде случаев может существенно повысить точность прогноза элементов весеннего половодья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас максимальных снегозапасов Европейской части СССР за период 1892—1944 гг. Гидрометеониздат, Л., 1946.
2. Афанасьев А. И. Об использовании материалов аэрофотосъемок схода снежного покрова при расчетах снеготаяния. Труды ЦИП, вып. 96, 1960.
3. Вангенгейм Г. Я. Некоторые итоги по разработке методики прогноза вскрытия рек. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 3. Гидрометеониздат, 1941.
4. Вангенгейм Г. Я. Опыт изысканий методики прогноза летних осадков. Труды НИУ ГУГМС, сер. IV, вып. 3. Гидрометеониздат, 1941.
5. Вангенгейм Г. Я. Долгосрочный прогноз температуры воздуха и вскрытия рек. Труды ГГИ, вып. 10, 1940.
6. Васильев И. С. Водный режим подзолистых почв. Труды Почвенного ин-та им. В. В. Докучаева АН СССР, т. XXXII, 1950.
7. Великанова Т. И. Весенний сток и особенности его формирования в условиях северной части Европейской территории СССР. Труды ЦИП, вып. 54, 1957.

8. Великанова Т. И. О потерях весеннего стока на Севере Европейской части СССР. Метеорология и гидрология, № 1, 1957.
9. Вительс Л. А. Методика долгосрочного прогноза осадков и речного стока. Гидрометеоздат, Л., 1955.
10. Вительс Л. А. Синоптический каталог. Гидрометеоздат, Л., 1948.
11. Галахов Н. Н. Снеговой покров в лесу. Метеорология и гидрология, № 3, 1940.
12. Георгиевский Ю. М. Анализ формирования и методика расчета максимумов и гидрографов весеннего половодья рек лесной зоны Европейской части СССР. Автореферат. Л., 1958.
13. Гуревич М. И. Прогнозы летнего и осеннего стока по гидрологическим и метеосиноптическим факторам (на примере р. Камы). Труды ГГИ, вып. 75, 1960.
14. Дарман З. И. О способах предсказания типа половодья на равнинных реках. Труды ЦИП, вып. 82, 1959.
15. Дмитриева Н. Г. О формировании максимального снегового стока. Труды ЦИП, вып. 4, 1947.
16. Дмитриева Н. Г. О прогнозе максимальных весенних уровней воды (на примере р. Урала). Труды ЦИП, вып. 5 (32), 1947.
17. Ещенко Н. Д. Некоторые данные о задержании поверхностных вод на водосборах Придеснянской стоковой станции. Труды УкрНИГМИ, вып. 19, 1959.
18. Иванов К. Е. Основы гидрологии болот лесной зоны. Гидрометеоздат, Л., 1957.
19. Идзон П. Ф. Средние многолетние потери талого стока и их распределение на Европейской территории СССР. Труды ЦИП, вып. 6, 1947.
20. Калинин Г. П., Макарова Т. Т. Об использовании уравнения водного баланса для расчета и прогноза стока и факторов, его обуславливающих. Труды ЦИП, вып. 75, 1958.
21. Карта грунтовых вод Европейской части СССР Госгеолтехиздат, 1955.
22. Кац Н. Я. Типы водот. СССР и Западной Европы и их географическое распределение. Географгиз, М., 1948.
23. Квасов Д. Д. Сток в лесной зоне Европейской части СССР. Уч. зап. ЛГУ, № 292, вып. 44, 1960.
24. Комаров В. Д. Гидрологический анализ и прогноз весеннего половодья равнинных рек. Гидрометеоздат, Л., 1955.
25. Комаров В. Д. Основные закономерности распределения коэффициентов стока снегового половодья и потерь талых вод в период таяния на Европейской территории СССР. Метеорология и гидрология, № 3, 1958.
26. Комаров В. Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. Гидрометеоздат, Л., 1959.
27. Комаров В. Д. О факторах весеннего стока рек лесной зоны Европейской территории СССР. Труды ЦИП, вып. 75, 1958.
28. Конкина Н. Г. О формировании стока рек Северного края. Уч. зап. ЛГУ, сер. геогр. наук, вып. 5, 1949.
29. Константинов А. Р. Методика расчета испарения с почвы, воды и снега по температуре и влажности воздуха, измеренным на метеорологических станциях. Труды ГГИ, вып. 81, 1960.
30. Коплан С. И. Влияние леса на поверхностный сток. Водоохранная роль леса. Труды ВНИИЛХ, вып. 18, 1940.
31. Костюкевич Н. И. Поверхностный сток на суглинистых почвах БССР в условиях леса и поля. Изв. АН БССР, № 4, 1949.
32. Красовский А. А. К вопросу об учете зимних осадков. Метеорология и гидрология, № 1, 1959.
33. Кузьмин П. П. Формирование снежного покрова и методы определения снегозапасов. Гидрометеоздат, 1960.
34. Кузьмин П. П. Влияние леса на снеготаяние. Труды ГГИ, вып. 42 (96), 1954.
35. Кузьмин П. П. Исследование процесса таяния снега в условиях пересеченной и лесистой местности. Труды III Всес. гидрол. съезда, т. III, 1959.
36. Кузьмин П. П. Процесс таяния снежного покрова (методы исследования и расчеты). Гидрометеоздат. 1961.
37. Кузьмин П. П. Формула приближенной оценки снеготаяния и ее применение для изучения режима на территории Европейской части СССР. Труды ГГИ, вып. 65, 1958.
38. Лучшев А. А. Осадки под пологом леса. Труды ВНИИЛХ, вып. 18, 1940.
39. Макарова Т. Т. Влияние интенсивности снеготаяния на формирование максимальных расходов воды весеннего половодья. Метеорология и гидрология, № 1, 1956.
40. Макарова Т. Т. Исследование условий формирования весеннего стока р. Камы и методика его прогноза. Труды ЦИП, вып. 39, 1955.
41. Молчанов А. А. Гидрологическая роль основных лесов на песчаных почвах. Изд. АН СССР, М., 1952.

42. Мурашев С. И. и Кузнецова З. И. Влияние состава, возраста и полноты насаждений на снеговой режим. Труды ВНИИЛХ, вып. 8, 1939.
43. Нестеров В. Г. К вопросу о влиянии леса на снежный покров. Метеорология и гидрология, № 3, 1940.
44. Панова Н. Ф. Методика расчета гидрографов весеннего половодья в разных физико-географических условиях равнинной территории СССР. Труды ГГИ, вып. 61, 1957.
45. Паршин В. Н. Точность учета снегозапасов в бассейне и ее влияние на точность прогноза объема половодья. Труды ЦИП, вып. 30 (57), 1953.
46. Подвишенская Н. Я. К вопросу учета потерь стока в период весеннего половодья. Труды ЦИП, вып. 39(66), 1955.
47. Подвишенская Н. Я. К вопросу о прогнозе максимального уровня половодья. Труды ЦИП, вып. 24, 1951.
48. Попов Е. Г. Анализ формирования стока равнинных рек. Гидрометеиздат, 1956.
49. Почвенная карта Европейской части СССР, м. 1 : 2 500 000. Изд. АН СССР, 1947.
50. Процеров А. В. Справочник агрогидрологических свойств почв Союза ССР. Гидрометеиздат, Л., 1953.
51. Рахманов В. В. Зависимость снеготаяния в лесу от характера погоды. Сб. «Снег и талые воды». Изд. АН СССР, М., 1956.
52. Рахманов В. В. Влияние лесов на формирование снежных запасов. Метеорология и гидрология, № 11, 1956.
53. Рихтер Г. Д. Север Европейской части СССР. Географиз, М., 1946.
54. Рутковский В. И. и Кузнецова З. И. Влияние насаждений на снеговой режим. Водоохранная роль леса. Труды ВНИИЛХ, вып. 18, 1940.
55. Рутковский В. И. Влияние лесов на накопление и таяние снега. Сб. «Снег и талые воды». Изд. АН СССР, М., 1956.
56. Салазанов В. В. Об учете потерь талого стока на инфильтрацию в период весеннего половодья. Труды ЦИП, вып. 94, 1959.
57. Салов М. С. Изучение снежного покрова на равнинной территории для анализа формирования и предвычисления весеннего стока. Сб. «Снег и талые воды». Изд. АН СССР, М., 1956.
58. Сахаров М. И. Факторы, регулирующие промерзание почв в лесных фитоценозах. Почвоведение, № 8, 1945.
59. Смарagdов Д. Г. Роль леса в борьбе с мелководьем рек. Водоохранная роль леса. Труды ВНИИЛХ, вып. 18, 1940.
60. Созыкин Н. Ф. Влияние леса на водные свойства почв (по исследованиям на Истринском опорном пункте ВНИИЛХ). Водоохранная роль леса. Труды ВНИИЛХ, вып. 18, 1940.
61. Созыкин Н. Ф., Рутковский В. И. Водный режим рек. Лекции Заочн. университета. Гослесбумиздат, 1948.
62. Соколова Е. М. Прогнозы весеннего половодья на реках Вятке и Северной Двине. Труды НИУГУГМС, сер. IV, вып. 3. Гидрометеиздат, 1941.
63. Сохрина Р. Ф., Челпанова О. М., Шарова В. Я. Давление воздуха, температура воздуха и атмосферные осадки северного полушария. Атлас карт. Гидрометеиздат, 1959.
64. Субботин А. И. Особенности формирования весеннего стока в бассейнах с подзолистыми суглинистыми почвами. Труды ЦИП, вып. 82, 1959.
65. Урываев П. А. Впитывание почвой весенних талых вод. Труды ГГИ, вып. 46 (100), 1954.
66. Урываев П. А. Экспериментальные исследования факторов весеннего стока. Труды ГГИ, вып. 59, 1957.
67. Ширкина Н. А. Синоптические условия высоких весенних половодий на реках Европейской территории СССР. Метеорология и гидрология, № 3, 1946.
68. Эйтинген Г. Р. Лес как гидрологический фактор. Труды ТСХА, вып. 30, 1945.

ЕЖЕГОДНЫЕ ДАННЫЕ О ВЕСЕННЕМ ПОЛОВОДЬЕ И ФАКТОРАХ, ЕГО ОПРЕДЕЛЯЮЩИХ

В таблице приведены данные для 13 рек бассейна Северной Двины с длинными рядами наблюдений по стоку. Эти данные послужили основными исходными материалами при выполнении настоящей работы.

Пояснения к таблице.

1. Данные об уровнях и расходах воды за 1956—1957 гг. взяты из материалов к гидрологическим ежегодникам. Изменения этих данных в процессе подготовки ежегодников к печати в таблице приложения не отражены.

2. Суммарный слой весеннего стока установлен по разности полного объема стока за период половодья и подземной его составляющей.

3. Сток талых вод включает снеговой и дождевой сток, формирующий в период снеготаяния.

4. Необходимые для расчета коэффициента дружности половодья нормальные значения максимального расхода воды Q_0 при разных объемах снегового стока определялись по осредненной кривой $Q_{\max} = f(y_{\text{сн}})$.

5. Средние на водосборе величины жидких осадков за время снеготаяния и за период половодья определялись как среднее арифметическое из показаний отдельных станций, находящихся на территории речного бассейна и у его границ в соседних районах.

6. Потери стока получены по уравнению водного баланса. Потери талых вод рассчитаны как разность между суммой максимальных снегозапасов и дождевых осадков за период снеготаяния и величиной стока талых вод, установленной в результате отчленения на гидрографах подземного стока и дождевого стока на спаде половодья. При подсчете потерь дождевые осадки брались с коэффициентом, учитывающим частичное их задержание лесным пологом. При залесенности $\geq 80\%$ величина коэффициента принималась равной 0,70, при залесенности водосборов $< 80\%$ (до 50%) — равной 0,85.

7. Осенние осадки и испарение подсчитаны за период с I/VIII до даты появления устойчивого снежного покрова. Расчет средних на водосборе значений осадков и испарения выполнен с помощью ежегодных карт.

8. Даты появления устойчивого снежного покрова и наступления максимальных снегозапасов установлены по картам, построенным по материалам наблюдений отдельных станций.

Год	Дата начала половодья	Дата конца половодья	Полный объем стока за период половодья, мм	Суммарный слой весеннего стока, мм	Сток талых вод, мм	Слой снегового стока, мм	Максимальный расход, м ³ /сек.	Наивысший уровень, см над нулем графика	Коэффициент дружности половодья $K = \frac{Q_{\max}}{Q_0}$	Максимальные снегозапасы, мм
-----	-----------------------	----------------------	--	------------------------------------	--------------------	--------------------------	---	---	--	------------------------------

1. Река Сухона —

Площадь водосбора 49 200 км²

1938	17/IV	14/VI	125	120	91,7	75,1	2370	—	—	169
1939	17/IV	24/VI	120	115	81,8	62,7	3730	—	—	109
1940	10/IV	29/VI	118	112	89,4	76,9	2300	—	0,88	149
1941	30/IV	22/VII	162	155	132	99,9	2420	—	0,68	160
1942	20/IV	21/VI	142	137	94,7	86,9	3180	591	1,07	146
1943	7/IV	13, VI	121	113	97,3	70,3	2410	—	1,04	116
1944	22/IV	30, VI	158	150	124	105	3480	613	0,94	150
1945	27/IV	18/VI	70,3	64,7	51,0	45,1	1600	355	1,19	136
1946	20/IV	29/VI	185	173	114	93,7	4050	639	1,17	154
1947	11/IV	4/VII	216	212	168	136	4360	(675)	0,89	176
1948	8/IV	13/VI	151	142	135	107	3720	672	0,98	140
1949	14/IV	13/VI	141	133	126	108	3870	794	1,02	159
1950	5/IV	25/V	66,8	65,3	62,7	56,5	1500	515	0,82	139
1951	31/III	30/V	136	131	93,5	79,0	2730	634	1,01	136
1952	22/IV	17/VI	127	124	94,2	80,1	2810	499	1,04	208
1953	8/IV	11/VI	164	152	124	104	4520	1014	1,24	164
1954	16/IV	6/VI	91,7	84,6	82,2	64,8	1910	606	0,90	104
1955	21/IV	24/VII	275	263	163	129	3900	754	0,85	203
1956	26/IV	30/VI	150	146	111	80,4	3180	814	1,14	146
1957	24/IV	17/VI	165	157	129	109	6150	789	1,58	189

2. Река Кубена —

Площадь водосбора 1170 км²

1936	—	—	—	—	—	—	—	—	—	256
1937	8/IV	10 V	82,5	78,7	76,3	68,2	72,6	368	0,80	127
1938	17/IV	2/VI	—	—	—	—	—	414	—	185
1939	16/IV	28/V	(123)	118	118	90,8	101	440	0,88	130
1940	30/IV	29/V	82,5	77,4	72,6	67,9	77,1	378	0,87	187
1941	3/V	19/VI	169	164	154	134	135	481	0,83	186
1942	16/IV	9/VI	165	159	129	106	126	488	0,95	158
1943	15/IV	18/V	143	138	138	122	137	485	0,91	170
1944	19/IV	5/VI	(137)	131	116	79,0	114	447	1,12	140
1945	—	—	—	—	—	—	—	—	—	153
1946	20/IV	31/V	(217)	—	—	—	—	597	—	163
1947	16/IV	4/VI	183	179	164	132	181	505	1,13	188
1948	7/IV	23/V	177	173	171	141	161	488	0,94	198
1949	8/IV	27/V	187	181	179	151	182	506	1,00	194
1950	2/IV	9/V	91,4	88,1	84,3	59,4	82,8	388	1,05	124
1951	2/IV	12/V	171	166	155	120	159	486	1,09	157
1952	13/IV	5/VI	161	156	148	131	166	492	1,04	228
1953	6/IV	16/V	179	171	165	146	205	525	1,17	214
1954	13/IV	29/V	117	108	99,1	80,1	98,6	411	0,97	109
1955	17/IV	8/VI	258	252	230	186	168	494	0,76	218
1956	23/IV	6/VI	149	147	143	112	139	466	1,00	158
1957	20/IV	22/V	203	195	184	165	281	579	1,42	256

1 За 1938—1941 гг. стокные данные приведены для пункта Подсосенья, площадь

Дождевые осадки, мм			Суммарные потери талых и дождевых вод за период половодья, мм	Потери талых вод, мм	Осенние осадки, мм	Разность осенних осадков и испарения, мм	Дата			
от даты максимальных снегозапасов до конца половодья	за период снеготаяния						наступления максимальных снегозапасов	начала снеготаяния	конца снеготаяния	появления устойчивого снежного покрова

д. Каликино¹

залесенность 76 %

103	44	136	114	220	95	20/III	15/IV	2/V	5/XII
121	39	97,2	60,2	114	36	31/III	16/IV	30/IV	17/XI
98	28	121	83,6	159	39	31/III	9/IV	9/V	21/XI
149	60	132	79,0	250	148	10/IV	16/IV	20/V	1/XI
160	15	129	64,3	152	82	31/III	9/IV	11/V	5/XI
108	53	95,0	64,0	180	95	10/III	26/III	27/IV	25/XI
155	33	132	54,0	100	7	10/IV	17/IV	9/V	14/XI
61	21	123	103	236	122	25/III	21/IV	10/V	6/XI
123	28	86,0	64,0	200	103	20/III	5/IV	5/V	11/XI
145	50	87,0	50,0	198	94	29/III	29/III	3/V	8/XI
75	42	62,0	41,0	184	96	31/III	2/IV	2/V	16/XII
55	31	72,0	59,0	140	35	20—31/III	5/IV	1/V	25/XI
43	18	110	91,0	155	79	(20/III)	1/IV	23/IV	18/XI—5/XII
183	30	160	67,5	85	—30	20—25/III	25/III	14/IV	5/XI
115	44	181	151	265	187	31/III	7/IV	6/V	27/XI
97	38	94,0	72,0	280	189	20/III	31/III	21/IV	14/XI
63	33	74,0	49,8	235	138	20/III	23/III	3/V	(20/XI)
260	64	159	94,0	164	57	(31/III)	13/IV	10/V	16/XI
136	64	114	89,0	212	149	(15/III)	20/IV	6/V	1/XI
104	41	121	95,0	—	—	20/III	12/IV	3/V	—

с. Троице-Енальское

залесенность 84 %

—	—	—	—	202	128	10/IV	11/IV	—	16/XI
—	22	70,0	66,0	150	55	20/III	7/IV	22/IV	15/XI
—	36	—	—	167	44	20/III	15/IV	—	5/XII
56	56	51,0	51,0	139	61	10/IV	16/IV	18/V	14/XI
26	18	128	127	215	100	31/III	14/IV	10/V	22/XI
58	38	63,1	59,1	300	196	10/IV	27/IV	28/V	30/X
132	48	92,0	63,0	190	110	31/III	9/IV	12/V	5/XI
54	32	69,0	54,0	183	91	10/III	30/III	5/V	21/XI
156	92	117	88,0	150	55	10/IV	16/IV	11/V	14/XI
—	35	—	—	263	158	31/III	21/IV	—	4/XI
75	47	—	—	168	77	31/III	19/IV	7/V	10/XI
103	64	80,2	69,2	283	179	31/III	13/IV	(12/V)	7/XI
72	58	76,0	68,0	315	226	31/III	1/IV	4/V	8/XI
66	52	59,0	51,0	192	90	20/III	29/III	5/V	27/XI
86	74	96,0	92,0	166	90	15/III	1/IV	21/IV	18/XI
84	66	50,0	48,0	99	—14	25/III	27/III	19/IV	4/XI
88	42	133	109	227	149	31/III	8/IV	(18/V)	19/XI
49	39	77,1	76,1	240	157	(31/III)	4/IV	26/IV	16/XI
53	37	38,0	36,0	245	148	20/III	13/IV	5/V	(15/XI)
124	75	52,0	40,0	180	75	31/III	13/IV	13/V	(1/XI)
101	61	81,0	58,0	254	190	20/III	21/IV	11/V	2/XI
43	40	107	100	—	—	20/III	20/IV	(5/V)	—

водосбора выше которого составляет 50 200 км².

Год	Дата начала половодья	Дата конца половодья	Полный объем стока за период половодья, мм	Суммарный слой весеннего стока, мм	Сток талых вод, мм	Слой снегового стока, мм	Максимальный расход, м ³ /сек.	Наивысший уровень, см над нулем графика	Коэффициент дружности половодья $K = \frac{Q_{\max}}{Q_0}$	Максимальные снегозапасы, мм
-----	-----------------------	----------------------	--	------------------------------------	--------------------	--------------------------	---	---	--	------------------------------

3. Река Юг —

Площадь водосбора 15 300 км²,

1935	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1936	15/IV	22/V	129	119	119	115	1820	501	1,08	176
1937	26/III	13/V	59,1	47,8	45,5	40,3	432	265	0,72	86
1938	17/IV	30/V	132	116	95,6	76,2	1370	427	1,22	149
1939	19/IV	16/V	75,2	67,2	63,9	45,4	1170	390	1,72	102
1940	15/IV	29/VI	162	139	92,2	77,5	1380	428	1,20	115
1941	28/IV	19/VI	148	136	101,8	85,8	1340	402	1,05	145
1942	15/IV	4/VI	156	145	98,6	83,7	1620	494	1,31	148
1943	4/IV	29/V	125	113	98,0	67,7	990	362	0,98	108
1944	19/IV	9/VI	158	151	138	117	1710	512	1,00	164
1945	23/IV	14/VI	101	91,6	65,4	54,5	609	262	0,74	130
1946	18/IV	1/VI	148	138	138	118	1690	547	0,97	159
1947	20/IV	16/VI	238	225	190	149	2100	579	0,99	187
1948	7/IV	30/V	135	129	121	102	1460	498	0,97	161
1949	15/IV	29/V	146	137	137	115	1760	491	1,03	169
1950	4/IV	15/V	71,9	65,4	65,4	60,5	684	253	0,75	151
1951	28/III	12/V	89,5	82,2	72,0	60,8	681	367	0,75	109
1952	23/IV	19/VI	200	186	137	120	1300	395	0,74	225
1953	3/IV	20/V	137	128	122	111	1620	463	0,99	132
1954	13/IV	30/V	108	98,8	90,8	74,8	782	298	0,70	117
1955	18/IV	9/VI	204	188	132	123	1340	435	0,74	144
1956	20/IV	13/VI	196	186	134	96,9	1460	427	1,01	141
1957	20/IV	30/V	176	169	170	144	2640	630	1,29	188

4. Река Юг —

Площадь водосбора 35 900 км²,

1935	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1936	16/IV	29/V	131	125	125	121	3050	538	1,05	178
1937	28/III	19/V	65,1	57,8	52,9	45,2	896	295	0,79	88
1938	17/IV	6/VI	139	132	115	85,4	2410	482	1,17	145
1939	19/IV	6/VI	107	100	74,6	56,3	1840	435	1,31	117
1940	16/IV	1/VII	214	202	124	106	2960	531	1,16	118
1941	2/V	24/VI	170	162	151	124	2700	508	0,91	165
1942	19/IV	13/VI	183	175	97,6	87,6	2480	500	1,15	149
1943	6/IV	9/VI	161	152	129	93,9	2480	488	1,10	118
1944	21/IV	12/VI	189	182	171	154	3280	557	0,90	174
1945	25/IV	20/VI	133	125	114	83,7	1650	404	0,81	123
1946	24/IV	5/VI	172	164	162	145	3330	563	0,96	167
1947	24/IV	19/VI	276	268	221	181	4810	660	1,11	198
1948	8/IV	8/VI	168	158	147	126	2720	510	0,91	171
1949	22/IV	4/VI	157	148	145	131	2840	541	0,92	177
1950	4/IV	20/V	79,8	74,5	74,6	70,8	1520	377	0,88	149
1951	29/III	13/V	104	98,5	88,6	74,6	1620	484	0,90	106
1952	25/IV	22/VI	198	189	187	155	2910	548	0,79	232
1953	8/IV	23/V	134	126	123	118	2590	533	0,92	142
1954	14/IV	6/VI	106	101	96,6	81,6	1310	368	0,65	120
1955	18/IV	11/VI	174	168	135	124	2280	680	0,77	143
1956	25/IV	19/VI	192	184	166	118	2870	523	1,02	142
1957	23/IV	30/V	174	169	163	140	4450	668	1,31	185

от даты максимальных снегозапасов до конца половодья	Дождевые осадки, мм	Суммарные потери талых и дождевых вод за период половодья, мм	Потери талых вод, мм	Осенние осадки, мм	Разность осенних осадков и испарения, мм	Дата			
						наступления максимальных снегозапасов	начала снеготаяния	конца снеготаяния	появления устойчивого снежного покрова

с. Подосиновец

залесенность 77%

—	—	—	—	208	98	—	—	—	25/X
11	7	66,0	63,0	183	108	10/IV	10/IV	2/V	21/XI
33	13	66,5	51,5	149	59	17/III	17/III	17/IV	11 XI
79	45	100	91,4	158	73	20/III	15/IV	3/V	2/XII
60	49	86,1	80,1	160	88	(10/IV)	17/IV	1/V	14 XI
107	26	66,8	44,8	195	70	(20/III)	15/IV	6/V	21/XI
83	32	79,2	70,2	198	96	10/IV	26/IV	21/V	4/XI
96	31	83,4	75,4	150	80	10/IV	10/IV	4/V	5/XI
108	57	86,0	58,0	236	151	10/III	25/III	29/IV	(26/X)
87	34	86,3	55,3	140	52	10/IV	15/IV	10/V	14/XI
97	31	121	90,6	203	93	31/III	21/IV	12/V	5/XI
36	32	50,8	47,8	210	130	31/III	19/IV	6/V	13/X
155	60	94,0	48,0	168	71	31/III	16/IV	8/V	11/XI
61	36	83,8	70,8	144	64	31/III	1/IV	3/V	11/XI
42	38	66,9	63,9	150	25	31/III	5/IV	8/V	25/XI
26	14	108	97,6	159	86	15/III	1/IV	25/IV	28/XI
48	23	68,0	57,0	118	8	20/III	25/III	—	6/XI
102	39	126	121	354	279	31/III	8/IV	18/V	20/XI
36	15	35,0	23,0	289	191	31/III	31/III	21/IV	14/XI
53	29	63,0	51,0	300	210	20/III	4/IV	2/V	10/XII
90	13	31,6	22,6	155	67	31/III	14/IV	6/V	16/XI
129	63	64,9	60,9	227	166	5/IV	19/IV	9/V	2/XI
70	40	77,4	52,4	—	—	20/III	18/IV	5/V	—

д. Гаврино

залесенность 80%

—	—	—	—	213	103	—	—	—	21/XI
13	8	63,0	59,0	174	104	10/IV	10/IV	1/V	21/XI
46	21	63,0	50,0	145	45	17/III	17/III	20/IV	(11/XI)
108	72	88,0	80,0	180	55	20/III	15/IV	2/V	4/XII
86	55	—	80,4	160	103	(10/IV)	17/IV	2/V	14/XI
130	29	—	14,0	165	40	15/III	15/IV	8/V	21/XI
77	52	59,0	50,0	189	87	10/IV	26/IV	23/V	4/XI
127	24	—	68,4	159	89	31/III	10/IV	5/V	5/XI
133	64	60,0	34,0	240	155	10/III	25/III	30/IV	29/X
74	28	44,0	23,0	155	70	10/IV	15/IV	12/V	14/XI
95	65	64,8	53,7	196	86	31/III	21/IV	(13/V)	4/XI
44	27	34,0	24,0	213	130	31/III	19/IV	10/V	13/X
151	61	35,0	20,0	164	67	31/III	16/IV	4/V	11/XI
62	41	57,0	53,0	172	84	31/III	1/IV	5/V	14/XI
40	28	58,0	52,0	133	36	25/III	5/IV	8/V	21/XI
16	11	86,4	82,4	166	93	15/III	1/IV	25/IV	28/XI
57	29	47,4	37,4	104	—	20/III	25/III	15/IV	6/XI
90	68	106	93,0	322	247	31/III—5/IV	8/IV	25/IV	20/XI
30	8	37,2	25,2	271	169	31/III	31/III	21/IV	10/XI
68	32	66,4	45,4	303	213	20/III	4/IV	(5/V)	16/XI
98	18	44,0	21,0	154	69	31/III	14/IV	6/V	16/XI
133	82	—	33,0	215	154	5/IV	8/IV	9/V	2/XI
72	43	66,0	52,0	—	—	20/III	18/IV	5/V	—

Год	Дата начала половодья	Дата конца половодья	Полный объем стока за период половодья, мм	Суммарный слой весеннего стока, мм	Сток талых вод, мм	Слой снегового стока, мм	Максимальный расход, м ³ /сек.	Наивысший уровень, см над нулем графика	Коэффициент дружности половодья $K = \frac{Q_{\max}}{Q_0}$	Максимальные снегозапасы, мм
-----	-----------------------	----------------------	--	------------------------------------	--------------------	--------------------------	---	---	--	------------------------------

5. Река Вычегда —

Площадь водосбора 26 000 км²,

1935	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1936	24/IV	10/VI	111	99,3	84,1	79,2	1410	480	0,97	225
1937	19/IV	13/VI	75,9	68,4	53,2	47,9	646	286	0,70	139
1938	19/IV	1/VI	81,0	74,6	72,9	56,1	1200	433	1,18	139
1939	22/IV	26/VI	164	155	141	103	1520	505	0,82	189
1940	21/IV	2/VII	208	193	144	110	1350	468	0,67	207
1941	12/IV	9/VII	177	163	143	116	2160	644	1,03	200
1942	25/IV	7/VII	169	156	109	94,1	1520	504	0,89	167
1943	14/IV	14/VI	162	147	121	95,5	1530	507	0,87	146
1944	25/IV	27/VI	214	196	153	121	2080	628	0,96	211
1945	4/V	26/VI	150	141	122	92,2	1920	591	1,16	145
1946	29/IV	24/VI	182	170	151	126	2390	698	1,05	214
1947	25/IV	27/VI	204	194	145	123	2260	671	1,01	236
1948	1/V	9/VI	138	129	127	111	1970	614	0,98	179
1949	28/IV	12/VI	169	155	141	119	2140	649	1,00	219
1950	17/IV	25/V	105	95,2	92,8	83,4	1680	556	1,11	160
1951	10/IV	1/VI	116	107	93,2	73,0	1320	478	1,00	129
1952	3/V	26/VI	186	175	175	129	2670	747	1,15	219
1953	17/IV	23/V	132	125	121	109	1840	586	0,93	206
1954	22/IV	7/VII	145	131	73,9	62,0	1050	409	0,93	139
1955	23/IV	9/VI	128	120	101	88,4	1620	534	1,00	160
1956	3/V	25/VI	122	112	94,0	75,7	1410	495	1,01	129
1957	30/IV	19/VI	186	178	130	112	2410	707	1,18	220

6. Река Вычегда —

Площадь водосбора 67 800 км²,

1935	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1936	19/IV	18/VI	124	108	99,8	93,4	3730	481	0,96	219
1937	12/IV	15/VI	68,5	52,1	40,5	35,8	1530	251	1,09	114
1938	20/IV	4/VI	88,3	77,1	74,8	54,5	2930	414	1,34	139
1939	26/IV	27/VI	153	139	129	94,2	3240	442	0,83	178
1940	20/IV	8/VII	187	166	127	96,7	3440	473	0,95	191
1941	8/V	13/VII	163	144	127	103	4140	552	0,96	200
1942	23/IV	11/VII	170	156	120	92,4	3520	498	0,93	148
1943	13/IV	15/VI	155	135	120	94,1	3730	512	0,96	140
1944	21/IV	30/VI	188	164	129	111	4080	546	0,89	204
1945	30/IV	1/VII	135	118	117	79,5	3640	503	1,10	136
1946	27/IV	25/VI	170	153	144	126	4550	569	0,88	199
1947	24/IV	30/VI	201	183	153	126	4960	603	0,95	231
1948	9/IV	12/VI	138	126	120	105	4070	528	0,93	179
1949	21/IV	19/VI	174	155	152	130	5310	605	0,99	212
1950	16/IV	15/VI	139	120	98,6	91,3	3690	482	0,98	150
1951	4/IV	3/VI	126	110	96,2	75,6	3210	430	1,03	129
1952	25/IV	1/VII	173	159	159	127	5790	618	1,08	220
1953	10/IV	25/VI	184	161	128	116	4410	541	0,91	189
1954	17/IV	7/VII	143	120	69,0	57,6	2670	384	1,16	130
1955	23/IV	13/VI	131	117	107	98,6	3760	508	0,93	161
1956	30/IV	28/VI	117	100	92,9	78,8	3310	457	1,03	133
1957	29/IV	22/VI	200	190	156	138	6520	645	1,14	217

Дождевые осадки, мм		Суммарные потери талых и дождевых вод за период половодья, мм	Потери талых вод, мм	Осенние осадки, мм	Разность осенних осадков и испарения, мм	Дата			
от даты максимальных снегозапасов до конца половодья	за период снеготаяния					наступления максимальных снегозапасов	начала снеготаяния	конца снеготаяния	появления устойчивого снежного покрова

с. Усть-Кулом

залесенность 94%

—	—	—	—	141	61	—	—	—	11/XI
49	20	160	155	199	133	31/III	10/IV	10/V	16/XI
70	22	120	101	141	74	20/III	14/IV	5/V	25/XI
80	60	120	108	146	52	20/III	15/IV	1/V	1/XII
123	101	120	119	151	110	10/IV	17/IV	27/V	17/XI
127	92	—	127	116	—3	31/III	16/IV	20/V	24/X
113	67	116	104	169	90	10/IV	5/V	29/V	2/XI
124	39	97,0	85,0	225	162	10/IV	21/IV	22/V	1/XI
104	54	71,4	63,4	207	129	31/III	2/IV	7/V	27/X
159	79	125	113	200	135	(5/IV)	16/IV	17/V	28/X
96	69	71,5	70,5	187	100	31/III	26/IV	20/V	13/X
102	60	116	105	103	16	5/IV	21/IV	17/V	14/X
117	63	—	135	146	69	31/III	17/IV	12/V	22/X
51	38	86,0	79,0	190	119	31/III	29/IV	13/V	11/XI
86	58	125	119	159	78	31/III	20/IV	12/V	16/XI
43	25	96,2	85,2	187	128	20/III	2/IV	29/IV	24/X
72	51	72,8	71,8	167	76	20/III	26/III	20/IV	28/X
111	111	122	122	258	193	31/III	23/IV	28/V	23/X
40	32	109	107	172	70	31/III	4/IV	25/IV	1/XI
186	38	139	92,1	221	151	20/III	12/IV	5/V	1/XI
77	33	95,0	82,0	182	127	5/IV	14/IV	5/V	1/XI
91	45	80,0	66,0	193	127	5/IV	26/IV	17/V	24/X
148	51	147	126	—	—	25/III	19/IV	13/V	—

г. Сыктывкар

залесенность 94%

—	—	—	—	176	81	—	—	—	10/XI
36	22	135	134	186	121	31/III	10/IV	10/V	16/XI
65	21	108	88,5	148	73	20/III	7/IV	30/IV	25/XI
101	75	132	116	140	34	20/III	16/IV	1/V	1/XII
130	94	121	115	137	88	10/IV	17/IV	24/V	15/X
169	86	144	124	112	—9	31/III	16/IV	18/V	24/X
124	66	143	119	176	89	10/IV	5/V	29/V	30/X
177	64	116	73,0	208	146	10/IV	17/IV	20/V	2/XI
107	54	80,4	58,4	210	126	31/III	31/III	5/V	27/X
166	49	157	109	207	133	10/IV	16/IV	15/V	(15/XI)
117	90	99,0	82,0	184	87	31/III	25/IV	20/V	1/XI
91	40	110	83,0	139	52	5/IV	20/IV	17/V	14/X
133	70	143	127	146	68	31/III	16/IV	12/V	21/X
64	36	98,0	84,0	192	122	25/III	1/IV	10/V	10/XI
98	50	126	95,3	173	88	25/III	5/IV	12/V	16/XI
72	17	80,4	63,4	165	103	20/III	2/IV	29/IV	27/X
77	50	72,8	67,8	134	43	20/III	25/III	20/IV	2/XI
103	78	134	116	267	200	31/III	23/IV	28/V	23/X
103	26	99,4	79,4	193	89	31/III	5/IV	25/IV	9/XI
171	37	131	87,0	232	159	20/III	13/IV	10/V	1/XI
76	20	97,0	68,0	174	113	5/IV	14/IV	4/V	1/XI
68	34	81,0	64,1	193	128	5/IV	21/IV	16/V	27/X
140	42	125	90,0	—	—	25/III	20/IV	9/V	—

Год	Дата начала половодья	Дата конца половодья	Полный объем стока за период половодья, мм	Суммарный слой весеннего стока, мм	Сток талых вод, мм	Слой снегового стока, мм	Максимальный расход, м ³ /сек.	Наивысший уровень, см над нулем графика	Коэффициент дружности половодья $K = \frac{Q_{\max}}{Q_0}$	Максимальные снегозапасы, мм
-----	-----------------------	----------------------	--	------------------------------------	--------------------	--------------------------	---	---	--	------------------------------

7. Река Нем —

Площадь водосбора 4500 км²,

1935	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1936	24/IV	14/VI	111	104	95,0	90,2	265	342	0,87	225
1937	18/IV	14/VI	83,9	76,0	60,6	53,6	138	229	0,77	152
1938	21/V	28/V	(63,7)	58,0	50,4	41,4	191	278	1,33	149
1939	27/IV	19/VI	171	161	146	112	308	379	0,82	213
1940	18/IV	29/VI	(195)	181	142	108	254	333	0,70	223
1941	10/V	7/VII	171	160	146	118	393	449	0,98	210
1942	24/IV	9/VII	170	152	104	87,9	281	356	0,95	168
1943	15/IV	14/VI	147	136	96,3	78,8	281	356	1,06	170
1944	20/IV	26/VI	219	205	160	136	381	439	0,83	233
1945	3/V	28/VI	152	145	115	87,3	334	401	1,13	147
1946	1/V	25/VI	187	177	157	138	480	519	1,03	230
1947	24/IV	28/VI	187	178	136	117	447	500	1,14	242
1948	30/IV	9/VI	157	139	133	122	406	464	0,98	190
1949	26/IV	7/VI	148	138	137	114	383	447	0,99	219
1950	17/IV	25/V	104	100	99,4	92,3	348	420	1,12	180
1951	10/IV	1/VI	121	117	91,9	81,1	286	371	1,04	135
1952	30/IV	25/VI	185	181	163	131	480	519	1,07	220
1953	16/IV	20/V	108	100	94,7	88,0	318	407	1,02	239
1954	22/IV	5/VII	152	141	70,8	59,9	204	296	1,02	153
1955	23/IV	10/VI	116	110	98,4	91,0	274	361	0,91	160
1956	4/V	23/VI	131	129	109	89,0	289	373	1,00	140
1957	28/IV	20/VI	195	188	127	110	455	501	1,23	210

8. Река Вымы —

Площадь водосбора 19800 км²,

1935	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1936	25/IV	19/VI	(151)	136	133	128	1200	648	0,55	210
1937	15/IV	10/VI	98,3	79,4	79,4	63,4	877	519	0,81	116
1938	21/IV	31/V	72,6	63,2	63,2	44,8	806	533	1,12	98
1939	25/IV	25/VI	169	153	127	101	1690	765	0,97	170
1940	3/V	29/VI	160	138	136	112	1440	694	0,76	189
1941	13/V	14/VII	204	184	123	112	1810	801	0,94	200
1942	24/IV	7/VII	199	180	136	108	1610	743	0,86	168
1943	20/IV	15/VI	(183)	169	149	126	2070	874	0,96	170
1944	24/IV	22/VI	174	158	132	116	1810	799	0,92	183
1945	14/V	1/VII	122	106	87,9	70,8	1200	622	1,00	125
1946	28/IV	24/VI	211	192	160	131	2270	930	1,02	190
1947	28/IV	25/VI	198	184	170	147	2530	1005	1,02	236
1948	30/IV	11/VI	109	99,9	95,2	81,7	1430	683	1,03	181
1949	20/IV	20/VI	185	171	142	118	1930	835	0,96	185
1950	11/IV	16/V	108	98,8	94,4	78,1	1390	681	1,04	120
1951	10/IV	30/V	111	98,5	86,5	75,7	1340	616	1,05	125
1952	21/V	29/VI	164	152	144	122	3210	1080	1,51	188
1953	17/IV	17/VI	189	172	139	116	2430	936	1,23	184
1954	21/IV	27/VI	151	133	81,9	65,2	1050	587	0,95	121
1955	23/IV	10/VI	185	175	149	121	2080	883	1,01	191
1956	5/V	24/VI	104	92,5	86,5	60,6	1270	648	1,24	113
1957	30/IV	1/VI	156	148	135	115	3450	1094	1,77	212

Дождевые осадки, мм		Суммарные потери талых и дождевых вод за период половодья, мм	Потери талых вод, мм	Осенние осадки, мм	Разность осенних осадков и испарения, мм	Дата			
от даты максимальных снегозапасов до конца половодья	за период снеготаяния					наступления максимальных снегозапасов	начала снеготаяния	конца снеготаяния	появления устойчивого снежного покрова

с. Краснояр

залесенность 97%

—	—	—	—	129	49	—	—	—	12/XI
36	17	146	142	209	143	31/III	10/IV	9/V	16/XI
81	28	132	111	145	79	20/III	8/IV	9/V	(4/XI)
68	46	133	131	138	48	20/III	16/IV	30/IV	1/XII
122	96	138	134	163	122	10/IV	17/IV	23/V	17/X
173	102	162	152	119	0	31/III	16/IV	18/V	26/X
134	72	143	114	159	85	10/IV	4/V	30/V	2/XI
148	44	120	95,0	233	166	(31/III-10/IV)	17/IV	17/V	1/XI
156	54	143	112	200	113	31/III	31/III	3/V	25/X
204	58	171	114	213	148	(5/IV)	16/IV	15/V	26/X
127	67	91,0	79,0	211	130	(31/III)	25/IV	23/V	13/X
90	46	116	105	98	13	(31/III-5/IV)	20/IV	15/V	14/X
128	56	153	145	163	91	31/III	16/IV	8/V	21/X
36	24	75,0	74,0	198	125	31/III	28/IV	12/V	9/XI
88	64	143	127	173	92	(31/III)	5/IV	12/V	16/XI
36	20	105	94,6	220	163	(15/III)	2/IV	30/IV	27/X
72	26	68,1	61,1	185	97	20/III	25/III	18/IV	28/X
122	76	124	110	236	168	31/III	23/IV	27/V	23/X
46	26	170	162	187	87	31/III	5/IV	26/IV	1/XI
215	40	161	110	226	155	20/III	13/IV	3/V	1/XI
84	18	109	74,6	203	149	(10/IV)	14/IV	5/V	2/XI
82	44	70,0	62,0	204	140	5/IV	21/IV	17/V	24/X
158	47	132	116	—	—	25/III	20/IV	10/V	—

с. Весляна

залесенность 76%

—	—	—	—	191	161	—	—	—	14/XI
47	9	114	85,0	130	65	10/IV	10/IV	22/V	16/XI
34	34	65,6	65,6	107	50	20/III	8/IV	9/V	4/XI
68	48	92,2	75,2	178	92	20/III	15/IV	4/V	10/XI
104	51	104	86,0	156	115	(10/IV)	16/IV	28/V	16/X
58	48	100	94,0	118	11	31/III	16/IV	4/VI	21/X
162	24	153	97,1	195	119	10/IV	5/V	31/V	10/X
155	49	120	74,0	180	119	(31/III)	16/IV	26/V	31/X
81	36	71,0	52,0	228	161	31/III	31/III	10/V	27/X
83	29	95,0	76,0	235	141	10/IV	16/IV	17/V	13/XI
93	35	98,1	67,1	125	32	31/III	25/IV	3/VI	16/X
109	51	90,0	73,0	110	30	5/IV	21/IV	25/V	14/X
90	43	129	103	97	27	31/III	16/IV	30/V	21/X
64	35	136	116	178	111	25/III	28/IV	12/V	9/XI
117	44	113	80,0	185	111	31/III	5/IV	13/V	15/XI
49	29	64,0	51,0	131	77	20/III	3/IV	25/IV	24/XI
63	21	81,0	57,0	103	19	25/III	27/III	18/IV	28/X
58	40	84,1	77,7	271	215	31/III	12/V	3/VI	25/X
114	44	108	82,0	149	52	31/III	4/IV	9/V	10/XI
139	37	106	70,1	182	115	20/III	13/IV	15/V	30/X
103	52	103	86,0	175	125	5/IV	17/IV	15/V	31/X
77	57	85,5	74,5	196	132	5/IV	26/IV	18/V	23/X
70	43	125	114	—	—	25/III	20, IV	12/V	—

Год	Дата начала половодья	Дата конца половодья	Полный объем стока за период половодья, мм	Суммарный слой весеннего стока, мм	Сток талых вод, мм	Слой снегового стока, мм	Максимальный расход, м ³ /сек.	Наивысший уровень, см над нулем графика	Коэффициент дружности половодья $K = \frac{Q_{\max}}{Q_0}$	Максимальные снегозапасы, мм
-----	-----------------------	----------------------	--	------------------------------------	--------------------	--------------------------	---	---	--	------------------------------

9. Река Вага —

Площадь водосбора 13 200 км²,

1936	—	—	—	—	—	—	—	—	—	223
1937	—	—	—	—	—	—	—	—	—	116
1938	18/IV	5/VI	132	122	112	91,7	761	548	0,78	171
1939	20/IV	24/VI	179	168	114	87,7	869	643	0,95	136
1940	18/IV	2/VI	95,7	89,6	86,9	80,5	783	558	0,92	166
1941	5/V	11/VII	230	220	156	138	1060	659	0,71	194
1942	17/IV	16/VI	161	153	126	101	1050	757	1,00	158
1943	16/IV	7/VI	141	129	109	85,8	1030	649	1,16	132
1944	20/IV	9/VI	141	135	118	97,0	990	636	0,96	149
1945	26/IV	17/VI	93,0	83,0	71,1	62,5	502	440	0,78	161
1946	21/IV	2/VI	174	164	163	133	1340	744	0,94	166
1947	21/IV	10/VI	186	180	153	123	1200	702	0,92	178
1948	6/IV	30/V	179	171	166	138	(1550)	761	1,05	152
1949	9/IV	4/VI	152	141	137	122	1450	778	1,11	191
1950	3/IV	15/V	59,8	54,8	54,8	48,9	437	390	0,95	116
1951	1/IV	14/V	134	129	121	95,1	1120	650	1,12	149
1952	23/IV	5/VI	116	111	103	88,0	812	620	0,87	197
1953	7/IV	25/V	152	145	141	115	1740	827	1,44	171
1954	14/IV	6/VI	104	97,4	81,6	62,9	699	524	1,09	91
1955	19/IV	9/VI	227	220	197	159	1560	831	0,93	192
1956	25/IV	18/VI	138	132	111	86,0	1234	712	1,36	128
1957	22/IV	3/VI	185	178	170	145	2130	932	1,37	204

10. Река Устья —

Площадь водосбора 9500 км²,

1935	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1936	19/IV	30/V	(128)	119	119	118	897	474	0,84	170
1937	8/IV	15/V	85,9	80,2	79,1	68,5	634	401	1,07	103
1938	19/IV	1/VI	87,7	81,8	78,6	69,6	569	380	0,94	139
1939	20/IV	25/VI	(155)	143	96,9	82,5	737	432	1,03	114
1940	16/IV	9/VI	(120)	113	103	94,4	850	463	1,04	126
1941	5/V	23/VI	193	186	180	139	1220	554	1,01	183
1942	17/IV	22/VI	(170)	158	128	96,4	641	403	0,74	130
1943	16/IV	13/VI	140	130	108	83,1	878	470	1,21	112
1944	19/IV	10/VI	183	176	157	138	1060	516	0,89	150
1945	24/IV	16/VI	89,6	82,4	73,7	60,1	471	346	0,88	129
1946	25/IV	3/VI	194	188	187	156	1090	522	0,81	182
1947	22/IV	17/VI	227	217	192	158	1220	555	0,90	184
1948	8/IV	3/VI	200	193	186	146	1510	627	1,19	159
1949	18/IV	29/V	190	184	182	151	1280	569	0,98	199
1950	4/IV	14/V	58,2	53,7	53,7	47,5	396	318	0,95	99
1951	1/IV	13/V	114	110	99,9	82,3	850	463	1,17	143
1952	25/IV	15/VI	221	216	214	185	1240	559	0,78	219
1953	8/IV	25/V	189	183	167	142	1440	609	1,17	150
1954	16/IV	9/VI	140	133	108	88,1	816	454	1,06	124
1955	19/IV	8/VI	257	251	(234)	—	1190	580	—	183
1956	26/IV	16/VI	140	134	98,6	85,5	723	439	0,98	138
1957	24/IV	4/VI	214	209	199	175	1510	664	1,01	246

Дождевые осадки, мм		Суммарные потери талых и дождевых вод за период половодья, мм	Потери талых вод, мм	Осенние осадки, мм	Разность осенних осадков и испарения, мм	Дата			
от даты максимальных снегозапасов до конца половодья	за период снеготаяния					наступления максимальных снегозапасов	начала снеготаяния	конца снеготаяния	появления устойчивого снежного покрова

д. Филяевская

залесенность 85 %

—	—	—	—	—	—	10/IV	11/IV	—	17/XI
—	—	—	—	131	41	20/III	7/IV	20/IV	11/XI
72	53	98,4	96,4	188	68	20/III	15/IV	7/V	6/XII
135	59	—	63,0	112	39	20/III	16/IV	18/V	21/XI
29	19	96,1	92,1	178	51	31/III	14/IV	9/V	20/XI
102	34	—	62,0	265	161	10/IV	27/IV	27/V	29/X
129	59	95,0	73,0	155	85	31/III	9/IV	10/V	4/XI
122	52	88,0	59,0	170	85	10/III	30/III	(29/IV)	20/XI
91	44	78,0	62,0	101	6	10/IV	16/IV	12/V	14/XI
73	31	129	112	255	141	31/III	21/IV	17/V	3/XI
56	51	41,0	39,0	138	51	31/III	19/IV	7/V	10/XI
103	61	69,0	68,0	247	148	28/III	28/III	7/V	10/XI
70	43	30,0	16,0	212	123	25/III	1/IV	3/V	8/XI
48	34	84,0	78,0	138	41	25/III	29/III	3/V	26/XI
29	20	81,2	75,2	135	61	15/III	1/IV	21/IV	28/XI
75	59	72,0	69,0	90	—17	20/III	27/III	18/IV	4/XI
79	49	141	128	240	161	31/III	8/IV	15/V	19/XI
69	54	74,0	68,0	245	154	31/III	4/IV	24/IV	15/XI
80	38	49,4	36,4	260	163	20/III	13/IV	5/V	16/XI
107	67	47,0	42,0	170	72	31/III	13/IV	12/V	1/XI
102	52	67,0	53,0	252	189	31/III	21/IV	9/V	2/XI
74	52	77,0	70,0	—	—	25/III	20/IV	9/V	—

с. Шангалы

залесенность 95 %

—	—	—	—	225	112	—	—	—	15/XI
3	2	53,0	52,0	167	94	10/IV	11/IV	1/V	17/XI
37	23	49,0	40,0	103	15	20/III	7/IV	23/IV	11/XI
(50)	(25)	93,4	(78,4)	187	66	20/III	15/IV	8/V	6/XII
133	28	64,1	37,1	130	61	(10/IV)	16/IV	18/V	21/XI
32	16	35,3	34,3	162	45	31/III	14/IV	8/V	25/X
—	—	—	—	230	135	10/IV	27/IV	26/V	29/X
156	60	81,0	44,0	152	82	31/III	9/IV	10/V	4/XI
91	49	45,0	38,0	191	104	10/III	30/III	30/IV	25/XI
72	28	25,0	13,0	122	32	10/IV	16/IV	10/V	14/XI
68	41	94,3	84,3	193	84	31/III	21/IV	17/V	5/XI
62	53	37,0	32,0	146	49	31/III	19/IV	10/V	(13/X)
95	59	33,5	32,5	211	118	28/III	28/III	10/V	(10/XI)
82	63	23,0	17,0	183	96	20/III	1/IV	4/V	8/XI
66	58	62,0	58,0	165	63	25/III	29/III	5/V	13/XII
20	18	59,3	58,3	140	74	15/III	1/IV	20/IV	28/XI
73	44	84,1	74,1	127	22	25/III	27/III	16/IV	4/XI
70	50	52,0	40,0	302	225	5/IV	8/IV	25/V	(26/X)
59	38	—	10,0	210	110	25/III	4/IV	22/IV	10/XI
82	40	48,0	44,0	215	120	20/III	13/IV	7/V	15/XI
74	43	—	—	150	60	31/III	13/IV	12/V	1/XI
72	30	—	60,4	220	155	31/III	21/IV	9/V	2/XI
67	49	84,6	80,6	—	—	25/III	20/IV	7/V	—

Год	Дата начала половодья	Дата конца половодья	Полный объем стока за период половодья, мм	Суммарный слой весеннего стока, мм	Сток талых вод, мм	Слой снегового стока, мм	Максимальный расход, м ³ /сек.	Наивысший уровень, см над нулем графика	Коэффициент дружности половодья $K = \frac{Q_{\max}}{Q_0}$	Максимальные снегозапасы, мм
-----	-----------------------	----------------------	--	------------------------------------	--------------------	--------------------------	---	---	--	------------------------------

11. Река Кокшеньга —
Площадь водосбора 4440 км²,

1936	—	—	—	—	—	—	—	—	—	180
1937	25/III	14/V	(73,1)	66,0	66,0	53,3	187	435	1,04	100
1938	17/IV	3/VI	—	—	—	—	233	403	—	154
1939	19/IV	23/VI	(151)	142	116	91,6	349	504	0,97	118
1940	4/IV	25/V	(122)	115	114	105	420	566	0,98	124
1941	1/V	24/VI	174	166	153	130	410	530	0,76	190
1942	15/IV	22/VI	186	176	138	113	561	586	1,22	146
1943	3/IV	12/VI	143	133	111	78,0	281	448	0,94	108
1944	21/IV	9/VI	(200)	194	176	152	484	560	0,73	165
1945	24/IV	4/VI	(71,1)	65,3	57,1	49,3	154	362	0,96	147
1946	24/IV	18/VI	227	219	211	165	629	591	0,87	178
1947	9/IV	14/VI	237	228	196	163	786	642	1,10	177
1948	7/IV	6/VI	143	137	129	96,7	335	501	0,85	150
1949	10/IV	6/VI	160	151	144	123	494	565	0,97	188
1950	2/IV	15/V	57,3	52,0	51,9	48,5	137	390	0,91	120
1951	31/III	12/V	118	114	108	81,2	346	509	1,11	142
1952	24/IV	11/VI	122	116	97,9	82,7	323	472	1,00	214
1953	7/IV	18/V	157	148	143	114	602	596	1,28	138
1954	15/IV	30/V	85,9	78,4	66,7	52,1	200	394	1,18	101
1955	20/IV	7/VI	224	217	184	156	503	585	0,74	178
1956	25/IV	13/VI	149	140	105	78,8	348	492	1,17	133
1957	22/IV	2/VI	198	192	186	154	926	668	1,38	194

12. Река Пинега —
Площадь водосбора 37000 км²,

1935	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1936	22/IV	8/VI	112	97,0	—	95,6	3070	388	0,88	176
1937	17/IV	30/V	74,3	66,3	—	60,5	2490	335	1,24	101
1938	19/IV	3/VI	63,3	57,2	—	—	1480	238	—	106
1939	30/IV	27/VI	144	128	114	94,5	3300	396	0,94	142
1940	5/V	10/VI	93,3	81,4	71,8	65,5	3200	458	1,28	156
1941	18/V	14/VII	186	175	139	121	3760	454	0,84	169
1942	22/IV	29/VI	152	141	115	99,4	2420	341	0,65	150
1943	25/IV	12/VI	159	145	122	89,9	3660	424	0,08	137
1944	6/V	24/VI	151	138	113	94,1	3540	415	0,99	148
1945	10/V	30/VI	102	86,4	83,8	71,0	1770	268	0,66	163
1946	3/V	27/VI	222	200	176	142	4830	463	0,90	186
1947	25/IV	24/VI	187	171	159	124	3730	395	0,74	187
1948	11/IV	8/VI	131	118	107	93,4	3470	376	1,00	159
1949	23/IV	8/VI	222	204	192	164	5040	466	0,83	216
1950	15/IV	20/V	101	85,5	79,9	68,3	2740	322	1,05	118
1951	13/IV	17/V	77,6	69,3	57,4	48,0	2750	338	1,48	116
1952	6/V	1/VII	200	184	182	158	6920	526	1,16	225
1953	18/IV	12/VI	206	189	157	140	7890	735	1,51	197
1954	30/IV	24/VI	162	147	109	89,4	3620	398	1,06	145
1955	27/IV	29/VI	244	231	193	176	4720	541	0,72	207
1956	7/V	24/VI	108	95,7	73,5	65,9	2460	438	0,98	122
1957	30/IV	5/VI	168	162	156	134	4700	447	0,93	218

Дождевые осадки, мм		Суммарные потери талых и дождевых вод за период половодья, мм	Потери талых вод, мм	Осенние осадки, мм	Разность осенних осадков и испарения, мм	Дата			
от даты максимальных снегозапасов до конца половодья	за период снеготаяния					наступления максимальных снегозапасов	начала снеготаяния	конца снеготаяния	появления устойчивого снежного покрова

д. Моисеевская
залесенность 70 %

—	4	—	—	193	118	10/IV	11/IV	—	17/XI
41	28	69,0	58,0	139	51	20/III	21/III	21/IV	11/XI
—	36	—	—	220	100	20/III	15/IV	—	6/XII
114	38	72,8	33,8	129	56	20/III	16/IV	18/V	21/XI
15	13	21,7	20,7	142	22	31/III	2/IV	8/V	(20/XI)
82	40	93,7	70,7	243	139	10/IV	27/IV	25/V	29/X
137	38	86,5	40,5	148	68	31/III	9/IV	10/V	4/XI
81	54	43,9	42,9	210	125	10/III	30/III	28/IV	25/XI
74	29	34,2	14,2	100	10	10/IV	16/IV	10/V	14/XI
44	27	118,9	113	201	92	31/III	21/IV	16/V	3/XI
95	59	40,0	17,0	165	73	31/III	19/IV	10/V	(10/XI)
98	42	32,9	16,9	201	97	28/III	28/III	4/V	(10/XI)
83	59	82,8	70,8	180	90	20/III	1/IV	4/V	8/XI
53	39	81,5	76,5	137	35	25/III	29/III	3/V	25/XI
16	10	81,6	76,6	150	74	15/III	1/IV	21/IV	28/XI
72	57	89,5	81,5	97	—11	20/III	27/III	15/IV	4/XI
83	46	168,1	155,2	285	210	31/III	8/IV	17/V	(19/XI)
50	40	32,3	29,3	260	167	15/III	4/IV	21/IV	15/XI
62	33	75,3	62,3	238	141	20/III	13/IV	5/V	16/XI
95	36	41,3	25,3	175	80	31/III	13/IV	9/V	1/XI
99	53	76,6	72,6	233	170	31/III	21/IV	7/V	2/XI
75	46	66,3	47,3	—	—	25/III	20/IV	3/V	—

с. Кулогоры
залесенность 91 %

—	—	—	—	208	123	—	—	—	22/XI
17	6	91,4	84,4	135	63	(31/III)	10/IV	5/V	16/XI
29	18	55,5	53,5	116	44	20/III	7/IV	25/IV	19/XI
43	27	—	—	177	72	20/III	15/IV	30/IV	6/XII
102	43	85,0	58,0	149	87	10/IV	16/IV	27/V	21/XI
35	21	99,2	99,2	150	40	31/III	30/IV	15/V	24/X
106	37	68,0	56,0	230	25	10/IV	4/V	26/V	9/X
99	35	79,0	59,0	151	87	(31/III)	16/IV	18/V	4/XI
140	69	90,0	63,0	196	126	(20/III)	15/IV	9/V	22/XI
98	42	78,0	64,0	144	64	10/IV	22/IV	16/V	13/XI
96	42	144	108	205	105	31/III	24/IV	1/VI	3/XI
108	62	61,5	53,5	114	30	(10/IV)	20/IV	18/V	14/X
86	49	76,0	62,0	162	88	10/IV	16/IV	22/V	22/X
59	35	83,0	76,0	235	173	31/III	1/IV	6/V	8/XI
79	52	67,0	60,0	163	103	25/III	17/IV	8/V	20/XI
59	28	74,1	58,1	96	36	15/III	11/IV	(20/IV)	23/XI
52	33	82,6	81,6	135	32	25/III	27/III	20/IV	26/X—4/XI
76	47	94,0	76,0	200	148	31/III	25/IV	28/V	23/X
94	34	74,0	64,0	130	44	31/III	4/IV	25/IV	10/XI
126	45	87,0	68,0	172	98	20/III	13/IV	11/V	1/XI
136	28	72,0	34,0	170	107	31/III—5/IV	14/IV	16/V	29/X
68	20	74,5	62,5	193	136	—	5/IV	24/IV	23/X
79	50	111	97,0	—	—	20/III	20/IV	10/V	—

Год	Дата начала половодья	Дата конца половодья	Полный объем стока за период половодья, мм	Суммарный слой весеннего стока, мм	Сток талых вод, мм	Слой снегового стока, мм	Максимальный расход, м ³ /сек.	Наивысший уровень, см над нулем графика	Коэффициент дружности половодья $K = \frac{Q_{\text{пик}}}{Q_0}$	Максимальные снегозапасы, мм
-----	-----------------------	----------------------	--	------------------------------------	--------------------	--------------------------	---	---	--	------------------------------

13. Река Юла —

Площадь водосбора 4470 км²,

1937	—	—	—	—	—	—	—	—	—	99
1938	20/IV	31/V	100	92,4	92,4	78,7	310	283	0,82	110
1939	17/V	23/VI	150	141	126	116	562	411	1,02	139
1940	5/V	25/VI	144	130	122	111	470	364	0,89	164
1941	15/V	11/VII	226	213	140	130	501	380	0,79	180
1942	22/IV	11/VI	142	132	123	101	382	319	0,80	150
1943	21/IV	10/VI	190	176	130	97,7	558	409	1,19	134
1944	29/IV	22/VI	186	170	126	103	549	404	1,11	149
1945	10/V	1/VII	130	116	103	89,1	251	252	0,59	169
1946	29/IV	23/VI	204	190	159	140	646	453	0,96	189
1947	25/IV	25/VI	192	176	161	137	360	333	0,55	190
1948	9/IV	7/VI	136	123	115	100	501	380	1,02	165
1949	25/IV	16/VI	215	196	179	153	720	490	0,97	230
1950	17/IV	23/V	111	101	82,6	70,8	452	355	1,33	120
1951	10/IV	14/V	83,4	77,6	70,6	59,3	390	323	1,39	125
1952	1/V	28/VI	215	196	192	163	943	543	1,20	214
1953	17/IV	9/VI	193	180	145	134	612	422	0,96	219
1954	3/V	22/VI	151	140	114	90,3	571	406	1,33	149
1955	25/IV	30/VI	254	239	181	160	836	505	1,08	242
1956	8/V	22/VI	96,2	84,9	68,1	58,3	287	308	1,04	118
1957	28/IV	2/VI	148	140	133	115	589	413	1,07	239

Дождевые осадки, мм		Суммарные потери талых и дождевых вод за период половодья, мм	Потери талых вод, мм	Осенние осадки, мм	Разность осенних осадков и испарения, мм	Дата			
от даты максимальных снеготанпасов до конца половодья	за период снеготаяния					наступления максимальных снеготанпасов	начала снеготаяния	конца снеготаяния	появления устойчивого снежного покрова

д. Каренжиха

залесенность 96%

—	—	—	—	108	24	20/III	7/IV	—	19/XI
47	27	50,6	36,6	176	66	20/III	15/IV	30/IV	5/XII
54	18	35,5	25,5	145	80	10/IV	13/V	25/V	21/XI
52	23	70,0	58,0	165	48	31/III	30/IV	16/V	24/X
95	20	75,0	54,0	194	113	10/IV	4/V	25/V	9/X
72	47	70,0	60,0	141	73	(31/III)	16/IV	20/V	3/XI
152	64	65,5	48,5	173	96	10/III	15/IV	9/V	22/XI
124	48	66,0	57,0	140	65	10/IV	22/IV	14/V	13/XI
99	38	123	93,0	206	99	31/III	24/IV	30/V	3/XI
105	37	73,0	56,0	114	20	(10/IV)	20/IV	15/V	14/X
83	49	73,0	63,0	181	102	10/IV	16/IV	22/V	20/X
54	34	80,2	74,2	230	159	(31/III)	1/IV	6/V	8/XI
102	54	106	89,0	176	91	31/III	17/IV	9/V	20/XI
76	28	73,4	57,4	93	27	10/III	11/IV	20/IV	23/XI
45	34	79,4	78,4	134	28	20/III	27/III	25/IV	4/XI
87	54	79,0	60,0	195	133	31/III	25/IV	28/V	22/X
84	26	97,0	92,0	130	35	31/III	4/IV	30/IV	10/XI
144	56	109	74,3	196	112	20/III	13/IV	15/V	(8/XI)
147	44	106	92,0	175	104	31/III	14/IV	16/V	26/X
72	28	83,9	69,9	213	156	5/IV	24/IV	15/V	23/X
78	52	152	142	—	—	20/III	20/IV	8/V	—