

Бузин В.А.

**ЗАЖОРЫ И ЗАТОРЫ ЛЬДА
НА РЕКАХ РОССИИ**

Санкт-Петербург-2015

УДК 556.535. 5.013

Обобщены и систематизированы результаты исследований таких опасных природных явлений, как зажоры и заторы льда, образующихся при замерзании и вскрытии река и приводящие к наводнениям. Рассматриваются теория процессов формирования скоплений льдин в реках, методика наблюдений за зажорами и заторами, распространение зажорных и заторных явлений на реках России, методы расчёта и прогноза максимальных зажорных и заторных уровней воды, влияние климатических и антропогенных факторов на условия образования зажоров и заторов, гидрологические аспекты противозаторных мероприятий.

Книга предназначена для специалистов, занимающихся расчётом и прогнозом ледового режима рек, а также планированием мер воздействия на него.

Рецензент: Н.Б. Барышников, Заслуженный деятель науки РФ, д-р геогр. наук, проф. (Российский государственный гидрометеорологический ун-т)

Results of researches of such dangerous natural phenomena, as dams and jams of the ice, formed are generalized and systematized at freezing and opening the river and resulting to flooding. Methods of calculation and the forecast maximal water levels, influence of climatic and anthropogenesis factors on conditions of formation dams and jams, hydrological aspects of struggle against jams, are considered the theory of processes of formation of congestions of ice floes in the rivers, a technique of supervision for dams and jams, are considered the theory of processes of formation of congestions of ice floes in the rivers, a technique of supervision for dams and jams, distribution dams and jams of ice on the rivers of Russia..

The book is intended for the experts engaged in calculation and the forecast of an ice mode of the rivers, and also planning of measures of influence on him.

The reviewer: N.B. Baryshnikov, the Honored worker of a science of the Russian Federation, dr. of geogr. sciences, prof. (Russian state hydrometeorological university)

Б

Государственный гидрологический
институт, 2016

ISBN

Содержание

Стр.

Предисловие.....	5
Введение	6
1. Процессы замерзания шугоносных рек и образования зажоров льда.....	10
1.1. Внутриводное и поверхностное ледообразование.....	-
1.2. Причины и места формирования скоплений льда при замерзании рек....	15
1.3. Гидрометеорологические условия образования зажоров.....	19
1.4. Типы замерзания шугоносных рек и зажоров льда.....	20
1.5. Особенности ледообразования и формирования ледяного покрова в нижних бьефах гидроузлов.....	23
2. Процесс вскрытия рек с заторами льда.....	29
2.1. Таяние ледяного покрова и образование ледяных полей и льдин.....	-
2.2. Льдопропускная способность русла в период вскрытия реки и заторы льда.....	-
2.3. Подныривание и торошение льда у кромки ледяного покрова.....	32
2.4. Типы заторов льда.....	34
2.5. Гидрометеорологические условия образования и прорыва заторов.....	38
2.6. Образование заторов льда у мостов.....	41
3. Физические характеристики и свойства скоплений льда.....	43
3.1. Условия равновесия скоплений льда.....	-
3.2. Физико-механические характеристики льда в зажорах и заторах.....	46
3.3. Толщина и протяженность зажорных и заторных скоплений	47
4. Водный поток под скоплениями льда	51
4.1. Уравнения гидравлики водного потока под скоплением.....	-
4.2. Коэффициенты шероховатости нижней поверхности скоплений льда.....	52
4.3. Изменение уровней воды при формировании зажоров и заторов.....	53
4.4. Факторы образования максимальных зажорных и заторных уровней воды.....	54
4.5. Наводнения, обусловленные зажорами и заторами.....	58
5. Распространение зажорных и заторных явлений на реках России.....	60
5.1. Зажорные реки страны.....	-
5.2. Заторы льда на реках России.....	-
5.3. Зажоры на реке Нева.....	64
5.4. Зажоры и заторы на Кубани.....	68
5.5. Заторы на реке Лена.....	71
6. Наблюдения за процессами зажоро- и заторообразования	77
7. Моделирование зажоров и заторов	80
7.1. Математические модели зажоров и заторов.....	
7.2. Моделирование заторов на гидравлических моделях речных участков..	88
8. Методы оценки риска и прогноза зажорных и заторных наводнений.....	100
8.1. Потенциальный риск наводнений и расчёт наивысших зажорных и заторных уровней воды.....	-
8.2. Прогнозирование зажоров льда и максимальных зажорных уровней...	109
8.3 Методика прогнозов максимальных уровней при зажорах на реке	

<i>Нева</i>	111
8.4 . <i>Прогноз максимальных заторных уровней воды</i>	115
8.5 . <i>Методики прогнозов заторов и обусловленных ими уровней воды на реках севера ЕТР и реке Лена</i>	124
9. Влияние изменения климата и антропогенных факторов на зажорные и заторные явления.....	149
10. Эффективность мероприятий по предупреждению зажоров и заторов и меры борьбы с ними.....	160
Заключение.....	171
Список литературы.....	176
Приложения:	
<i>А. Каталог наибольших зажоров льда на средних и больших реках России</i> ...	190
<i>Б. Каталог характеристик затопления пойм средних и больших рек России при заторах льда</i>	222

Предисловие

Одной из важнейших проблем социальной и экономической стабильности любого государства является готовность его структур противостоять опасным природным явлениям. Холодные климатические условия России определяют повсеместно на ее реках наличие зимой ледяного покрова и сопровождающие его образование и разрушение процессы и явления, многие из которых обуславливают чрезвычайные ситуации.

После мощного затора льда в 2001 году на Лене, обусловившего катастрофическое наводнение в городе Ленск, усилился интерес к зажорно-заторной тематике.

Зажорные и заторные явления изучаются у нас в стране в Государственном гидрологическом институте, а также в Арктическом и Антарктическом научно-исследовательском институте, Гидрометцентре РФ, Западно-Сибирском региональном научно-исследовательском гидрометеорологическом институте, институтах Географии и Водных проблем РАН, институте «Гидропроект», институте гидротехники им. Б.Е. Веденеева и других научных организациях. Исследования ведутся комплексно: аналитическими, лабораторными и полевыми методами. Широко используется информация, полученная в зимний период с самолетов и спутников, оснащенных современными приборами контроля состояния водных объектов. Все перечисленное выше находится в русле аналогичных исследований, проводимых во всех странах в районах с суровым климатом, прежде всего, в США и Канаде [215-242].

Ведущая роль в изучении зажорных и заторных явлений принадлежит Государственному гидрологическому институту (ГГИ), где наибольшее внимание уделялось исследованию условий и процессов образования зажоров и заторов, физико-механических свойств скоплений льда и гидравлического сопротивления их нижней поверхности, а также разработке методов изучения, расчётов и прогнозов зажоров и заторов. Результаты исследований, выполненных в ГГИ, изложены в многочисленных, но разрозненных статьях или в разделах монографий. В настоящей книге они систематизированы и обобщены.

Введение

Изучение зажоров льда в России началось в начале XX века после того, как на реке Нева случились обусловленные ими наводнения, в результате которых были затоплены некоторые территории Санкт-Петербурга [60,125, 198]. В последующем они изучались в основном в связи со строительством гидроэлектростанций, в нижних бьефах которых зажоры являются характерным явлением [68, 70, 78, 128, 138, 209]. При подъёме уровня воды, обусловленного зазором, затапливаются населённые пункты в нижних бьефах, а также снижается выработка ГЭС электроэнергетики.

В начале исследования зажоров ограничивались в основном сетевыми наблюдениями и лишь в отдельных случаях создавались специальные экспедиции. Из опубликованных ранних работ наибольший интерес представляют работы М.Ф. Ционглинского [198], В. М. Лохтина [125], А. И. Тарашкевича [188], Е. В. Берга и Г. А. Платунова [19, 20], посвящённые зимнему режиму Невы. Работа Л. Л. Владимировой [60], опубликованная в 1904 г., представляет интерес главным образом как свод ценных фактических данных. В частности, в ней приводятся сведения по ледовому режиму в истоке Невы у г. Петрокрепость с 1885 по 1903 год. В работах других авторов, наряду с приводимым фактическим материалом по зазорам на Неве и периоду ледостава, изложены также соображения о причинах образования зажоров и их динамике (у Е. В. Берга и Г.А. Платунова), а также способах борьбы с ними. Несмотря на то, что работы Ционглинского, Лохтина и Тарашкевича относятся к периоду 1903 - 1911 гг., они и в настоящее время представляют значительный интерес. Из остальных опубликованных работ о зазорах на Неве следует указать на две небольшие статьи С. Л. Вендрова и А. А. Бубырь [55, 56], в которых рассматриваются зазорные подъёмы уровней воды Невы по данным наблюдений до 1931 года, а также выполненные в 1931-33 годах исследования этого явления. Необходимо отметить и статьи Е.И. Иогансона [89] и Ф.И. Быдина [48, 49] по изучению зимнего режима рек.

Во второй половине XX века наряду с развитием натуральных наблюдений разрабатываются физические и математические модели зажоров, базирующиеся на уравнениях гидравлики водного потока подо льдом и механики сыпучих сред [16, 31,231,233]. Существенно представления о механизме образования зажоров развиты в работах, выполненных К.Е. Ивановым и Н.А. Колокольцевым [88], а также В. П. Берденниковым [13,15,16]. Р.А. Нежиховским [144] предложена их типизация по условиям возникновения и механизму образования. В.А. Бузиным [30,34,44], В.Н. Карновичем и Ж. Н. Суриковой [97] установлены основные факторы зажорообразования и разработаны методы прогнозов максимальных зазорных уровней воды. Р. В. Донченко [83, 85] создан метод расчета наивысших значений таких уровней. В результате анализа и обобщения данных Каталога заторных и зазорных участков рек СССР [98] установлены закономерности территориального распространения зажоров на реках СССР (Р.В. Донченко, Е. В. Щеголева [82]).

Формирование заторов льда в процессе вскрытия рек – опасное природное явление, характерное для большинства рек России. Скопления льдин в русле реки

представляют серьезную опасность главным образом в связи с наводнениями, которые они вызывают. Подъем уровня воды при заторе над зимним межленным уровнем достигает на Нижней Тунгуске 28 м. Максимальные заторные уровни воды на Северной Двине, Печоре, Енисее, Лене, Амуре и других реках превышают наивысшие уровни весенних половодий и дождевых паводков. Заторные наводнения особенно опасны тем, что они происходят в холодное время года, сопровождаются выходом льда на берега, который разрушает расположенные в пределах зоны затопления сооружения. Хотя заторные наводнения и кратковременны (до 10 суток), ущерб от них, как правило, намного больше ущерба от наводнений в период свободной ото льда реки. Следует заметить, что в некоторых случаях заторы могут быть полезными, например, если они обеспечивают обильное обводнение поймы и тем самым повышают урожайность пойменных лугов [192,193].

Процесс заторообразования пока не поддается эффективному управлению [92, 185]. Поэтому при водохозяйственном строительстве на севере европейской территории России, в Сибири и на Дальнем Востоке большое значение приобретают вопросы расчета и прогноза характеристик заторов. Для решения этих вопросов необходимо хорошо знать механизм заторного явления и причины его порождающие. Будучи давно известными, заторы стали изучаться лишь в начале XX века.

Первые научные работы в России, посвященные заторам, были основаны на данных экспедиционных исследований и содержали в основном качественное описание процесса заторообразования. Одной из таких работ является работа Е.В. Близняка [22]. Рассматривая ледовый режим Енисея в 1908 и 1910-12 годах, он отметил, что заторы образуются в местах «сильно суженных участков реки, а также засоренных подводными препятствиями или с крутыми поворотами». Большое их количество на Енисее Близняк объяснял направлением течения реки с юга на север, что согласуется с современными представлениями о причинах заторообразования.

Е.И. Иогансон [89], описывая в 1922 году зимний режим Волхова, дал заторам вполне современное определение: заторы - это скопления льда, которые состоят в основной своей массе из кристаллического льда поверхностного происхождения, при надлежащих условиях образующие нагромождения в русле реки, препятствующие свободному протеканию воды и вызывающие выше иногда значительный подпор воды. Несколько позже Ф.И. Быдин [49], исследуя режим уровней и расходов воды во время ледохода и заторов на реках Волхов и Свирь, указывает на многочисленность факторов, обуславливающих сложность процесса заторообразования, и дает их описание.

В 50-60-х годах XX столетия преобладают работы, которые носят режимный описательный характер: Я.И. Марусенко [131], И.Я. Лисера [115, 118, 119], М.К. Федорова [194], П.М. Машукова [132, 133]. Делаются и попытки обобщения. Так, общие условия, необходимые для возникновения заторов льда на реках, установлены Л.Г. Шуляковским [211, 212]. Сформулированные им еще в 1951 году, они представляются (с учетом некоторой интерпретации) вполне современными и сейчас. Особенности динамики весенних ледоходов и заторов льда рассмотрены в дальнейшем В.Н.Карновичем [96] и Ю.В. Лупачевым [126].

В конце 60-х годов обобщаются материалы наблюдений над заторами на стационарной сети гидрологических постов и их авиаобследований. В итоге труда

большого коллектива специалистов составлен каталог [98], в котором довольно полно представлены характеристики участков рек, где образуются заторы льда, и заторных уровней воды. Результаты систематизации и обобщения данных, представленных в каталоге, позволили Р.В. Донченко [81,84] установить закономерности распространения заторов на реках России и ближнего зарубежья.

К началу 70-х годов прошлого века созданы основные классификации и типизации заторов: Е.Г. Попова [163], А.С. Руднева [173], А.Н. Чижова [202], Ю.А. Деева и А.Ф. Попова [73], что способствовало обобщению описательных представлений о процессе заторообразования и переходу к его количественным характеристикам.

В 70-80-х годах выполнен ряд важных лабораторных исследований по количественному рассмотрению отдельных сторон процесса заторообразования в лаборатории. Так, В.П. Берденниковым [17, 18] разработаны методические основы и выполнены опыты по изучению условий образования заторов при торошении льдин с учетом индикатора подобия, отражающего механические характеристики скопления льдин. В результате им найдена функция распределения толщины затора по длине заторного участка с учетом сил, формирующих скопление льда. Дееву и Попову [73] в ходе экспериментов с материалом-заменителем льда в гидравлическом лотке удалось выявить ряд критериальных зависимостей, определяющих условия формирования и прорыва заторов торошения, и соотношений, связывающих характеристики водного потока под затором и выше его. В.Н. Синотиным и З.А. Генкиным [183] изучен процесс формирования заторов при подныривании льдин под кромку ледяного покрова. Ими установлена зависимость критической скорости вовлечения льдин под преграду от преобладающего их размера. Дальнейшие модельные исследования А.М. Филиппова [195] показали, что кроме длины льдин необходимо учитывать их толщину и толщину препятствия. Г.И. Болотниковым [25] на основе теории размерностей были получены критерии подобия и разработана методика моделирования заторов льда на гидравлических моделях речных русел, что позволяет оценить влияние морфологического фактора на процесс заторообразования и определить характеристики заторов на слабоизученных в гидрологическом отношении участках рек.

Одновременно с экспериментальными исследованиями заторов развивались теоретические представления о механизме образования скоплений льда. Значительный вклад в развитие теории заторов льда внесли В.П. Берденников [16], Д.Ф. Панфилов [156, 157], В.К. Тройнин [190], М.Г. Софер [187], П.П. Ангелопуло [7], Ю.А. Деев и А.Ф. Попов [73]. В теоретических моделях заторов, созданных этими учёными, также как и в моделях их зарубежных коллег [215, 218, 219, 227, 236, 240, 242], принимается, что раздробленный лёд подчиняется законам теории сыпучих сред. При этом устойчивость скопления льда рассматривается в зависимости от соотношения сжимающих сил, действующих в направлении течения реки, и сил сцепления льда с берегами и между льдинами. Кроме уравнения статического равновесия скопления льда в теоретических моделях заторов учитываются уравнения гидравлики водного потока подо льдом и баланса ледяного материала на речном участке. Совместное решение перечисленных уравнений в принципе позволяет рассчитывать такие важные характеристики заторов как равновесную толщину скопления, время необходимое для достижения этой толщины и глубину реки у верхней кромки скопления льда.

Применение теоретических моделей заторов в практике расчетов и прогнозов максимальных заторных уровней воды затруднено из-за невозможности определения ряда параметров этих моделей. Поэтому для расчетов заторных максимумов уровня при строительном проектировании и для прогнозов заторных наводнений в основном применяются общие для различных рек и локальные эмпирические зависимости максимальных заторных уровней воды от факторов процесса заторообразования, установленные на базе сетевых наблюдений [32, 34, 37, 83, 86, 147]. Общие зависимости вытекают либо из условия однозначности гидрологических процессов, происходящих на различных участках рек под действием силы тяжести, либо из подобия условий вскрытия рек. Они могут быть использованы как для расчета, так и прогноза максимальных заторных уровней воды на участках рек, где нет данных многолетних гидрометрических наблюдений. Критической при пользовании этими зависимостями, также как и теоретическими моделями, является проблема учета местоположения скопления льда относительно расчетного створа. Непостоянство места затора от года к году затрудняет выпуск прогноза по данным конкретного гидрологического поста, так как сначала необходимо установить будет ли затор именно у этого поста и на каком расстоянии от него. Поэтому прогнозы максимальных заторных уровней составляются для участков рек с постоянным местом формирования заторов по локальным эмпирическим зависимостям, априори учитывающим положение очага скопления льда относительно поста.

Первая локальная методика прогнозов максимальных заторных уровней воды разработана еще в 1952 году Л.Г. Шуляковским и В.И. Ереминой [212]. В последующем увеличивалось число рек, для которых составляются прогнозы заторных наводнений, и усовершенствуются методики прогнозирования путем выбора наиболее оптимальных показателей изучаемого процесса, обеспечивающих устойчивость прогностического решения. Наибольших успехов на этом пути достигли И.Я. Лисер [121-124], Р.А. Нежиховский [142, 143, 145-148], В.А. Бузин [28-30, 34, 39, 41,43], В.Н. Карнович [93-95], В.В. Кильмянинов [99-100, 104]. К настоящему времени прогнозы максимальных заторных уровней воды составляются для большинства заторных участков всех больших и значительной части средних рек России.

Особое направление исследований затора – это разработка противозаторных мероприятий, толчком для которой послужило катастрофическое наводнение на Днестре в 1969 году. Ее итогом явились «Указания по борьбе с заторами и зазорами льда»[135]. К сожалению, изложенные в них способы предупреждения этих опасных явлений и борьбы с ними не всегда дают ожидаемый эффект, в связи с чем, решение проблемы заторных наводнений до сих пор остается актуальной.

В настоящей книге изложены методы расчета и прогноза заборов и заторов льда и обусловленных ими наводнений, которые нашли применение в практике гидрологического обоснования строительных проектов и прогнозирования чрезвычайных ситуаций на реках. Они базируются на законах гидравлики, теории вероятностей, сопротивления материалов и сыпучих сред, а также данных гидрометеорологических наблюдений сети станций и постов Росгидромета и материалах полевых и лабораторных исследований процесса заторообразования. В отличие от зарубежных изданий, посвященных заборам и заторам [235,236], в ней рассмотрены не только гидравлические и механические аспекты процесса, но и

гидрометеорологические, что нашло отражение в практической реализации теоретических решений в виде методов расчета и прогноза.

1. Процессы замерзания шугоносных рек и образования зажоров льда

1.1. Внутриводное и поверхностное ледообразование

В осенний период устойчивый переход среднесуточных температур воздуха через 0°C влечет за собой снижение температуры воды до 0°C и начало ледовых явлений на водоемах и водотоках. Начальным проявлением ледовых явлений на реках является появление сала – плывущих кусков ледяной пленки, состоящей из кристаллов льда в виде тонких игл. Сало обычно плавает по реке в течение нескольких дней. Практически одновременно у берегов, где скорости течения меньше, образуются забереги – узкие полосы неподвижного тонкого льда.

Отличительной особенностью процесса замерзания шугоносных рек является образование по всей толще воды, по мере ее охлаждения, внутриводного льда – непрозрачной губчатой ледяной массы, состоящей из хаотически сросшихся кристаллов льда [1,51,134,200]. Необходимым условием образования внутриводного льда является переохлаждение воды, т.е. переход температуры воды θ_6 через 0°C ($\theta_6 < 0^{\circ}\text{C}$), и наличие в воде ядер кристаллизации в виде кристаллов льда, взвешенных минеральных частиц и т. д. Внутриводный лед может формироваться и в виде донного льда.

Необходимыми условиями образования внутриводного льда в потоках и водоемах являются переохлаждение воды ниже 0° , наличие центров кристаллизации в виде кристаллов льда, взвешенных минеральных частиц и т.д., а также хороший отвод тепла, выделяющегося при ледообразовании, т. е. турбулентное перемешивание масс воды. Вопрос об интенсивности переохлаждения детально изучался при исследованиях кристаллизации воды в лабораторных и натуральных условиях [6, 20, 46, 161, 177]. Результаты анализа и обобщений данных этих исследований показали, что переохлаждение воды от ($-0,01^{\circ}\text{C}$ и больше) может быть при относительно малом перемешивании воды и больших потерях тепла с верхней поверхности водного потока ($S > 200 \text{ Вт/м}^2$). На равнинных реках переохлаждение воды небольшое ($-0,02 \dots -0,03^{\circ}\text{C}$). На горных же реках из-за малой водности при интенсивной теплоотдаче в атмосферу оно превышает указанные значения и нередко достигает значений $-0,05 \dots -0,08^{\circ}\text{C}$ [200].

Для оценки интенсивности внутриводного ледообразования можно использовать расчетную формулу, предложенную в работах В.А. Рымши [177, 178]. Она описывает распределение тепла, выделяющегося при образовании льда на поверхности и по глубине потока, которое характеризуется соотношением между теплоотдачей водной поверхности и интенсивностью турбулентного перемешивания водной массы. Количественно данное соотношение выражается параметром P_z , представляющим собой количество теплоты, выделяющейся при кристаллизации переохлажденной воды объемом $1 \cdot 10^{-6} \text{ м}^3$ на глубине z :

$$P_z = \frac{S}{\sqrt{\lambda_T m}} \left(\frac{ch[(h-z)/\sqrt{\lambda_T m}] - k \cdot ch(z/\sqrt{\lambda_T m})}{sh(h/\sqrt{\lambda_T m})} \right), \quad (1.1)$$

где S – теплоотдача с водной поверхности; λ_T – коэффициент турбулентной теплопроводности воды; m – эмпирический параметр, характеризующий отношение температуры переохлажденной воды к теплоте, выделяющейся при ее кристаллизации; h – глубина потока; z – глубина, отсчитываемая от поверхности; k – коэффициент, характеризующий отношение прихода тепла через дно водотока к теплоотдаче с водной поверхности.

При $z \rightarrow 0$ формула (1.1) принимает вид

$$P_o = S / \sqrt{\lambda_T m} . \quad (1.2)$$

Условие $P_o \approx S$ (слабое турбулентное перемешивание воды) отвечает спокойному и быстрому замерзанию реки путем образования на поверхности воды ледяной корки. При интенсивном перемешивании воды распределение P_z по глубине близко к равномерному распределению ($P_o \ll S$), т.е. лёд образуется во всей водной толще, а процесс замерзания водотока носит затяжной характер [84, 178].

Уравнение (1.2) можно представить следующим образом

$$\alpha = \frac{P_o}{S} , \quad (1.3)$$

где α – доля теплоотдачи с водной поверхности, в результате которой образовался поверхностный лед (табл. 1.1).

Тогда для средней интенсивности образования внутриводного льда в водном потоке глубиной h можно записать

$$I_h = (1 - \alpha) \frac{S}{L \cdot h} , \quad (1.4)$$

где I_h в $\text{кг/м}^3 \cdot \text{с}$, L – удельное тепло ледообразования, $L = 33,3 \cdot 10^4$ Дж/кг.

Для суточного интервала времени ледообразования уравнение (3.2) принимает вид

$$I_h = 0,2595(1 - \alpha) \frac{S}{h} . \quad (1.5)$$

Необходимый для определения значения α по таблице 1.1 коэффициент турбулентного обмена (вязкости) водных масс рассчитывается по формуле В.М. Маккавеева [129]

$$A = \frac{ghV}{C(0,7C + 6)} , \quad (1.6)$$

где g – ускорение свободного падения, м/с^2

В конце осени – начале зимы, когда день короткий и большей частью наблюдается облачная погода, потери тепла с водной поверхности определяются в основном составляющими теплообмена, зависящими от температуры воздуха. Р.А.

Таблица 1.1

Значения доли потерь тепла с водной поверхности, приведших к образованию поверхностного льда

$S, \text{Вт/м}^2$ $\theta, ^\circ\text{C}$ $A, \text{м}^2/\text{с}$	100	200	300	400	500
	-4,1	-8,2	-12,4	-16,5	-20,6
0,002	0,794				
0,004	0,395	0,795			
0,006	0,264	0,525	0,787		
0,008		0,396	0,587	0,790	0,988
0,010		0,316	0,473	0,633	0,790
0,012		0,264	0,393	0,528	0,658
0,014		0,226	0,337	0,452	0,564
0,016		0,198	0,295	0,395	0,494
0,018		0,176	0,262	0,350	0,440
0,020		0,158	0,236	0,318	0,396
0,022			0,214	0,288	0,360
0,024			0,196	0,262	0,330
0,026			0,181	0,243	0,304
0,028			0,168	0,226	0,282
0,030			0,157	0,211	0,264
0,040			0,118	0,156	0,198
0,050			0,0943	0,126	0,158
0,060				0,106	0,132
0,070				0,0909	0,113
0,080				0,0703	0,0988
0,090					0,0878
0,100					0,0790

Нежиховским установлено [141], что на реках, протекающих в пределах северной широты от 58 до 62°, эти потери достаточно точно рассчитываются по формуле

$$S = -24,230 \quad (1.7)$$

Скопления внутриводного льда в виде комьев на поверхности или в толще речного потока образуют шугу. Шугоход - движение шуги по реке. Вместе с шугой по реке может транспортироваться битый лед от заберегов и снежура – выпавший в воду снег.

С дальнейшим охлаждением воды начинается образование льда на водной поверхности вдали от берегов. В процессе смерзания скоплений сала, шуги и

снежуры образуются льдины. С образованием льдин начинается осенний ледоход, продолжительность которого зависит от температуры воздуха и водности реки.

По мере увеличения числа пльвущих льдин и их размера скорость движения ледяных полей уменьшается. В местах сужения реки, у островов, в мелких рукавах ледяные поля начинают останавливаться. Образование ледяных перемычек вследствие остановки и смерзания отдельных ледяных полей фактически является началом формирования ледяного покрова на реке. В период осеннего ледохода русло реки может оказаться забитым шугой и обломками льда – формируется зажор, сопровождающийся подъемом уровня воды на вышерасположенном участке реки.

Процесс замерзания реки завершается ледоставом - образованием сплошного ледяного покрова, способного оказать сопротивление воздействию подледного потока. Некоторые участки реки могут в течение долгого времени, иногда в течение всей зимы, не замерзнуть. Незамерзающие участки реки – полыньи могут быть как термического, так и динамического происхождения.

Для описания возникновения и роста заберегов и процесса образования ледяного покрова в транзитной части потока применяют различные модели. Влияние заберегов, уменьшающих эффективную ширину потока, на перемещение кромки льда при невысоких скоростях течения может быть существенным. Суммарная ширина заберегов $B_{заб}$ зависит от средней (по сечению) скорости потока и может быть рассчитана по эмпирической зависимости [141]

$$B_{заб} = B \cdot (1 - 0,42V^{0,2} + K), \quad (1.8)$$

где B – ширина русла; $K = 0.525$ для русел с мелководными зонами и пологими берегами; $K = 0.465$ в прочих случаях.

Часто ширина заберегов при скоростях речного потока более 0.5 м/сек составляет менее 10% от величины B , что позволяет при расчетах ледовых процессов пренебречь их влиянием на количественные характеристики замерзания рек.

Для средних и больших рек преобладающим является тип замерзания рек, который характеризуется движением кромки льда вверх по течению от уже имеющихся преград в виде перемычки или ледяного поля. Схематично процесс образования ледяного покрова можно представить следующим образом. Подходящая к преграде масса пльвущего льда в виде разрозненных ледяных образований останавливается, формируя перед кромкой ледового поля однослойные скопления, обладающие разной степенью устойчивости в зависимости от гидравлических условий. При столкновении с преградой ледяные образования могут затягиваться под нее. Устойчивые скопления, промерзая, образуют неподвижный ледяной покров. Если скопления неустойчивы, то через череду подвижек, переформировываясь, они приходят к устойчивому состоянию и образуют ледяной покров. При этом часть ледового материала, скопившегося перед кромкой льда, может заноситься под лед, формируя его толщину ниже по течению.

С момента образования ледяной перемычки кромка ледяного покрова перемещается вверх по реке. В первом приближении ледяной покров, способный оказать сопротивление воздействию потока, образуется при достижении льдом плотности $\rho_{л} \geq 0,85 \text{ г/см}^3$ и прочности $\sigma_{л} \geq 0,37 \text{ МПа}$ [13].

Существенный интерес для прогноза ледостава на реках представляет вопрос о начальной (без подвижек) толщине ледяного покрова t_n . Фактически, речь идет о количестве ледяного материала, которое требуется для формирования устойчивого покрова на поверхности водотока в определенных морфометрических, гидрологических и метеорологических условиях.

Скорость перемещения кромки ледяного покрова толщиной t_n вверх по течению зависит от расхода льда q_n , прочности льда σ_n , подступающего к кромке, а также от гидравлических и морфологических характеристик участков реки (V , h , B).

Чтобы имел место режим наступления кромки ледяного покрова, необходимо соблюдение условия гидродинамической устойчивости льдин и шуговых ковров в створе кромки льда [137, 183, 195]. Данное условие выполняется, когда скорость потока у кромки льда ниже некоторой критической скорости $V_{кр}$, которой определяется момент заноса ледяных образований на водной поверхности под кромку льда.

При формировании теоретических критериев устойчивости ледяных скоплений обычно совместно решаются задача механической устойчивости и задача «процесса смерзания». Условия устойчивости определяются путем решения осредненных по поперечному сечению ледяного скопления уравнений равновесия несплошной среды с принятием различных модельных предположений о механических свойствах ледяного материала. На основе такого подхода для случая интенсивного шугообразования Берденниковым В.П. [13] была установлена зависимость для расчета начальной толщины шуголедяного покрова

$$t_n = \frac{0,5\rho \cdot I \cdot h}{\tau + \eta \frac{dV}{dL}}, \quad (1.9)$$

где τ – начальное скалывающее напряжение шугового слоя; η – коэффициент вязкости шуги; I – уклон водной поверхности в период ледостава; h – средняя глубина за вычетом толщины шугового слоя; dL – расстояние от осевой линии потока до выделенного элемента слоя.

Дальнейшие исследования предельно-напряженного состояния ледяной перемычки, образованной остановившимся шуговым ковром, выполненные Р. В. Донченко [84] с использованием экспериментальных данных, позволили переписать зависимость (1.9) следующим образом (полагая, что при остановке шуги $V = 0$)

$$t_n = 1.77 \cdot V^2 \cdot \frac{B}{C^2}, \quad (1.10)$$

где C – коэффициент Шези. При наличии заберегов в зависимости (1.10) вместо B следует использовать ширину водного потока между заберегами.

В результате выполненных полевых работ по определению начальной толщины льда t_n на природных объектах были предложены зависимости ее величины от скорости течения воды [51,141]. В работе [67] учитывается также температура воздуха в момент ледостава

$$t_n = \frac{V_n^2 + 0,2}{-0,5\theta}, \quad (1.11)$$

где V_n – поверхностная скорость течения при открытом русле.

При полевом определении величины t_n из-за отсутствия возможности её локальных замеров она вычисляется из балансовых соотношений по замерам общего расхода шуги и массы образовавшегося ледяного покрова. Общий расход шуги и скорость течения V на участках движения льдин определяются на расстоянии нескольких километров от локального положения кромки сплошного ледяного поля. В результате получается осредненная по времени и по пространству связь между величинами t_n и V . В величину t_n при этом входит не только первоначальная толщина слоя льда, но также толщина занесенного под кромку и отложившегося ниже по течению ледового материала, т.е. дополнительно учитываются зазорные явления, но не катастрофического, а умеренного характера. Использование эмпирических зависимостей для вычисления t_n в практических приложениях вполне оправданно.

1.2. Причины и места формирования скоплений льда при замерзании рек

Определения зазора льда даются в ряде работ [68,84,87,144, 201]. Все они сводятся к тому, что под зазором понимается скопление шуги с включением мелкобитого льда в русле реки, вызывающее стеснение водного сечения речного потока и связанный с этим подъем уровня воды выше его и спад ниже. Зазоры образуются в начале зимы при замерзании рек (табл. 1.2).

Таблица 1.2

Характеристики зазоров

Показатели явления	Характеристики
Фаза ледового режима	Замерзание
Направление перемещения кромки льда	Снизу вверх по течению
Процессы формирования скопления льда	Подныривание и торошение льдин
Размер льдин	Мелкие
Продолжительность явления	От нескольких дней до 2-3 месяцев
Водность в период формирования	Низкая и уменьшается
Преобладающий процесс в формировании стока	Дождевые паводки
Температура воздуха в период формирования скопления	Отрицательная

По длине скопления льда зажоры имеют неоднородное строение. Обычно выделяют три составные части:

1) замок или очаг зазора, представляющий собой перемычку из ледяных полей, заклинивших русло, сомкнувшихся заберегов или покрытого трещинами ледяного покрова;

2) собственно зазор - многослойное скопление из хаотически расположенных льдин, подвергшихся интенсивному торошению, где имеют место наибольший уклон водной поверхности и максимальная толщина льда;

3) шлейф или хвостовая часть представляет собой примыкающее к голове однослойное скопление льдин в зоне подпора, на участке которого продольный уклон водной поверхности меньше, чем при свободном ото льда русле.

Высокие уровни воды наблюдаются в зоне подпора воды, обусловленного зазором. На участке реки ниже скопления льда имеют место низкие уровни.

Зажоры присущи далеко не всем рекам. Для их образования нужно сочетание определенных условий, а именно: участие больших масс льда в ледоходе и наличие препятствий движению льда. Значительные объемы льда формируются при замерзании рек, расположенных в районах с затяжной осенью. Основным препятствием для движения льда обычно являются большие по длине участки реки со сплошным и достаточно прочным ледяным покровом. Такие участки свойственны рекам, которые замерзают снизу вверх по течению. В противном случае процесс замерзания протекает сравнительно спокойно, хотя на отдельных участках общая их последовательность может нарушаться из-за изменения направления течения, неодинаковых морфометрии и скорости течения по длине реки.

Последовательность замерзания, хотя и необходимое, но не достаточное условие для образования зажоров. Достаточные условия создаются тогда, когда скорость течения воды в периоды замерзания реки значительная (0,6 м/с и более). Только при этом отмечаются подсоны льда под кромку ледяного покрова, торошение ледяных полей и пр.

Зажоры формируются у кромки ледяного покрова в процессе перемещения ее вверх по течению. Увеличение мощности скоплений льда происходит в результате заноса шуги под кромку ледяного покрова и подвижек льда у кромки. Условие устойчивости шуговых ковров перед преградой определяется значением числа Фруда

$$Fr = \frac{V^2}{gh} \quad , \quad (1.12)$$

где V и h - скорость и глубина потока, g – ускорение свободного падения. Шуга заносится под кромку при числе Фруда больше критического [137, 230], определяемого по формуле

$$Fr_{kp} = 0,023(1 - \varepsilon) \quad , \quad (1.13)$$

где ε - пористость шуговых ковров, которая изменяется в зависимости от температуры воздуха (табл. 1.3).

Таблица 1.3

Координаты зависимости $\varepsilon = f(\theta)$

$\theta, ^\circ\text{C}$	-2	-4	-6	-8	-10
ε	0,55	0,41	0,32	0,28	0,25

С понижением температуры воздуха она уменьшается, т.к. шуга промерзает, образуя льдины, которые вовлекаются под кромку при числе Фруда

$$Fr \geq 0,035 \frac{l}{h}, \quad (1.14)$$

где l - длина льдины (м).

Таким образом, кромка льда непрерывно перемещается вверх по течению на участках реки с уклонами

$$I \leq gC^2 Fr_{кр} \quad (1.15)$$

(C – коэффициент Шези).

Скорость перемещения кромки ледяного покрова

$$V_{кр} = \frac{G_{ш}}{\gamma_{л} t_{л} B}, \quad (1.16)$$

где $\gamma_{л}$ и $t_{л}$ - удельный вес и толщина слоя шуги, $G_{ш}$ – расход шуги.

Количество льда в зажоре зависит от расходов шуги, поступающей на зажорный участок с верхних участков реки за период формирования зазора [175, 176]:

$$G_{з} = G_{ш} \tau = \varphi_{л} a B V_{л} T_{з}. \quad (1.17)$$

где $T_{з}$ - время формирования зазора, сек; $\varphi_{л}$ - степень покрытия льдом водной поверхности; a - количество шуги на единицу поверхности, кг/м³, $V_{л}$ – скорость движения льда.

Густота шугохода по Р.В. Донченко [84]

$$\varphi_{л} = 1 - e^{\frac{-ST}{335a}}, \quad (1.18)$$

где S – плотность теплового потока с поверхности воды, Вт/м²; T – время перемещения ледяных образований от нулевой изотермы до кромки льда, сек.

Удельное количество льда в шуговых скоплениях (кг/м²)

$$a = 4340 \sqrt{\frac{Q}{(0,7C + 6)CB}}, \quad (1.19)$$

Q – расход воды, м³/с; B – ширина реки, м.

Если уклон водной поверхности на речном участке больше критического, определяемого формулой (1.15), то непрерывное перемещение кромки льда вверх по течению прекращается, шуга начинает вовлекаться под кромку, происходят также подвижки льда, в процессе которых и образуется зажор.

Головная часть зажора формируется непосредственно у кромки ледяного покрова. На зажорных участках путь движения льда под кромкой ледяного покрова невелик из-за препятствий поступательному движению льда и малой скорости течения. Выполненные В.П. Берденниковым [13] исследования условий формирования зажоров на Ангаре и Енисее показали, что поступающий к кромке ледяной материал остается в пределах зажорного участка. Убыль льда у кромки в процессе формирования зажора мала по сравнению с общим объемом, и ею можно пренебречь.

Толщина скопления шуги и льдин у кромки обусловлена гидравлическими характеристиками зажорного участка и физическими свойствами шуги [74]. Чем больше толщина шугового слоя и значения скальвающего напряжения, тем больше его устойчивость. Колебания стока воды и погодных условий в процессе формирования зажора приводят к нарушению равновесия и устойчивости зажорных скоплений. Если сила водного потока превышает сопротивляемость шугового слоя, то он разрушается, и происходят его подвижки, при которых шуговые массы уплотняются, и в отдельных местах увеличивается их толщина, а в целом по длине участка зажорообразования происходит перераспределение ледяного материала. При больших подвижках кромка льда отступает на 1-2 км со скоростью 0,1-0,3 м/с.

Число и размеры подвижек определяются изменением уклонов водной поверхности, влекущей силой водного потока, давлением поступающих сверху масс льда, а также интенсивностью поступления теплых воздушных масс [87]. Наиболее мощные подвижки обычно наблюдаются в период быстрого подъема уровня воды. На участках рек с уклонами водной поверхности 1-2 ‰ во время формирования зажора происходит до десяти крупных подвижек. По данным исследований на Ангаре [67] ледяной покров не может образоваться на участках с большими уклонами без подвижек и динамических уплотнений скоплений льда.

В процессе формирования зажора существенное воздействие на шуголедяной покров оказывает ветер, под влиянием которого также возникают подвижки, а кромка может отступить на несколько километров. Такое явление неоднократно наблюдалось при формировании зажоров на р. Неве, когда ветер, дующий со скоростью 10-15 м/с в направлении течения, вызывал срыв кромки и отступление её вниз по реке на 4-6 км [150]. При этом уплотнение зажорных скоплений приводило к дальнейшему сокращению водопрпускной способности русла на зажорном участке.

На Ангаре, Амударье, Волге и других реках забитость русла шугой на зажорных участках составляет 20—80 % от всей площади поперечного сечения реки. При этом толщина зажорных скоплений изменяется от 2 до 10 м (в отдельных случаях достигает 12—15 м), а длина - от 3 до 5 км на средних реках и от 10 до 25 км на больших. Соответственно и объем шуги в зажорах изменяется от 10 до 80 млн, м³ [84].

С повышением уровня воды на зажорном участке уменьшается число Фруда и соответственно изменяются условия вовлечения льда под кромку. Подплывающая шуга останавливается у кромки и, смерзаясь, образует

шуголедяной покров. Завершается процесс формирования зазора резким увеличением скорости продвижения кромки льда вверх по течению.

На процессы загорообразования значительное влияние оказывает наличие озер в речной системе. Если в верховьях реки имеется мелкое озеро, то на ледовые процессы в реке и в том числе на образование зажоров, влияет поступление поверхностного льда из озера, которое в значительной мере зависит от силы и направления ветра у истоков реки. Поступление льда из озера в реку в период, когда вода в реке еще не переохлаждена, предохраняет ее от переохлаждения, создавая защитный ледяной покров. Глубокие озера оказывают тепляющее влияние на начальный участок реки. В этом случае шугообразование и формирование зажоров возможно ниже нулевого профиля температуры воды в реке [161].

Большое значение в развитии процесса загорообразования на реках имеет приточность. Притоки, имеющие относительно большие уклоны, чем основная река, выносят шуговые массы в водоток с меньшей шуготранзитной способностью, что способствует образованию зажоров.

1.3. Гидрометеорологические условия образования зажоров

Факторы, оказывающие влияние на процессы формирования зажоров льда, можно разделить на постоянные морфометрические и, изменяющиеся от года к году, гидрометеорологические. Мощность зажоров в том или ином году на конкретном участке реки зависит от двух групп гидрометеорологических факторов [132]:

а) тепловых факторов, которые определяют интенсивность образования льда и его смерзаемость,

б) механических факторов, под действием которых происходит транспортирование льда вниз по реке, его торошение и подсоны у кромки ледяного покрова.

Для образования *зажоров* нужен ледяной материал - шуга, которая с одной стороны должна интенсивно образовываться, а с другой стороны не должна смерзаться. Поэтому существует определенный диапазон температур воздуха, при котором формируются зазоры (-2 ... -10 °С). На реках, где осенью похолодание очень резкое и глубокое, больших зажоров не бывает, например, на реке Лена.

Наиболее благоприятная для загорообразования скорость течения воды 0,5-1,6 м/с. При скорости течения меньше 0,5 м/с река замерзает без зажоров путем смыкания быстро расширяющихся берегов. При очень большой скорости течения зажоров также не бывает, так как внутриводный лед не может всплыть и сформировать скопления шуги [201].

Полное представление о граничных условиях процесса образования зазора дает график, иллюстрирующий изменение соотношения между скоростью течения воды и температурой воздуха в период замерзания реки (рис. 1.1). В холодную осень помимо интенсивной теплоотдачи с водной поверхности имеет место небольшая скорость течения (невелик сток воды), поэтому замерзание происходит без зажоров, в основном за счет поверхностного льда. В относительно теплую осень наоборот складываются благоприятные условия для образования зажоров, так как выпадающие, как правило, обильные жидкие осадки и снеготаяние в

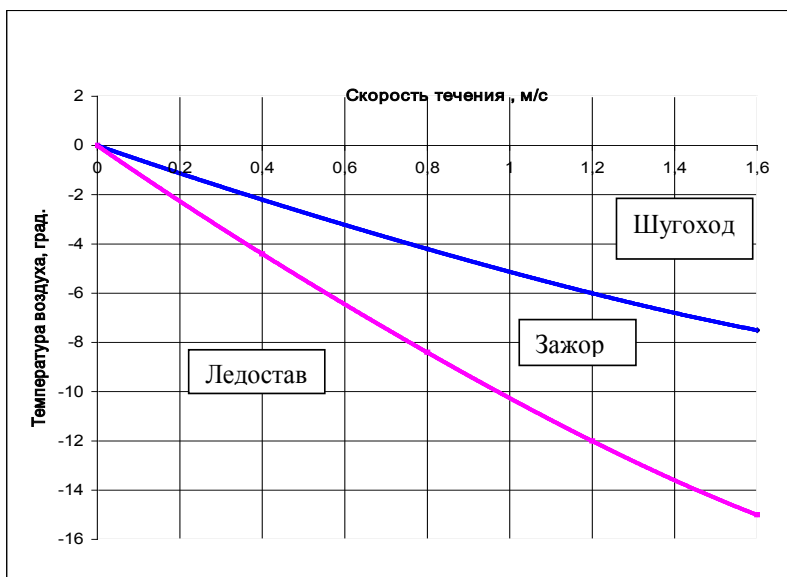


Рис. 1.1. Иллюстрация соотношений температуры воздуха и скорости течения воды в период замерзания реки.

период оттепелей приводят к увеличению скорости течения воды. При небольшой интенсивности теплоотдачи с водной поверхности формируется в основном внутриводный лед, вместе с тем период замерзания затягивается, что способствует скоплению у кромки большого объема внутриводного льда, т. е. образованию зажора.

1.4. Типы замерзания шугоносных рек и зажоров льда

Очевидно, что сроки наступления ледостава существенно зависят от характера ледовых процессов на реках. Поэтому для расчетов процессов формирования ледяного покрова на водотоках необходимо выделить преобладающие типы замерзания рек.

Характер развития ледовых процессов в реке обусловлен сочетанием условий теплообмена и перемешивания водных масс, движения и накопления льда в русле. Совокупный анализ термических и гидравлических факторов процессов ледообразования и формирования ледяного покрова позволил Р.В. Донченко выделить три основных типа процессов замерзания рек (табл. 1.4). Шугоносный тип замерзания наблюдается на участках рек с повышенной скоростью течения (более 0,4 м/сек). Он характеризуется интенсивным ледообразованием по всей глубине потока. Замерзание сопровождается образованием шуги и шугоходом на реке. Ледяной покров формируется при остановке, сплочении и смерзании шуги. Толщина ледяного покрова в начале ледостава превышает 20 см. Длительность процесса замерзания 10-20 суток и более. На участках с повышенными уклонами образуются зажоры льда.

Типы замерзания рек по Р.В. Донченко [80,84]

Поверхностная интенсивн. ледообразования $P_o, \text{Вт/м}^3$	Скорость течения $V, \text{м/с}$	Место ледообразования	Вид льда	Ледяные образования	Коэффициент шероховатости ледяного покрова, $\text{с/м}^{0,33}$
200	<0,2	На водной поверхности	Поверхностный	Сало, забереги, корки льда, ледяной покров	<0,018
100-200	0,2-0,4	В слое активного перемешивания	Поверхностный и внутриводный	Забереги, льдины, шуга, ледяной покров	0,018-0,030
100	>0,4	По всей глубине потока	Внутриводный	Забереги, шуга, ледяной покров	>0,030

На некоторых реках наблюдаются промежуточные сценарии формирования ледяного покрова, к примеру, за счет шуги и поверхностного льда. Так, на реках Енисее, Лене и Урале при быстром смерзании шуги в условиях резкого похолодания трудно различить шугоход и ледоход.

Из-за наличия на реках участков с различными скоростями течения и изменчивости условий замерзания от года к году в пределах одного водотока могут иметь место различные типы замерзания реки. При небольших значениях скорости течения замерзание происходит в поверхностном слое речного потока в виде тонкой корки льда посредством образования и смыкания заберегов. Основными признаками данного типа замерзания являются слабая степень перемешивания воды, высокая степень локализации участка переохлаждения, малая интенсивность механического воздействия на образующийся ледяной покров. В случае средних и высоких значений скорости течения разрозненные ледяные образования, двигаясь вниз по течению, постепенно смерзаются и, в одних случаях, образуют на участках реки с небольшой скоростью течения ледяные перемычки, в других случаях останавливаются перед кромкой льда и тем самым обеспечивают ее продвижение вверх по течению. Данный тип замерзания реализуется при средней или полной степени перемешивания воды, интенсивном механическом воздействии водного потока на ледяные образования.

Известна лишь одна типизация зажоров. Она составлена Р.А. Нежиховским [144]. Он выделил три типа жжоров в зависимости от условий накопления шуги у кромки, скорости течения воды и интенсивности теплопотерь с водной поверхности.

Первый тип зажора характерен для больших участков рек, где замерзание происходит путем скачкообразного движения кромки ледяного покрова вверх по течению. Зажор возникает в том месте реки, где перемещение кромки происходит при слабом для данной скорости течения воды морозе. Особо мощные зажоры формируются в те годы (периоды), когда после сильного мороза наступает повышение температуры воздуха. При этом во время мороза на реке образуется много плавучего льда, с повышением же температуры воздуха, подплывающие к кромке большие ледяные массы плохо смерзаются и под напором текущей воды и льда происходит торошение, подвижки и пр. Размеры зажорных подъемов уровней воды могут быть самыми различными (от 0,5 - 1,0 до 5 - 6 м и более), все зависит от сочетания скорости течения воды, температуры и физико-механических свойства плавучего ледяного материала. Для хода уровня характерен период непродолжительного (0,5 - 3,0 суток) подъема. Максимальный уровень в пункте наблюдений наступает в момент прохождения у пункта перемещающейся снизу кромки ледяного покрова. Спад уровня после максимума обычно длится не более 10 - 15 суток.

Второй тип зажора наблюдается ниже незамерзающих участков рек. Местоположение такого зажора довольно постоянно. Что касается самого незамерзающего участка, то это может быть и порожистый участок с быстрым течением воды, и полынья в нижнем бьефе гидростанции. Незамерзающий участок реки служит фабрикой, где в течение продолжительного времени образуется шуга, сало, внутриводный лед и пр. Если размеры участка таковы, что в нем образуется довольно много льда, то у верхнего края нижерасположенного замерзшего участка формируется зажор. В накоплении ледяного материала в русле реки при таком типе зажора главная роль принадлежит заносу льда под кромку; роль подвижек и торошения гораздо меньше. Диапазон колебания максимального зажорного подъема уровня воды примерно такой же, как и при первом типе зажора льда, но ход уровня иной и представляет собой непрерывное чередование подъема и спада самой различной продолжительности и величины. Ход уровня в пункте наблюдений находится в сложной зависимости от колебания расхода воды, температуры воздуха и длины льдообразующего участка. В случае стабильной длины льдообразующего участка с повышением температуры воздуха, обычно, уровни воды в пределах зажорного участка снижаются, а с увеличением расхода воды, наоборот, повышаются. Максимальный зажорный уровень наблюдается в первой половине зимнего периода.

Третий тип зажора характерен для рек, где в течение почти всего зимнего периода сохраняется множество небольших полыней, приуроченных к порогам, выходам подземных источников, выпускам бытовых и промышленных сточных вод. Внутриводный лед, сало и шуга, образующиеся в этих полынях, уносятся течением под ледяной покров и скапливаются обычно в верхних частях сравнительно глубоких плесов, где скорость течения невелика. Для этого типа зажора характерно повышенное стояние уровня и плавное его изменение в течение большей части зимнего периода. Максимум уровня воды может наступить в любое время. Величина максимального зажорного подъема уровня сравнительно невелика. Обычно значительное повышение температуры воздуха в зимний период вызывает размыв зажорных скоплений и падение уровня воды, понижение же температуры воздуха вначале приводит к повышению уровня воды, но в

последующем по мере замерзания одних полыней и сокращения размеров других уровень начинает постепенно падать.

1.5. Особенности ледообразования и формирования ледяного покрова в нижних бьефах гидроузлов

Процессы ледообразования и формирования ледяного покрова в нижних бьефах гидроузлов определяются режимом работы ГЭС, расходом и температурой воды, поступающей в нижний бьеф, теплотерями и гидравлическими условиями [70, 75-78, 138].

Характер формирования ледяного покрова существенно меняется по длине нижнего бьефа [161,186,189]. Особенно различается ледовый режим на участках вне зоны и в зоне влияния режима работы ГЭС. На участке, наиболее удалённом от плотины ГЭС, условия формирования ледяного покрова, сроки и продолжительность ледовых явлений не отличаются от бытовых условий. На участке, примыкающем к плотине, условия формирования ледяного покрова определяются режимом работы электростанции. При большой регулирующей способности водохранилища этот участок может достигать 100-300 км. Характер формирования ледяного покрова по длине рассматриваемого участка неодинаков. Верхняя его часть характеризуется наличием в течение всего зимнего периода полыни, размеры которой изменяются под влиянием режима работы ГЭС и условий теплообмена.

Участок бьефа, находящийся в зоне перемещения кромки льда, отличается неустойчивым ледовым режимом. Под влиянием суточного регулирования здесь в течение зимнего периода ледостав чередуется с ледоходом и шугоходом.

Термические и ледовые характеристики схематически выделенных участков нижнего бьефа приведены в таблицах 1.5 и 1.6.

Формирование ледяного покрова в нижних бьефах на участках с большими уклонами происходит вследствие образования зажоров. Морфологические особенности в сочетании с гидрометеорологическими условиями и режимом работы ГЭС определяют интенсивность и последовательность развития ледовых явлений по длине нижнего бьефа.

Согласно натурным исследованиям [70,76,77] во время замерзания нижнего бьефа при подходе кромки льда к участку с повышенными уклонами образование ледяного покрова путем остановки, примыкания друг к другу и смерзания льдин, комьев шуги или венков затрудняется. Подпор уровня воды, создаваемый однослойным ледяным полем становится недостаточным для дальнейшего перемещения кромки льда. При последующих попусках неокрепший шуговой покров теряет устойчивость под влиянием нарастания влекущего усилия потока и давления поступающего льда, возникают подвижки, в результате которых происходит утолщение ковра и уплотнение шуговых масс до тех пор, пока не наступит новое состояние равновесия между действующими силами и внутренним сопротивлением образовавшегося зазорного скопления льда. Стеснение русла шугой и льдом вызывает подъем уровня воды и дополнительный подпор, обеспечивающий дальнейшее перемещение кромки льда. В местах выклинивания

Таблица 1.5

Деление нижнего бьефа на участки по ледотермическим характеристикам [70]

№ участка	Характеристика участка	Термические условия	Ледовые Условия
1	Сброс воды из верхнего бьефа в нижний бьеф (вертикальное перемещение воды)	$\theta > 0^{\circ}\text{C}$	Лёд отсутствует
2	Начальный участок гашения энергии	$\theta > 0^{\circ}\text{C}$	То же
3	Переход к гидравлическому режиму, близкому для естественного русла	$\theta > 0^{\circ}\text{C}$	„
4	До створа начала переохлаждения (до нулевой изотермы)	$\theta > 0^{\circ}\text{C}$	„
5	До створа начала шугообразования	$\theta < 0^{\circ}\text{C}$	„
6	До створа максимального переохлаждения	$\theta < 0^{\circ}\text{C}$	Образование внутриводного льда
7	До створа наибольшей интенсивности образования шуги	$\theta < 0^{\circ}\text{C}$	То же
8	Окончание повышения температуры воды	$\theta < 0^{\circ}\text{C}$	Интенсивное всплытие шуги
9	От створа полного покрытия воды шугой до створа начала образования устойчивого ледяного покрова	$\theta = 0^{\circ}\text{C}$	Образование поверхностного льда
10	Устойчивый ледяной покров	$\theta = 0^{\circ}\text{C}$	Рост толщины поверхностного льда

Характеристика ледотермических участков по длине нижнего бьефа в режиме наступления кромки льда [128]

№ п.п.	Название участка	Начальный и конечный створы	Температура воды, θ °С	Интенсивность шугообразования, S	$\frac{d\theta}{dL}$	$\frac{dS}{dL}$	Степень покрытия шугой водной поверхности
1	Охлаждение воды до 0°С	Створ ГЭС – створ нулевой изотермы	≥ 0	0	< 0 const	0	0
2	Переохлаждения	Створ нулевой изотермы – створ начала шугообразования	< 0	> 0	< 0 const	0	0
3	Зарождение кристаллов льда	Створ начала шугообразования – створ начала всплытия шуги	> 0	> 0	< 0 var	> 0	> 0
4	Максимального переохлаждения	Створ начала всплытия шуги – створ максимального переохлаждения	> 0	> 0	< 0	> 0	> 0
5	Сброса переохлаждения	Створ максимального переохлаждения – створ наибольшей интенсивности шугообразования	< 0	> 0	≥ 0	≥ 0	> 0
6	Полного покрытия поверхности воды шугой	Створ наибольшей интенсивности шугообразования – створ кромки льда	< 0	> 0	≈ 0	< 0	< 1
7	Устойчивого ледяного покрова	Створ кромки льда	≈ 0	≈ 0	< 0	≈ 0	1

подпора уровня воды возможна остановка кромки и формирование второго зажорного скопления. Таким образом, на участках нижних бьефов с большими уклонами и скоростями течения образование ледяного покрова сопровождается формированием каскада зажоров различной мощности. Иногда зажоры образуются в течение всей зимы вследствие интенсивного образования шуги в польные у плотины.

С увеличением объема и продолжительности попусков увеличивается мощность зажорных скоплений. В нижних бьефах волжских и ангарских ГЭС среднее количество льда в зажорах составляет 5 - 10 млн. тонн, а наибольшее достигает 24 - 28 млн. тонн. Забитость русла шугой составляет 50 - 70 % [76-79].

Уменьшение длины производящего шугу участка в нижнем бьефе по сравнению с естественными условиями отражается на длительности формирования зажоров. После сооружения Иркутской ГЭС приход льда к Усть-Кудинскому зажору уменьшился до $0,432 \cdot 10^6$ тонн в сутки (вместо $1 \cdot 10^6 - 5 \cdot 10^6$ в естественных условиях). В связи с этим длительность формирования зажора с объемом льда $7 \cdot 10^6$ тонн увеличилась в зависимости от интенсивности теплообмена воды и льда с атмосферой примерно вдвое.

Увеличилась также длительность формирования Боковского зажора, находящегося в 16 км от плотины Иркутской ГЭС. Общее количество льда в зажорных скоплениях в нижнем бьефе Иркутской ГЭС мало изменилось в связи с тем, что расходы воды в период зажорообразования почти не отличаются от расходов воды, наблюдавшихся в бытовых условиях. В нижних же бьефах Красноярской, Волжской и других ГЭС расходы воды в период зажорообразования увеличились в 2 - 3 раза по сравнению с естественными. Соответственно увеличилось и количество льда в зажорах.

По данным непосредственных измерений на Волге и Ангаре, мощные зажоры, как правило, формируются на участках рек с наибольшими уклонами. На участках Нижней Волги общий уклон водной поверхности относительно невелик (0,05 - 0,06 ‰), однако в местах сосредоточенного падения уклоны достигают 0,2 - 0,5 ‰. В аналогичных случаях на Ангаре уклоны изменяются от 0,6 до 2 ‰.

Скорость перемещения кромки льда на зажорных участках нижнего бьефа колеблется от 0,1 до 5 км/сутки вместо 8 - 10 км/сутки в естественных условиях. Минимальная скорость перемещения кромки льда отмечается при формировании зажоров на приплотинном участке.

В процессе формирования зажора колебания стока и погодных условий приводят к нарушению равновесия и устойчивости зажорных скоплений. При недостаточной прочности льда возникают подвижки, в результате которых скопления либо разрушаются, либо уплотняются, вызывая дополнительный подъем уровня воды. При максимальных попусках в период мягких погодных условий происходит восстановление пропускной способности русла в течение некоторого промежутка времени вследствие повышения напора воды, а также из-за размыва скоплений шуги и отступления кромки льда вниз по реке. Однако в условиях низкой отрицательной температуры воздуха в период зажорообразования отмечается промерзание зажорных скоплений льда, способствующее стеснению русла, под влиянием которого пропускная способность в течение большей части зимнего периода не восстанавливается.

Закономерности зажорного подъема уровня воды определяются режимом попусков, русловой вместимостью зажорного участка и интенсивностью

шугообразования в нижних бьефах. Зажорные уровни являются следствием стеснения русла ледяными образованиями. Чем больше объем зажорных скоплений шуги и льдин, тем выше подъемы уровня воды. Вместе с тем, подъем возрастает соответственно увеличению объема и продолжительности попусков. Анализ данных натурных исследований показал, что в нижних бьефах волжских ГЭС коэффициенты корреляции зависимостей зажорных уровней от расходов воды имеют значение 0,94 и выше. На постах Светлый Яр, Каменный Яр, Красноармейск при увеличении расходов воды от 4000 до 8000 м³/с зажорный подъем уровня воды увеличивается на 2,5-3,5 м. В нижнем бьефе Иркутской ГЭС при увеличении расходов попуска от 1500 до 2500 м³/с зажорный подъем уровня воды увеличивается на 2,0-2,5 м.

Изменение максимальных зажорных уровней воды в нижних бьефах по сравнению с естественными условиями не является однозначным для разных рек и зависит от того, как изменились расходы воды в период замерзания. Так, например, в нижнем бьефе Иркутской ГЭС максимальные зажорные уровни воды почти не изменились, а в нижнем бьефе Волжской ГЭС они повысились на 1,5 – 2,5 м. Наибольшие превышения естественных зажорных уровней наблюдаются в нижнем бьефе Красноярской ГЭС - 2,5 – 5,8 м [48].

В целях предотвращения затопления территорий введение ограниченных попусков на период замерзания нижних бьефов способствует снижению зажорных подъемов уровня воды.

Развитие зажорно-заторных процессов в нижних бьефах происходит во время повышенных попусков в результате нарушения гидродинамической устойчивости и срыва кромки. В этих условиях число Фруда, характеризующее гидродинамическую устойчивость кромки льда, больше критического значения, определяемого по формуле (1.13).

В зимний период амплитуда колебаний уровня воды в нижних бьефах непосредственно у плотины достигает 2 - 3 м. По мере продвижения вниз по течению она уменьшается по экспоненциальному закону [84]

$$A_l = A_o \cdot \exp\left(-\frac{\zeta \cdot L}{T_n}\right) , \quad (1.20)$$

где A_o и A_l - соответственно амплитуда колебания уровня воды у плотины и на расстоянии L км от ГЭС; T_n - длительность попуска, часы; ζ - коэффициент интенсивности распластывания волн попуска, зависящий от морфологического строения русла и от уклона.

Пределы суточного регулирования в зимний период для Красноярской ГЭС достигают 200 км, для волжских ГЭС – 100-150 км, для Нижнесвирской - 60 км и для Ивановской - 40 км. Влияние волн попуска на устойчивость кромки ледяного покрова может иметь место на участке нижнего бьефа в пределах суточного времени добега. В соответствии с этим определяется местоположение участков заторообразования нижних бьефах.

Прохождение волн попусков приводит к появлению трещин, потере сплошности ледяного покрова и срыву кромки. Разрушение кромки происходит на гребне волны, идущей под ледяным покровом. Началом процесса разрушения является образование вдольбереговых трещин при подъемах уровня воды,

превышающих максимальный прогиб ледяного покрова. Критический подъем уровня воды определяется в зависимости от толщины и прочности ледяного покрова с учетом условий попуска. Под влиянием волн попуска ледяной покров изгибается, образуя волны выпучивания, и разламывается на ледяные поля размерами, близкими к длине полуволны при минимуме критической силы [72].

Для всего диапазона расходов воды при попусках Волжской ГЭС кромка является устойчивой, если толщина льда больше 40 см. При малой начальной толщине льда (8—10 см) потеря устойчивости кромки ледяного покрова происходит при любом попуске.

Под влиянием водного потока и ветра на участках разрушения ледяных полей возникают подвижки и развиваются процессы торошения и сжатия льдов. Происходит по существу переформирование кромки ледяного покрова за счет динамического увеличения толщины льда в соответствии с морфологическими и гидравлическими характеристиками участка, а также метеорологическими условиями зимнего периода. Преобладают подвижки, приводящие к смещению кромки ледяного покрова на небольшое расстояние. Однако при резком увеличении объема попусков развиваются подвижки, захватывающие участки длиной до 20 км. Продолжительность таких подвижек 2 - 3 ч. Размеры подвижек зависят от соотношения сил, способствующих и препятствующих движению льда. При графике недельного режима работы ГЭС наиболее вероятна подвижка на участке перемещения кромки в первые дни недели из-за резкого увеличения объемов попусков при малой начальной толщине ледяного покрова, образующегося в период пониженных нагрузок (в выходные дни).

В процессе подвижек кромка отступает и происходит динамическое утолщение ледяных образований, что приводит к формированию заторного скопления. По мере накопления льда увеличивается давление сжатия, способствующее перераспределению масс льда в нем. Устойчивость затора сохраняется до тех пор, пока не изменится режим попусков. Форсирование попусков может привести к превышению напряжения сжатия над внутренним сопротивлением скопления льдин и вызвать либо разрушение скопления и отступление кромки вниз по реке, либо упрочнение его путем увеличения их толщины.

Анализ данных многолетних наблюдений в нижнем бьефе Волжской ГЭС показал, что в тех случаях, когда амплитуда колебания уровня воды при попусках в 3 - 4 раза превышает толщину льда кромки, на участке нижнего бьефа образуются заторные скопления. В зависимости от погодных условий зимнего периода заторы формируются на различных участках по длине бьефа. В теплую зиму они образуются при больших попусках в результате разрушения кромки ледяного покрова, находящейся на расстоянии 60 – 70 км от плотины ГЭС. В холодную зиму заторы образуются преимущественно на приплотинном участке вследствие резких попусков и малой толщины ледяного покрова.

Уменьшение водопропускной способности при стеснении русла заторными скоплениями сопровождается подъемом уровня воды. Наибольший заторный уровень воды находится в прямой зависимости от максимального расхода воды в период его формирования.

2. Процесс вскрытия рек с заторами льда

2.1. Таяние ледяного покрова и образование ледяных полей и льдин

Вскрытие рек происходит, когда силы, действующие на ледяной покров (прежде всего силы течения и ветра), превысят его сопротивление их воздействию. Это сопротивление зависит от толщины покрова и прочности льда, которые определяются погодными условиями таяния ледяного покрова.

Условие вскрытия по С.Н. Булатову [47]

$$L \cdot (\alpha_1 V^2 + \alpha_2 U^2) \geq \sigma \cdot t_n, \quad (2.1)$$

где L – длина прямолинейных участков реки (является функцией извилистости реки), V – скорость течения воды, U – скорость ветра, σ – разрушающее лёд напряжение (прочность льда), t_n – толщина ледяного покрова.

Уменьшение прочности льда при его температуре $\theta = 0^\circ\text{C}$ за счет поглощения льдом солнечной радиацией происходит в соответствии с формулой

$$\varphi = \frac{\sigma}{\sigma_o} \left(1 - \sqrt{\frac{s}{s_o}}\right)^2, \quad (2.2)$$

где σ – прочность льда, адсорбировавшего за период таяния количество солнечного тепла, равное s , МДж/м²; σ_o – то же, но льда, имеющего температуру таяния и неподвергшегося воздействию солнечной радиации; $s_o = 184$ МДж/м².

При вскрытии ледяной покров распадается на поля и льдины с размерами, соответствующими также толщине покрова и прочности льда (табл. 2.1). К концу ледохода льдины становятся меньше.

Существует ряд рекомендаций по оценке размеров ледяных полей при отсутствии систематических натурных данных. Так, в работе [69] рекомендуется принимать в период весеннего ледохода линейные размеры полей в зависимости от ширины реки: $l = \frac{1}{20} \div \frac{1}{8} B$. График зависимости, приведенный на рисунке 2.1,

построен путем обобщения данных о размерах ледяных полей в период густого ледохода на Оби, Иртыше, Енисее, Ангаре, Вилюе и Зее, взятых из работы [69]. И.Е. Козицкий [109] считает, что длина льдин, определенная по зависимости $l = 15 \div 10 t_n^{3/4}$, дает на порядок меньшие значения l .

2.2. Подныривание и торошение льда у кромки ледяного покрова

Затор представляет собой многослойное скопление льдин в русле реки, образовавшееся во время подвижки или ледохода, вызывающее стеснение водного сечения и связанный с этим подъем уровня воды.

Заторы образуются на участках рек с малой льдопропускной способностью, но чаще всего у кромки прочного ледяного покрова. Они в отличие от зажоров формируются главным образом в процессе торошения ледяного покрова, потерявшего сплошность при вскрытии реки. Подныривание льдин под кромку

Таблица 2.1

Линейные размеры ледяных полей (м) на р. Лена у с. Табага на разных стадиях процесса очищения реки ото льда

$\varphi t_{л}$, м	Скорость течения, м/с							
	0,4	0,6	0,8	1,0	1,2	1,4	1,6	1,8
Подвижка								
1,0			1931					
0,8			1545					
0,6			1159					
0,4		1373	773					
0,2		687						
0,1		343						
0,08	618	275						
0,04	309							
0,02	154							
Первый день ледохода								
1,0								381
0,8								305
0,6							290	229
0,4						252	193	152
0,2					172	126	97	
0,1				124	86	63	48	
0,08				99	69	50		
0,04			77	49	34			
0,02			39					
Последний день ледохода								
1,0								158
0,8							146	126
0,6					153	129	110	95
0,4				124	102	86	73	63
0,2		97	76	62	51	43	37	
0,1	63	48	38	31	26	21		
0,08	50	39	31	25				
0,04	25	19	15					
0,02	13							

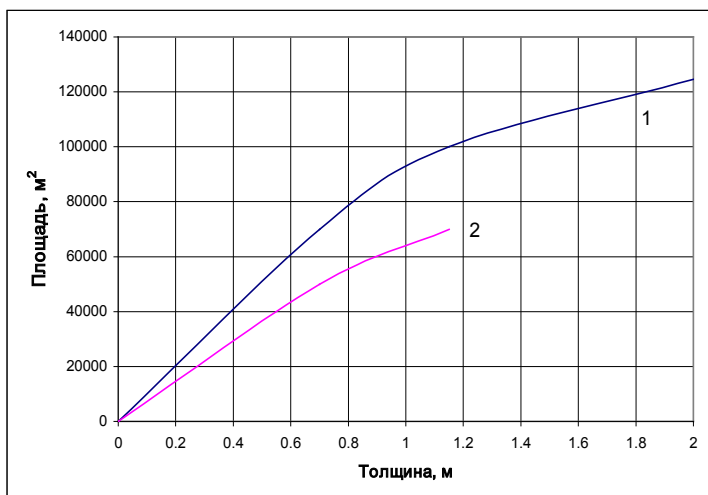


Рис. 2.1. Верхние огибающие линии полей точек связей площади и толщины ледяных полей в периоды среднего и густого весеннего (1) и осеннего (2) ледоходов.

имеет второстепенное значение. Оно происходит при некоторой критической скорости подхода льдин размером l к кромке

$$V_{л} > 0,187\sqrt{gl} \quad (2.3)$$

[137,230]. В результате образуется многослойное скопление льдин, стесняющее живое сечение потока.

Процесс торошения является сложным процессом, в котором можно различить следующие стадии: 1) сплочение и уплотнение льда, заключающееся в уничтожении промежутков между льдинами, 2) разлом и дробление льдин на большие или меньшие обломки, 3) торосообразование, состоящее в надвигании обломков льдин на лед и в набивании обломков под лед.

Способность создавать торошение ограничивается вполне определенной толщиной и прочностью ледяного поля. При одной и той же прочности эффект торошения может быть достигнут или увеличением скорости, или увеличением массы ледяного поля. Если массы ледяных полей велики, то даже при самых малых их скоростях происходит грандиозное торосообразование.

В результате торошения происходит динамическое увеличение толщины ледяных скоплений, а также возрастание шероховатости их верхней и особенно нижней поверхности. В связи с этим нарастает давление их сжатия. Кроме сил, действующих в направлении потока, возникает распор, в результате чего часть нагрузки начинает передаваться на берега, увеличивая сопротивление движению масс льда, оказываемое берегами реки.

2.3. Заторы и льдопропускная способность русла в период вскрытия реки

Заторы образуются весной при вскрытии рек (табл. 2.2). Основное различие между зазором и затором заключается во фракционном составе льда, слагающего скопление, и временем его формирования, однако есть и другие различия (табл.2.1). Если скопление сформировалось в процессе неоднократного замерзания и вскрытия участка реки, то можно говорить согласно Р.В. Донченко [84] о зазорно-заторном явлении.

По длине в заторе можно выделить те же три составные части (см. раздел 1.2), что и в зазоре.

Таблица 2.2

Характеристики формирования заторов

Показатели явления	Характеристики
Фаза ледового режима	Вскрытие
Направление перемещения кромки льда	Сверху вниз по течению
Процессы формирования скопления льда	Торшение и подныривание льдин
Размер льдин	Крупные
Продолжительность явления	От нескольких часов до нескольких дней
Водность в период формирования	Высокая и увеличивается
Преобладающий процесс в формировании стока	Снеготаяние
Температура воздуха в период формирования скопления	Преимущественно положительная

Заторы присущи далеко не всем рекам. Для их образования нужно сочетание определенных условий, а именно: участие больших масс льда в ледоходе и наличие препятствий движению льда. Перед вскрытием много льда наблюдается в руслах почти всех рек в районах с суровым климатом. Затор образуются также при ограничениях в транспорте льда [108]:

- 1) по глубине, если $h_{\text{мн}}$ на речном участке меньше $2,5t_{\text{л}}$, где $h_{\text{мн}}$ и $t_{\text{л}}$ - глубина реки на перекатах и толщина льда при вскрытии реки;
- 2) по ширине, если $h_{\text{мн}} \geq 2,5 t_{\text{л}}$.

В последнем случае скопление льда образуется, когда расход льда

$$G = B \cdot V_{\text{л}} \cdot m_{\text{л}} \cdot t_{\text{л}}, \quad (2.4)$$

поступающего с ледосборного участка к нижнему его створу будет больше льдопропускной способности реки в этом створе

$$G_o = B_o \cdot V_l \cdot t_l \cdot \cos \alpha . \quad (2.5)$$

В формулах (2.4) и (2.5) B - ширина реки в пределах ледосборного участка; V_l - скорость перемещения льдин, близкая по значению к поверхностной скорости течения воды; m_l - коэффициент густоты ледохода; t_l - толщина льдин; B_o - ширина водного потока в створе с глубиной, большей $2,5t_l$; α - угол между поперечным сечением реки на ледосборном участке и в нижнем створе или направлением течения реки выше и ниже створа.

При $G_o/G \geq 1$ скопление льда образоваться не может. Опасность образования затора имеет место при $G_o/G < 1$. Если $G_o = 0$, то ледяное скопление формируется непосредственно у створа G_o .

Величина G_o зависит от пространственных координат и времени. Причины, приводящие к изменению G_o , можно разделить по генетическому признаку на следующие группы:

а) ледовые, вызывающие уменьшение G_o вследствие сопротивления движению льдин из-за неподвижных ледяных образований (не нарушенный ледяной покров, забереги, заклинившиеся ледяные поля, наледи и пр.);

б) гидравлические, связанные с уменьшением скорости V_l , при уменьшении продольного уклона водной поверхности, например, в месте выхода реки из гор, в зоне выклинивания подпора водохранилища, в месте слияния двух рек примерно одинаковой крупности или в устье реки, где из-за недостатка энергии поток откладывает часть ледяного материала;

в) аэрогидродинамические, вызывающие изменение значения и направления вектора V_l по отношению к общему направлению потока в результате действия центробежных сил на поворотах реки, ветрового давления и т. п.;

г) морфометрические, ограничивающие B_o в сужениях и разветвлениях русла, а также G_o на речных участках с перекатами и мелями и глубиной водного потока, сопоставимой с толщиной льдин.

Образованию заторов в особенности благоприятствуют сочетание нескольких видов русловых препятствий: крутого поворота с сужением русла, падения уклона с островами и т.п. Следует отметить, что протяженность поворотов, участков с сужением русла и перекатов, как правило, меньше прямолинейных участков с последовательно уменьшающимся уклоном. Поэтому скопления льда в таких местах менее устойчивы, чем в местах уменьшения уклона. На однородных по морфометрическим особенностям участках реки образование скопления льда повсюду равновероятно. На подобных участках место образования затора в конкретном году определяется гидрометеорологическими условиями осеннего или весеннего периодов.

Основным препятствием для движения льда обычно являются большие по длине участки реки со сплошным и достаточно прочным ледяным покровом. Такие участки свойственны рекам, которые вскрываются сверху вниз по течению. В противном случае процесс вскрытия протекает сравнительно спокойно, хотя на отдельных участках общая его последовательность может нарушаться из-за изменения направления течения, неодинаковых морфометрии и сопротивления русла по длине реки.

Последовательность вскрытия сверху вниз по течению характерна для разных реки, а именно:

а) крупных рек, текущих с юга на север (Енисей, Иртыш, Северная Двина, Печора и др.);

б) рек, у которых за большим участком со значительной скоростью течения следует участок с малой скоростью, например, рек, верховья которых являются горными и полугорными, а низовья равнинными (Амур, Томь и др.);

в) малых и средних рек, где указанная последовательность замерзания и вскрытия связана с особенностями формирования стока воды в бассейне вследствие того, что, например, верхняя часть бассейна безлесная, а нижняя — залесенная.

2.4. Типы заторов льда

Типизация - это начальный этап перехода от чисто описательной характеристики явления к количественной. Первые серьёзные попытки классифицировать заторы по основным признакам относятся к концу 50-х годов прошлого века. Они не претендуют на полноту и предназначены для решения частных задач.

В 1958 году Я.И. Марусенко [131] следующим образом классифицировал заторы:

а) по времени наступления – осенние (зажоры) и весенние (заторы);

б) по генезису – естественные и искусственные,

в) по месту образования – русловые, пойменные, устьевые, проточные (продольные и поперечные) (рис. 2.2),

г) по продолжительности – кратковременные и продолжительные,

д) по последствиям – обычные и мощные.

Естественные заторы формируются в руслах рек и каналов независимо от деятельности человека. Искусственные образуются на участках, где их раньше не было. Причина – изменение режима реки в результате строительства мостов или создания водохранилища.

Критерием продолжительности затора льда служит характер разрушения его, который отражается на уровненом режиме. Кратковременный затор разрушается на подъёме половодья напором воды и льда. Гидродинамическое давление потока бывает больше удерживающей силы льда и сопротивления его у берегов, поэтому поток прорывает затор. Уровень воды в реке нарастает и падает в течение нескольких минут и выражен острым пиком. Такой затор льда менее опасный, так как подпор распространяется недалеко, и зона затопления бывает весьма ограничена. Затор образуется в одном створе и состоит из одного звена.

Продолжительный затор состоит из нескольких звеньев и регрессивно распространяется на несколько десятков километров вверх от места образования. Уровни растут и падают скачкообразно. Зона затопления очень велика. Льдом загромождается всё русло и пойма. Разрушается продолжительный затор не гидростатическим давлением, а собственным весом уже после спада воды. Пик половодья проходит на 2-3 дня раньше разрушения затора. В отличие от кратковременного затора, продолжительный затор не оказывает влияния на

процесс образования заторов и уровенный режим расположенных ниже по течению участков.

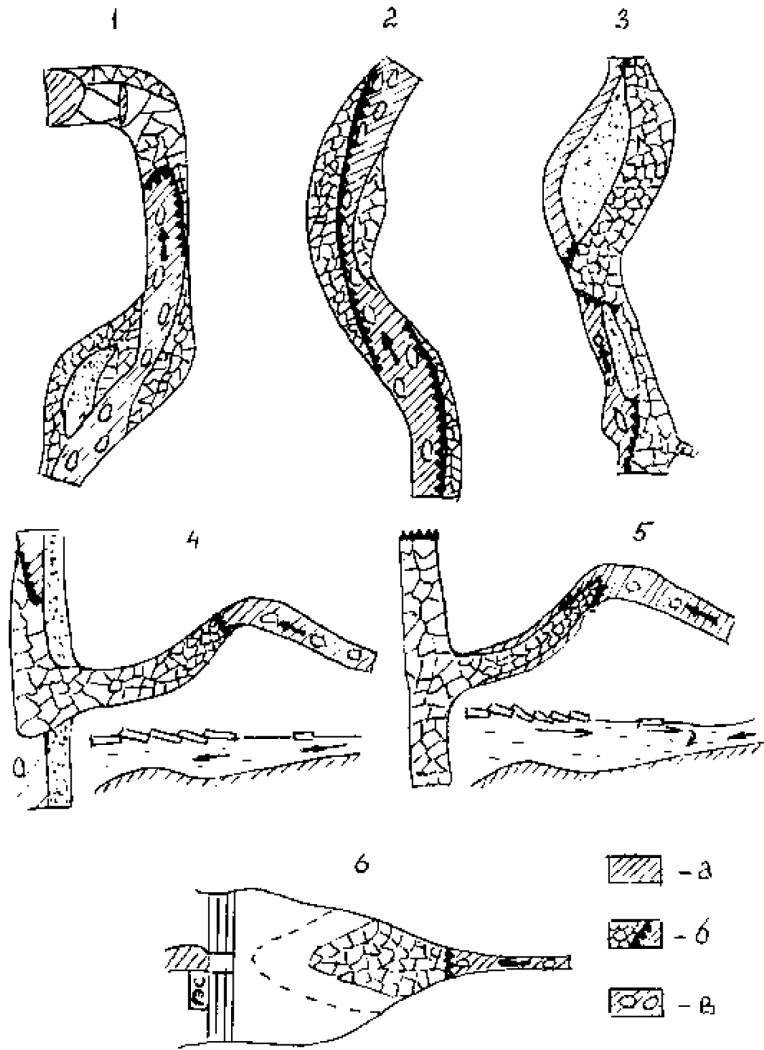


Рис. 2.2. Виды заторов льда по месту образования [131].

1 - поперечный затвор, 2 — боковой затвор, 3 — затвор в протоке, 4 - устьевой затвор, образованный за счет льда притока, 5 — устьевой затвор, образованный за счет льда главной реки, 6 - затвор в водохранилище.
 а - вода, б - сплошной ледоход, в - затвор.

Обычные заторы образуются ежегодно по всей длине реки почти на каждом плесе. Заторные уровни невысокие, поэтому такие заторы не причиняют ущерба. Мощные заторы образуются не каждый год и не по всей длине реки. Они формируются при особых метеорологических и гидрологических условиях, обуславливают наводнения и значительные материальные потери.

Наиболее известна типизация заторов Е.Г. Попова по месту их возникновения [163]. Она включает три типа:

- русловые заторы, образующиеся у кромки толстого и прочного ледяного покрова или в местах всякого рода стеснения русла и резкого уменьшения продольного уклона водной поверхности, а также скорости течения;

- устьевые заторы, возникающие в рукавах дельт и на устьевых участках рек, впадающих в озера или в более поздно вскрывающиеся реки;

- подпорные заторы, формирующиеся в зонах выклинивания кривых подпора водохранилищ руслового типа.

В основе этой типизации лежит признак постоянства формирования заторов в одних и тех же местах. Отсюда следует вывод об эффективности предупредительных противозаторных мероприятий, которые целесообразно применять для снижения мощности устьевых и подпорных заторов, которые возникают, если не в одних и тех же местах, то, по крайней мере, в пределах ограниченных участков. Местоположение русловых заторов часто определяется случайными обстоятельствами, что не всегда позволяет выполнять инженерные мероприятия по их предотвращению.

Не лишена интереса региональная типизация заторов льда, составленная А.С. Рудневым [173] по материалам аэронаблюдений на р. Лене с целью заблаговременной качественной оценки мощности затора в начале его формирования. Положив в основу типизации критерий возможной мощности затора (высоты заторного подъёма уровня воды), Руднев выделяет три типа заторов: ледяной тупик (наиболее мощный затор), ледяная плотина (затор средней мощности) и ледяная пробка (слабый затор).

Широко применяется деление заторов по механизму формирования [84]. Типизация по этому признаку включает два типа заторов льда: 1) заторы торшения, у которых головная часть скопления формируется при разрушении ледяных полей в процессе подвижек, подсовов, надвигов и 2) заторы подныривания, образующиеся в результате увлечения льдин под кромку ледяного покрова.

В наиболее полной типизации заторов льда А.Н. Чижова [202], они подразделяются по признакам внешнего вида, места, условиям и механизму заторообразования. В целом выделены три группы признаков: морфометрические, гидрологические и структурные. Первая группа признаков объединяет постоянные во времени факторы, а вторая и третья – переменные.

К морфометрическим признакам относятся: место образования скопления льда, наличие поймы, а также русловые формы, обуславливающие задержку вскрытия реки и уменьшение ее льдотранспортирующей способности. В соответствии с ними выделяются: русловые, устьевые, подпорные и пойменные заторы, образующиеся на речных участках с поймой.

Русловые заторы, в свою очередь, подразделяются на постоянные и блуждающие, местоположение которых определяется случайными обстоятельствами, связанными с погодными условиями процесса вскрытия реки.

Гидрологические признаки характеризуют водный режим, продолжительность и мощность заторов. По режиму расхода воды при образовании скопления льда выделены:

- а) заторы, формирующиеся в стационарных условиях;
- б) скопления льда при неустановившемся режиме с ускоренным и непрерывным развитием на фоне одной волны половодья;
- в) заторы, формирующиеся на фоне двух и более паводочных волн.

Структурные признаки связаны с различным механизмом образования скопления льда. В зависимости от условий ограничения на транспорт льда по ширине водного потока заторы разделяются на: 1) заторы арочного типа и 2) заторы плотинного типа.

В первом случае давление затора воспринимается в основном берегами. Приращение уровня воды несущественно сказывается на устойчивости таких заторов, за исключением случаев, когда русло имеет низкую и широкую пойму. Профиль водной поверхности в заторе в основном повторяет форму профиля при свободном русле, а нижняя поверхность скопления льда имеет небольшой сосредоточенный уклон. Весомая роль при формировании затора этого типа отводится характеристикам потерь энергии водного потока по его длине.

Во втором случае ледяные нагромождения на большой площади достигают дна и удерживаются в основном силой тяжести. Приращение уровня воды может привести к неустойчивости такого затора. Профиль водной поверхности отличается большим перепадом в головной части затора с последующим его выравниванием. Существенную роль в формировании затора данного типа играет динамика льда и местные сопротивления.

Экспериментально-теоретические исследования, выполненные Ю.А. Деевым и А.Ф. Поповым [73], позволили им установить следующие типы заторов по механизму образования и форме тела:

- а) неразвитые заторы при ограничении обеспеченности льдом (отношение длины скопления льда к ширине реки меньше б);
- б) развитые заторы;
- в) с низовым откосом в головной части;
- г) без низового откоса;
- д) со свободным перемещением головы, когда ниже затора река свободна ото льда;
- е) с защемленным основанием или упором в препятствие (заторы на кромке прочного ледяного покрова или у сооружения).

По фильтрационным свойствам и особенностям формирования подпорного уровня Деевым и Поповым заторы подразделяются на:

- а) свободно фильтрующие с пористостью скопления льда, обеспечивающей среднюю скорость фильтрации, достаточную для пропуска всего расхода воды даже при полном загромождении русла льдинами;
- б) слабо фильтрующие.

Все типизации заторов имеют формальный характер и представляют собой сводку их характерных признаков и условий образования, которые всё же могут быть приняты за основу элементов, учитываемых при расчёте и прогнозе заторов, и особенно при принятии решений по их разрушению.

2.5. Гидрометеорологические условия образования и прорыва заторов

Затор образуется, если речной поток испытывает недостаток кинетической энергии для взлома ледяного покрова, расположенного ниже по течению участка. Характеристикой сопротивляемости ледяного покрова вскрытию может служить произведение относительной прочности льда (по отношению к прочности в начале периода таяния льда) на толщину ледяного покрова или льдин (φt_l). Прочность льда, как установлено С.Н. Булатовым [47], находится в тесной зависимости от теплообмена между воздухом, льдом и водой. Взламывается ледяной покров под действием силы влечения со стороны водного потока, ее численным показателем является расход воды (Q). Различному сочетанию φt_l и Q соответствует определенная ледовая обстановка на участке реки: ледостав, затор, ледоход. Очевидно, что затор формируется при расходе

$$Q_e < Q_z < Q_{np} , \quad (2.6)$$

где Q_e и Q_{np} - значения расхода воды соответственно на моменты вскрытия реки и прорыва затора льда, зависящие от толщины и прочности льда. При этом, чем больше значение φt_l , тем больше затороформирующий расход воды и тем мощнее скопление льда.

После прорыва затора повторно начинается ледоход. При ледоходе значительная часть энергии и, в частности накопленная потенциальная энергия, выполняет работу по вскрытию расположенного ниже по течению участка реки (L)

$$A = \zeta \varphi \sigma t_l L , \quad (2.7)$$

где ζ – параметр морфометрических условий вскрытия, а также растрачивается, переходит в тепло и рассеивается. При дальнейшем продвижении льда вниз по реке наступает момент, когда кинетической энергии опять становится недостаточно, чтобы преодолеть сопротивление слабо нарушенного ледяного покрова на нижерасположенном участке. Вновь происходит остановка льдин, накопление потенциальной энергии, новый прорыв и т. д. По реке движется ледяной вал то быстро, то вовсе останавливаясь.

Наиболее мощные заторы образуются после холодной зимы при дружном формировании весеннего половодья и расходе воды, близком к максимальному расходу за половодье. Значительное влияние на ход заторных явлений оказывает резкое понижение температуры воздуха в период заторообразования, вызывающее дополнительный подъем уровня воды за счет увеличения прочности льда.

На реках, текущих с юга на север, волна половодья продвигается быстрее фронта потепления, поэтому вниз по течению сокращаются продолжительность периода подготовки реки к вскрытию и речной поток взламывает ледяной покров, слабо тронутый тепловым разрушением. При этом, по мере того как волна половодья нагоняет кромку льда, возрастает высота подъема воды при вскрытии реки и увеличивается затороформирующий расход, вследствие чего в низовьях крупных рек, текущих на север (Северная Двина, Печора, Обь, Енисей, Лена), заторный максимум уровня и максимум весеннего половодья совпадают во

времени. При интенсивном снеготаянии в тылу фронта потепления создаются условия для формирования мощных заторов льда.

Если потепление распространяется по реке относительно быстро, то фронт таяния намного опережает в своем продвижении кромку ледяного покрова и прочность льда при вскрытии мала, а образующиеся в процессе вскрытия заторы наблюдаются в начале половодья, обладают небольшой мощностью и продолжительностью.

Изменение интенсивности процесса заторообразования по длине реки определяют также следующие факторы: рассредоточенный боковой приток, последовательность вскрытия главной реки и ее притоков, наличие на участке сохранившихся до весны зажоров, заторообразование на выше расположенном участке реки, противозаторные мероприятия. Значительный боковой приток воды обеспечивает одновременное вскрытие реки на большом участке, при этом в ледоход вовлекается огромная масса льда, что увеличивает вероятность образования затора ниже по течению.

Влияние на процесс заторообразования последовательности вскрытия рек сказывается в следующем. Раньше вскрывающийся крупный приток сбрасывает в реку дополнительный ледяной материал, который является причиной повышенного сопротивления водному потоку при вскрытии основной реки. В месте слияния двух рек образуется затор льда. В годы с более поздним вскрытием притока или одновременным вскрытием его и главной реки заторы не образуются.

Наличие на участке реки сохранившихся с осени зажорных скоплений льда обычно приводит к задержке вскрытия на этом участке, так как здесь более толстый, чем в целом на реке ледяной покров и более высокий уровень воды перед вскрытием. В зоне выклинивания подпора от зажорных скоплений льда, как правило, образуются мощные весенние заторы.

С образованием затора на верхнем участке реки вероятность образования затора на нижнем участке уменьшается, так как к моменту прорыва верхнего затора ледяной покров на нижнем участке успевает в значительной степени разрушиться.

Как отмечалось ранее, на реках, текущих с юга на север, волна половодья продвигается быстрее фронта потепления, поэтому вниз по течению сокращаются продолжительность подготовительного периода к вскрытию реки и речной поток взламывает ледяной покров, мало тронутый тепловым разрушением. При интенсивном снеготаянии в тылу фронта потепления и холодной погоде перед ним создаются условия для формирования мощных заторов льда. Если потепление распространяется по реке относительно быстро, то фронт таяния намного опережает в своем продвижении кромку ледяного покрова и прочность льда при вскрытии мала, а образующиеся в процессе вскрытия заторы наблюдаются в начале половодья, обладают небольшой мощностью и продолжительностью.

По мере того, как волна половодья нагоняет кромку льда, возрастает высота подъема воды при вскрытии реки и увеличивается затороформирующий расход, вследствие чего в низовьях крупных рек, текущих на север (Северная Двина, Печора, Мезень, Обь, Енисей, Лена), максимальный заторный уровень и максимум весеннего половодья совпадают во времени. Кроме того, здесь для достижения скоростей течения, достаточных для вскрытия реки и начала торошения льда, необходим более значительный подъем уровня за счет увеличения расхода, чем в верховьях рек. По этим причинам в низовьях многих рек севера доля расходной

составляющей в подъеме уровня воды при вскрытии реки настолько велика, что максимальный расход воды весеннего половодья является главным, а порой и единственным, аргументом зависимостей для прогноза, определяя не только расходную, но и ледовую составляющую максимального заторного уровня

$$\Delta H_3 = q_3^{0,6} \cdot I^{-0,3} \cdot n_p^{0,6} \left[1,07(r^2 + 1)^{0,3} - \beta^{0,3} \right] + 0,9t_{ск}, \quad (2.8)$$

где q_3 – максимальный за период формирования затора расход воды на единицу ширины потока (B) у верхней кромки скопления льдин, равный при отсутствии фильтрации через затор, расходу воды подо льдом, м²/с; I – уклон водной поверхности; n_p – коэффициент шероховатости русла; r – отношение коэффициента шероховатости нижней поверхности льда (n_n) к коэффициенту шероховатости русла; β – отношение уклонов водной поверхности при заторе и свободном ото льда русле; $t_{ск}$ – толщина скопления льдин.

В верховьях рек севера затороформирующие расходы воды и максимальные расходы в период весеннего половодья слабо связаны, поскольку из-за больших уклонов водной поверхности и больших скоростей течения воды вскрытие происходит задолго до пика половодья. Здесь главную роль в определении того, при каком расходе воды начнется ледоход и станет формироваться, а затем прорвется затор льда, играет степень подготовленности ледяного покрова к вскрытию. Она определяет физико-механические свойства льда, участвующего в процессе формирования затора, и зависит от толщины ледяного покрова и погодных условий, предшествующих вскрытию. Толстый ледяной покров, холодная погода и значительная облачность, обуславливают слабую степень подготовки к вскрытию, и оно происходит при больших расходах воды. Тонкий покров, теплая и солнечная погода приводят к обратному эффекту. Количественными гидрологическими показателями степени подготовки реки к вскрытию могут служить интенсивность и амплитуда роста уровня воды.

Как следует из формулы (2.8) ледовая составляющая максимального заторного уровня зависит от уклона водной поверхности, который в условиях подпора существенно изменяется по длине затора. Если местоположение головы затора изменяется в пределах речного участка от одного зимнего сезона к другому, то связь между ΔH_3 и Q_3 слабая, что характерно для однородных по морфометрическим особенностям участков рек. На таких участках голова затора формируется в месте снижения скорости перемещения вдоль реки фронта потепления. Более тесной связью ΔH_3 с Q_3 характеризуются участки рек расположенные выше переломов генерального продольного профиля реки, часто приуроченные к крутым поворотам речного русла (например, участок д. Орлецы – д. Звоз на Северной Двине).

Надо заметить, что отчасти место образования скопления определяется и расходом воды у перемещающейся вниз по течению кромки льда. Так, при малой водности реки в период ее вскрытия формируется множество мелких заторов в верхней части плесовых участков. С увеличением расхода воды происходит сглаживание продольного профиля реки, поэтому при большом расходе воды скопления льдин образуются только в местах значительного перелома продольного профиля реки. Необходимо иметь в виду, что существенные изменения продольных уклонов во время прохода высоких вод могут определяться и местным подпорами, например, от волны паводка, подошедшего из притока.

Плановые и поперечные характеристики русла относятся к неизменным, постоянно действующим факторам процесса заторообразования. Их следует учитывать в трех случаях:

- 1) если дно реки подвергается значительной деформации;
- 2) если ниже расчетного створа имеет место слияние двух крупных рек с переменной очередностью вскрытия;
- 3) если в пределах амплитуды ожидаемых уровней находится отметка выхода воды на пойму.

Необходимость учета деформации русла очевидна. На сильно деформируемых участках рек, где кривая расходов ежегодно изменяется, при установлении зависимости для прогноза максимальных заторных уровней в качестве показателя водности реки в период ее вскрытия лучше использовать уровень воды H_{Q_3} , соответствующий расчетному значению расхода Q_3 на последней по времени летней кривой расходов.

Ниже места слияния двух крупных рек происходит увеличение ширины русла в 1,5-2,0, что облегчает пропуск льда с позднее вскрывающейся реки. На раньше вскрывающейся реке выше места слияния лед задерживается, формируя скопление льда. Существенную роль в образовании заторов в нижнем течении позже вскрывающиеся реки играет подпор при прохождении волны половодья по раньше вскрывающейся реке.

Явление выхода воды на пойму при заторах льда характерно для многих участков рек севера и северо-запада ЕТР. При наличии широкой поймы в пределах заторного подъема уровня вода, вышедшая из берегов, течет в обход затора, и приращение заторного уровня замедляется, а затем и вовсе прекращается, несмотря на продолжающееся увеличение расхода воды. Для таких условий формирование максимального заторного уровня характерна обратная связь между подъемом уровня, обусловленным ледовыми явлениями, и расходом воды в период вскрытия реки.

Разнообразие местных морфометрических условий процесса заторообразования служит причиной слабой связанности максимальных заторных уровней воды на протяженных участках реки.

2.6. Образование заторов льда у мостов

Проблемы с пропуском льда через мосты имеют место в период весеннего ледохода, в котором участвуют значительные массы льда. Кроме того, ледоход весной происходит при большой водности реки, что обуславливает значительные силы, воздействующие на лед.

В начальный период ледохода крупные ледяные поля подходят к опорам моста и после частичного разрушения в зоне контакта зачастую останавливаются. В пролётах моста застревают льдины с размерами, превышающими ширину пролётов (b_{np}), а при густом ледоходе и льдины меньшего размера (до $1/3 b_{np}$) за счёт арочного эффекта и последующего распора. Это приводит к остановке других льдин, подплывающих сверху к створу мостового перехода.

При подъеме уровня воды ослабевают связи с берегами остановившихся ледяных полей и льдин и они приходят в движение, оказывая силовое воздействие на опоры моста. На прямолинейном участке русла реки перед мостом существует некоторая активная зона русла, заполненного раздробленным льдом $L_a = 1,5 \div 6B$,

где B – ширина реки. Ледяные поля и льдины, находящиеся выше по течению от верхней границы зоны не оказывают воздействия на опоры моста.

Если кинетическая энергия ледяных полей и льдин в активной зоне достаточна для их разрушения на опорах моста путем изгиба, раскалывания или раздробления, то обеспечен беззаторный пропуск льда в пролеты моста. Его условия определяются размерами пролетов, формой и размерами опор (более острые и наклонные грани опор облегчают разрушение льдин), прочностью льда, скоростью и размерами льдин. Разлом ледяных полей и льдин до подхода к опорам практически всегда отсутствует.

Вопросу пропуска льда через мостовые переходы до сих пор уделялось мало внимания. Единственная формула для расчета минимально допустимой для беззаторного пропуска льда ширины пролета моста, установленная теоретическим путем, исходя из рассмотрения достаточности кинетической энергии раздробленных масс льда для разрушения ледяных полей и льдин у опор в ходе их прорезания, раздробления и излома, для плотности ледохода, равной 1, имеет следующий вид [69]

$$b_{np} \geq \frac{\eta m \sigma_{см} b_{оп} l}{V_n^2 B}, \quad (2.9)$$

где η – коэффициент местных условий ледохода, отражающий наличие на участке реки островов, излучин, проток, зажорных скоплений льда, полыней, ранее построенных мостов ($\eta_{ср} = 730$); m – коэффициент формы опоры моста, изменяющийся от 0,54 до 0,90; $\sigma_{см}$ – предел прочности льда при смятии, МПа; $b_{оп}$ – толщина опоры, м; l – линейный размер ледяного поля, м; V_n – скорость перемещения ледяных полей, принимаемая 0,9 поверхностной скорости течения в период весеннего ледохода, м/с; B – ширина реки в период ледохода, м.

Мост обуславливает более ранний, чем на соседних участках реки, ледостав в результате остановки крупных льдин в период осеннего ледохода. Уже это может явиться провоцирующим моментом для увеличения здесь повторяемости весенних заторов льда, поскольку весной мост станет дополнительным препятствием для ледохода. Мост также как и острова в русле будет тормозом для движущихся весной вниз по течению масс льда, подвергающихся распылу в пролётах. При этом, чем меньше ширина пролётов по фасаду тем больше будет повторяемость заторов. После строительства моста и стеснения поймы подходами к нему водопропускная способность русла и поймы в период формирования заторов будет меньше, поэтому возможен рост заторных подъемов уровня воды выше моста по сравнению с естественными условиями.

3. Физические характеристики и свойства скоплений льда

3.1. Условия равновесия скоплений льда

Скопление шуги и льдин является сыпучей средой, ведущей себя в соответствии с законом Кулона. Толщина его определяется равенством сил, действующих на лед в направлении течения реки, и сил сопротивления слоя шуги и льдин сдвигу, сжатию и срезу. К первым относятся сила сдвигового напряжения водного потока на нижней границе ледяного покрова P_l , составляющая силы

тяжести льда вдоль уклона P_2 , гидродинамический напор на верхнюю кромку льда P_3 и сила трения воздуха о верхнюю поверхность льда P_4 . Наибольшей из сил сжатия является сила, действующая со стороны водного потока (P_1). Сила P_2 невелика, если уклон реки небольшой. При малом уклоне в начале замерзания силы P_2 и P_3 составляют около 10% результирующей силы. Однако при зажере, в нижней части (голове) которого уклон водной поверхности достаточно большой, доля P_2 может достигать 50%. Сила P_4 сопоставима с P_1 лишь при скорости ветра более 10 м/с.

Принимая во внимание, что сопротивление сыпучего ледяного материала сдвигу прямо пропорционально силе его сжатия (P_5) с учетом главных сил, действующих на скопление льда, условие равновесия его поперечной полосы dx имеет вид

$$(\sigma_c + d\sigma_c)Bt_{ck} - \sigma_c B t_{ck} - p B dL + 2(\zeta f \sigma_c + c)t_{ck} dL = 0, \quad (3.1)$$

где σ_c - напряжение сжатия вдоль потока, кН/м^2 ; $\sigma_c B t_{ck} = P_5$, кН ; B - ширина реки, м ; $p = (P_1 + P_2) (dL \cdot B)^{-1}$ - напряжение, обусловленное главными силами, сдвигающими лед, кН/м^2 ; ζ - коэффициент бокового давления (распора); f - коэффициент трения ледяной массы о берега; c - напряжение сдвига, характеризующее начальное сцепление льдин.

После интегрирования в пределах всего скопления длиной L_{ck} получается, что

$$(pB - 2c t_{ck}) \cdot (1 - e^{-2\zeta f L_{ck}/B}) - 2\zeta f \sigma_c t_{ck} = 0, \quad (3.2)$$

а при достаточно большой длине скопления ($L_{ck} > 6B$) и малом начальном сцеплении ледяных отдельностей (c)

$$pB - 2 t_{ck} \zeta f \sigma_c = 0. \quad (3.3)$$

Критическое напряжение сжатия, по достижении которого происходит подвижка, оценивается в зависимости от толщины скопления льда в предположении, что она соответствует увеличению потенциальной энергии льдин за счет их нагромождения, т.е.

$$\sigma_{kp} = k t_{ck}, \quad (3.4)$$

где k - коэффициент пропорциональности, кН/м^3 . Этот коэффициент, наряду с коэффициентами бокового давления (ζ) и трения (f), характеризует физико-механические свойства несплошной ледяной массы.

Для оценки устойчивости скопления льдин необходимо знать значение напряжений τ и σ_c , которые соответствуют прочности масс льда при испытании на срез и сжатие, а так же значения коэффициентов ζ , f и c . Перечисленные величины находятся в тесной зависимости от теплообмена между воздухом, льдом и водой. Поскольку в начале зимы основной составляющей теплообмен величиной является турбулентный обмен с атмосферой и эффективное излучение, то показатели физико-механических свойств не сплошного ледяного покрова при замерзании реки зависят в основном от температуры воздуха. Гидродинамические предпосылки, в свою очередь, определяют размеры и плотность ледяных

образований. При низких температурах воздуха (ниже минус 5°C), небольших расходах воды и малой скорости течения образуются льдины больших размеров. Если мороз слабый (от 0 до минус 5°C), а скорость течения превышает 0,7 м/с образуется много внутриводного льда, шуги и льдин небольших размеров, которые медленно смерзаются, что благоприятствует подвижкам. Наиболее тесно с температурой воздуха связан коэффициент трения f , который резко увеличивается с понижением температуры воздуха. Поэтому при сильных морозах кромка льда продвигается вверх по реке быстро, без зажоров, даже если расход воды и влекущее усилие водного потока большие.

Обобщённым показателем физико-механических свойств не сплошной ледяной массы может служить величина

$$\mu = k\zeta f . \quad (3.5)$$

Она находится в зависимости от температурных условий процессов зажоро-и заторообразования.

Если связать силы P_1 и P_2 , действующие на единицу поверхности скопления льда, с гидравлическими характеристиками водного потока подо льдом, используя уравнения неравномерного движения воды

$$V = n_p^{-1} I^{1/2} (2R)^{2/3} (1 + r^{3/2})^{-2/3} , \quad (3.6)$$

$$h_3 = 2R + 0,9 t_{ck} , \quad (3.7)$$

$$R = 0,5Q (VB)^{-1} , \quad (3.8)$$

то получим условие равновесия скопления льда в следующем виде

$$\frac{\delta^2 (1 - 0,9\delta)^{10/3}}{\left[(r^{3/2} + 1)^{-1} (1 - 0,9\delta) + 0,9\delta \right] (r^{3/2} + 1)^{4/3}} = \frac{\gamma (Qn_p)^2}{2\mu B h_3^{13/3}} = \Gamma . \quad (3.9)$$

В формулах (3.6) – (3.9) V - средняя в поперечном сечении середины речного участка скорость течения воды, м/с; γ – удельный вес воды, Н/м³; R - гидравлический радиус, м; h_3 - глубина реки у верхней кромки скопления льда, м; δ - отношение толщины скопления льда к глубине реки; r - отношение коэффициента шероховатости нижней поверхности льда к коэффициенту n_p .

На рис. 3.1 приведены графики зависимости относительной толщины шуголедяного слоя от интегральной характеристики гидравлических условий потока и физико-механических свойств льда Γ для трех участков р. Невы, где кривые, описываемые уравнением (3.9), разграничивают зону стабильного состояния скопления льда (слева от кривой) и зону подвижек (справа). Таким образом, графики на рисунке 3.1 представляют собой диаграмму устойчивости шуголедяных масс. Они позволяют определить факт подвижки по данным о толщине слоя, коэффициенте μ , уровне и расходе воды в зависимости от того, в какой зоне на графике располагается точка, соответствующая вычисленным значениям δ и Γ . Если точка находится справа от кривой, то можно говорить о дальнейшем развитии

процесса подвижек, а если на кривой или слева от нее, то замерзание реки и ледостав будут происходить без подвижек и образования зажоров.

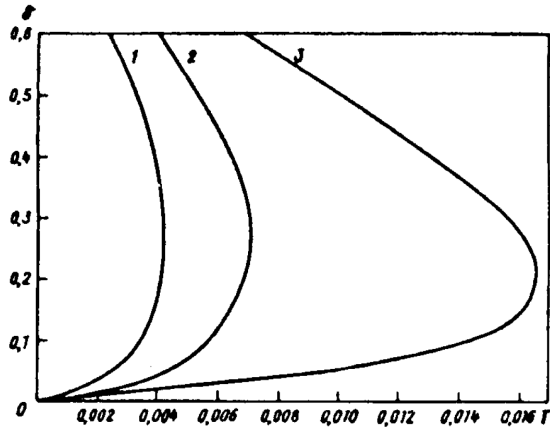


Рис. 3.1. Зависимости относительной толщины шуго-ледяного скопления на р.Нева (δ) от интегральной характеристики гидравлики водного потока и физико-механических свойств масс льда Γ .

1) Литейный мост, 2) д. Новосаратовка, 3) г. Отрадное.

Для затора также можно построить график зависимости относительной толщины скопления льдин от интегральной характеристики гидравлических условий потока и физико-механических свойств льда Γ (рис.3.2). Затор устойчив пока, как и для зажора, выполняется условие (3.9), которое определяет и его конечную толщину. Кривая на рисунке 3.2 разграничивает зону стабильного состояния затора (слева от кривой) от зоны неустойчивости скопления льда (справа). Таким образом, с помощью этой диаграммы устойчивости затора можно определить момент его прорыва по данным о величине μ , уровне и расходе воды. Если точка, соответствующая гидрометеорологическим данным текущего дня заторообразования находится слева от кривой, то затор устойчив. Если по мере увеличения толщины скопления льда, уровня и расхода воды, т.е. суммы потенциальной и кинетической энергии водного потока, она приближается к кривой, то следует ожидать прорыва затора. Момент прорыва соответствует переходу в правую зону.

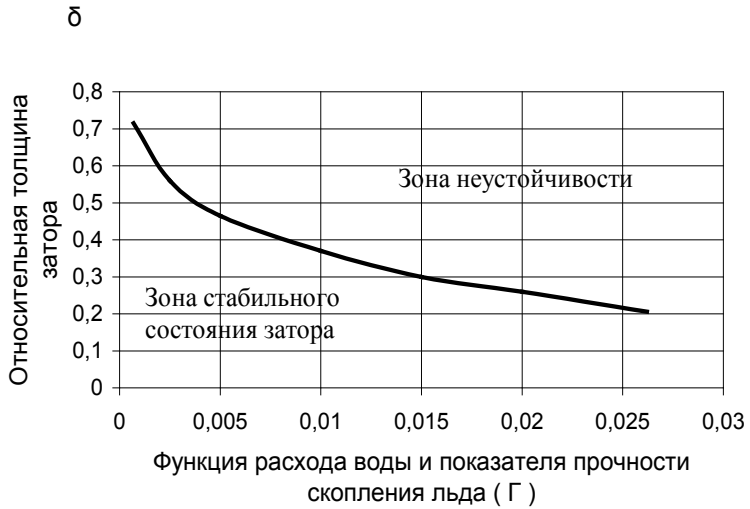


Рис. 3.2. Диаграмма устойчивости затора льда на р. Лене у г. Ленска.

3.2. Физико-механические характеристики льда в зажорах и заторах

От физико-механических свойств льда, участвующего в процессах зажорообразования и заторообразования, зависят силы сопротивления влечению потоком ледяных масс: реакция со стороны расположенного ниже по течению ледяного покрова, внутреннее трение льдин и трение льда о берега. Показателем этих свойств могут служить прочность льда как материала при испытании на изгиб и сжатие. Эти характеристики находятся в тесной зависимости от теплообмена между воздухом, льдом и водой.

Весной ведущую роль в теплообмене играет солнечная радиация. Лёд, поглощая её, разрушается, теряет свою прочность. Чем больше период таяния ледяного покрова, тем меньше прочность льда к моменту вскрытия. При похолоданиях прочность льда восстанавливается.

С прочностью льда, как материала, связаны физико-механические характеристики сыпучей ледяной среды: σ_c , ζ , f и c , которые необходимы для определения устойчивости скопления льда.

Следует заметить, что зажоры и заторы льда труднодоступны для инструментальных измерений их физико-механических характеристик. Попытки натуральных определений параметров скоплений носят несистематический характер и имеют низкую точность. Поэтому значения этих параметров чаще устанавливают из теоретических предпосылок [156, 157, 219, 227, 242]. Так, критическое значение σ_x принимают либо постоянным, либо считают его прямо пропорциональным толщине скопления льда. Значение произведения ζf рекомендуется оценивать на основании теории силосов К. Янсона или А. Како, а также механики грунтов.

Параметры ζ , f и c зависят от прочности и размеров льдин, формирующих зажор или затор, которые в свою очередь определяются погодными условиями накануне периода и в период образования скопления льда. Состоящие из прочных,

имеющих большие размеры льдин скопления характеризуются повышенными значениями коэффициентов ζ , f и c .

Расчетные значения коэффициента бокового давления или распора варьируют в очень широком диапазоне - от 0,2 до 0,9. Этот параметр характеризует связь плавающего льда с берегами. Он зависит от раздробленности льда, степени соприкосновения его с берегами, а также морфометрии русла. Так, на участках рек с пологими берегами боковое давление меньше по сравнению с давлением на участке с крутыми берегами. С увеличением ширины реки существенно возрастает отношение $p/t_{\text{ск}}$ и, следовательно, степень сжатия масс льда и коэффициент ζ .

Коэффициент f изменяется незначительно, если на уресе берегов есть кайма льда. Его значения близки к тангенсу угла внутреннего трения льда, т.е. $f = \text{tg } \varphi$.

Вопрос о назначении параметра « c » является достаточно сложным и неоднозначным. Чаще всего этот параметр принимают, равным 0,1 кПа. Вместе с тем, по данным лабораторных исследований механических свойств раздробленного льда [15] его значение изменяется в обратно пропорциональной зависимости от крупности элементов, составляющих скопление льда, от 5 до 10 кПа.

Взамен прочности скопления раздробленного льда при испытании на сжатие σ_c часто целесообразно рассматривать физически более обоснованную характеристику - прочность масс льда при испытании на срез (τ). По теории прочности сыпучих сред Ш. Кулона

$$\sigma_c = \frac{\tau - c}{\zeta \cdot \text{tg } \varphi} \quad , \quad (3.10)$$

где φ - угол внутреннего трения льда, изменяющийся в зависимости от крупности отдельностей льда в скоплении от 15 до 30°, а в среднем равный 20° [160].

На основании полевых экспериментов В.П. Берденников [15] установил, что прочность заторных масс льда при испытании на срез зависит от фракционного состава скопления (доли содержания монолитного льда) и изменяется от 30 до 150 кПа. В результате расчетов критического касательного напряжения заторных масс льда у берега, выполненных для ряда случаев заторообразования, во время которых измерялись уклоны водной поверхности и расходы воды, в работе [36] показано, что значения τ_x существенно меньше, чем значения прочности масс льда при испытании на срез, рекомендованные В.П. Берденниковым. Среднее значение τ равно 18 кПа, максимальное - 53 кПа, минимальное - 3 кПа. Большие значения τ_x имеют место на устьевых участках крупных рек, текущих с юга на север (Обь, Енисей, Лена), меньшие - характерны для водотоков верхней части речных бассейнов и для рек, текущих в широтном направлении или с севера на юг.

3.3. Толщина и протяженность зазорных и заторных скоплений

Зависимость (3.9) может быть использована для оценки толщины скопления льда по данным о глубине реки у верхней его кромки (h_3) и расходе воды. При этом относительная толщина скопления шуги и льдин определяется по зависимости $\delta = f(I)$, а затем вычисляется

$$t_{\text{ск}} = \delta \cdot h_3 \quad . \quad (3.11)$$

На речных участках, где формируются зазоры льда, толщина скопления шуги и раздробленного льда может достигать нескольких метров (прил. А). Затем она плавно уменьшается к дате вскрытия реки, что связано с размывом шуги водным потоком и таянием ее под воздействием теплового потока от дна. Интенсивность этого процесса зависит от удельного расхода воды подо льдом и суровости зимы и достигает 5-10 см/сутки.

Размыв зазора происходит при скорости течения воды подо льдом

$$V \geq \sqrt{k_p \frac{2gf(\gamma - \gamma_l)l}{\gamma}} \quad , \quad (3.12)$$

где k_p – коэффициент; g - ускорение свободного падения; f - коэффициент трения льда о лед; γ - удельный вес воды; γ_l - удельный вес льда; l - линейный размер отдельностей, слагающих зазор. Процесс размыва скоплений льда наблюдается весь зимний период.

Чаще всего ко дню вскрытия в руслах северных рек всё же сохраняется значительное количество шуги. Весной у верхней границы зазоров образуются заторы. Мощные заторы льда характерны преимущественно для тех же участков этих рек, где имеют место и мощные зазоры.

Количество льда в заторе равно сумме объема льда, поступившего на речной участок за период весеннего ледохода, и льда, находящегося на месте затора до вскрытия:

$$W_z = Q_n \cdot T_n + t_n \cdot B \cdot L \quad , \quad (3.13)$$

где Q_n – расход льда в верхнем створе речного участка, м³/сутки; T_n - длительность ледохода, сутки; t_n – толщина на участке реки к моменту вскрытия, м; B - ширина реки, м; L – длина участка, м.

Первое слагаемое определяется и отражается, в основном, расходом воды в период вскрытия, поскольку последний обуславливает скорость перемещения льдин. Оно слабо зависит от густоты и периода ледохода, так как их значения имеют небольшой диапазон изменения. Второе слагаемое зависит от степени зашугованности русла при замерзании реки.

В работах А.А. Пасторса [158,159] показано, что на реке Даугава действительно существует достаточно тесная связь между максимальным заторным уровнем воды на том или ином речном участке и объемом льда, участвующим в процессе заторообразования. Как установила Р.Я. Алексеенко [5] на реках Лена и Амур существенную роль в формировании заторов играет не только лед основной реки, но и лед, поступающий с крупных притоков.

Составляющая общего подъёма уровня при заторе, обусловленного стеснением русла скоплением льда и гидравлическим сопротивлением ледяной нижней поверхности, определяется выражением

$$\Delta H_s = 0,9t_{ck} + \int_0^{L_{ck}} \left(\frac{Q^2}{K^2} - I_o \right) dL \quad , \quad (3.14)$$

где $t_{ск}$ и $L_{ск}$ – толщина скопления льда и его длина (м), Q – расход воды ($\text{м}^3/\text{с}$), K – модуль расхода ($\text{м}^3/\text{с}$), l_0 – уклон водной поверхности при свободной ото льда реке.

Из (3.14) следует, что заторный подъем уровня воды существенно зависит от длины скопления льда, которая может достигать нескольких десятков километров [98]. Это подтверждается данными наблюдений за заторами на многих реках. Как видно на рисунке 3.3 связь между ΔH_3 и $L_{ск}$ довольно тесная. При этом, кроме

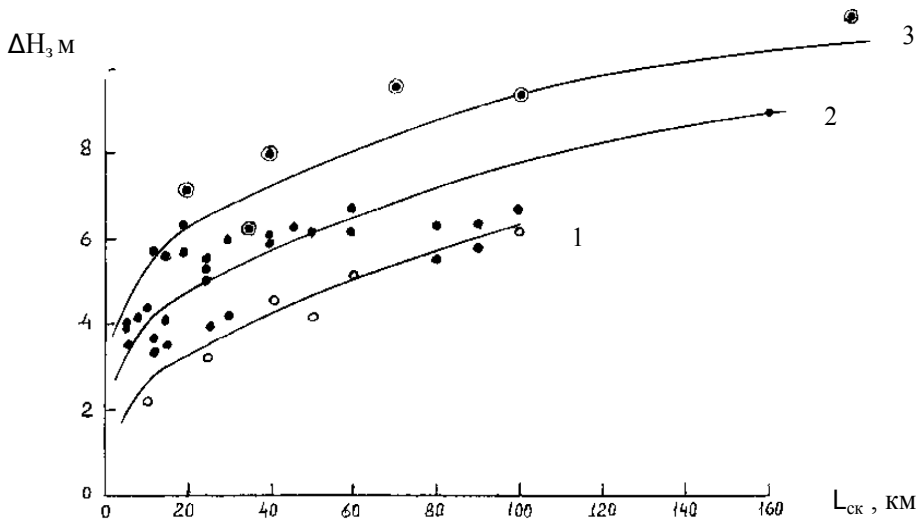


Рис. 3.3. Зависимость подъема уровня воды при заторе (ΔH_3) от длины скопления льда ($L_{ск}$).

- 1 - речные участки с низкой поймой, 2 - с поймой средней высоты, 3 - с высокой поймой и участки без поймы.

$L_{ск}$, на заторный подъем уровня большое влияние оказывает высота поймы над меженим уровнем воды (A_n). В случае наличия поймы в пределах заторного подъема уровня, вышедшая из берегов вода течет в обход скопления льда, и приращение подпорного уровня замедляется, а затем вовсе прекращается. На участках рек без поймы и участках с высокой поймой наблюдаются большие заторные подъемы уровня воды, чем на участках с низкой поймой.

Длина скопления льдин, прежде всего, зависит от интенсивности и продолжительности ледохода выше верхней кромки затора и может быть определена по формуле

$$L_{ск} = L_{ск,0} + \frac{B}{r_l} \sum_{i=1}^n m_{л,i} L_{л,i} B_{л,i} , \quad (3.15)$$

где $L_{ск,0}$ – начальная длина скопления (м); B – ширина реки на заторном участке; r_l – коэффициент упаковки льда, равный отношению толщины скопления ($t_{ск}$) к толщине подплывающих к нему льдин (t_l); $m_{л,i}$ – густота ледохода на

расположенных выше по течению участках реки и ее притоков с льдотранзитом до затора; $L_{л,i}$ и $B_{л,i}$ – длина и ширина участка реки с плотностью льдохода $m_{л,i}$.

4. Водный поток под скоплениями льда

4.1. Уравнения гидравлики водного потока под скоплением

При формировании зажоров и заторов поначалу из-за стеснения живого сечения потока льдом и повышенного гидравлического сопротивления, оказываемого нижней поверхностью скопления льдин, расход воды ниже скопления (Q_n) меньше расхода выше его (Q_e), благодаря чему формируется призма подпора. По мере дальнейшего развития затора расходы Q_n и Q_e выравниваются. Какая - то часть воды фильтруется через скопление льдин, т.е.

$$Q_\phi = 0,917k_\phi \varepsilon \cdot t_{ск} \sqrt{I}, \quad (4.1)$$

где k_ϕ – коэффициент фильтрации воды через скопление с пористостью ε и толщиной $t_{ск}$.

При незначительной фильтрации расход воды под скоплением льдин и в зоне подпора одинаков. В этом случае имеем неравномерный водный поток с двумя зонами односторонних изменений гидравлических характеристик по его длине:

- 1) зону с ускоренным течением и формированием кривой спада и
- 2) зону с замедленным течением и водной поверхностью в форме кривой подпора.

При полном развитии зазора или затора изменение гидравлических характеристик потока происходит сравнительно медленно. Поэтому часто рассматривают квазистационарную задачу, т.е. поток описывается уравнением неравномерного движения, имеющего в конечных разностях следующий вид:

$$\frac{\Delta Z}{\Delta L} = \frac{\bar{V}^2}{\bar{C} \cdot \bar{R}}, \quad (4.2)$$

где $\bar{V}, \bar{C}, \bar{R}$ - средние на участке длиной ΔL гидравлические характеристики: скорость течения, коэффициент Шези и гидравлический радиус при абсолютной отметке уровня воды \bar{Z} .

В пределах зажоров и заторов имеет место заметное, а иногда весьма значительное, изменение отметок водной поверхности. Для их расчёта кроме уравнения (4.2) используются еще два уравнения

$$\bar{Z} = 2\bar{R} + 0,917\bar{h}_{ск} + \bar{Z}_{дна}, \quad (4.3)$$

$$q = 2\bar{V}\bar{R}. \quad (4.4)$$

Уравнение (4.4) можно записать следующим образом с учетом (4.2):

$$I = 2,5 \frac{(q \cdot n)^2}{\bar{h}^{\frac{10}{3}}}.$$

Если $\bar{R} = \frac{\bar{h}}{2}$, а $C = \frac{\bar{R}^{\frac{1}{6}}}{n}$, тогда

$$q = 0,63 \frac{I^{\frac{1}{2}} \cdot \bar{h}^{\frac{5}{3}}}{n}, \quad (4.5)$$

где $n = 0,707n_p \sqrt{\left(\frac{n_x}{n_p}\right)^2 + 1}$.

По уравнению (4.5) рассчитываются обычно расход воды по известным данным об уровне Z , уклоне водной поверхности I и толщине скопления льдин $t_{ск}$ или толщина скопления по данным о расходе, уровне и уклоне. В последнем случае строятся опорные кривые

$$\frac{q^2}{\Delta Z} = f(\bar{Z}, \bar{t}_{ск}), \quad (4.6)$$

впервые предложенные для цели расчета толщины зазорных и заторных скоплений льда Б.В. Проскуряковым и В.П. Берденниковым [166,167].

4.2. Коэффициенты шероховатости нижней поверхности скоплений льда

Водный поток подо льдом – это поток, движущийся под действием силы тяжести между двумя тормозящими поверхностями: неподвижной нижней – плоским дном и верхней - льдом. Одним из главных параметров такого потока является шероховатость нижней поверхности льда. Коэффициент шероховатости имеет сложную размерность: $c/m^{0,33}$. Для его определения в случае скопления льда имеется таблица 4.1, составленная Р.А. Нежиховским на основе данных гидрометрических измерений на реках [140].

Таблица 4.1

Коэффициенты шероховатости нижней поверхности скопления льда

Толщина скопления, м	Скопление образовалось		
	из рыхлой шуги	из плотной (промерзшей) шуги	из льдин
0,50	0,01	0,02	0,05
0,70	0,02	0,03	0,06
1,00	0,03	0,04	0,07
1,50	0,04	0,06	0,08
2,00	0,04	0,07	0,09
3,00	0,05	0,08	0,10
5,00	0,06	0,09	-

4.3. Изменение уровней воды при формировании зажоров и заторов

Косвенным критерием, отражающим мощность зажора, также как и затора, может служить величина подпора воды - максимальный подъем уровня воды (ΔH_3) над бытовым уровнем H_{Q_3} , соответствующим максимальному расходу воды в период скопления льда (Q_3). При этом зазорный или заторный уровень воды вычисляется по формуле

$$H_3 = \Delta H_3 + H_{Q_3} . \quad (4.7)$$

Величина ΔH_3 зависит от расхода воды, толщины скопления льда, шероховатости его нижней поверхности и расстояния от места формирования скопления до створа гидрометрических наблюдений.

При образовании зажора на гидрологическом посту наблюдается, как правило, два максимума и два минимума уровня воды (рис. 4.1). Первый минимум связан с уменьшением стока в результате перехода части воды в лед и нарушения взаимодействия подземных и поверхностных вод при образовании донного льда. Последующее повышение уровня обусловлено подпором от зажора. По достижении уровнем максимума начинается его спад за счет забора воды на посту. В сутки на формирование призм подпора идет объем воды (m^3)

$$\Delta W = 86400(Q_1 - Q_2) , \quad (4.8)$$

где Q_1 и Q_2 - расходы воды соответственно выше и ниже кромки ледяного покрова (m^3/c), которые могут быть определены по зависимости на рисунке 4.2.

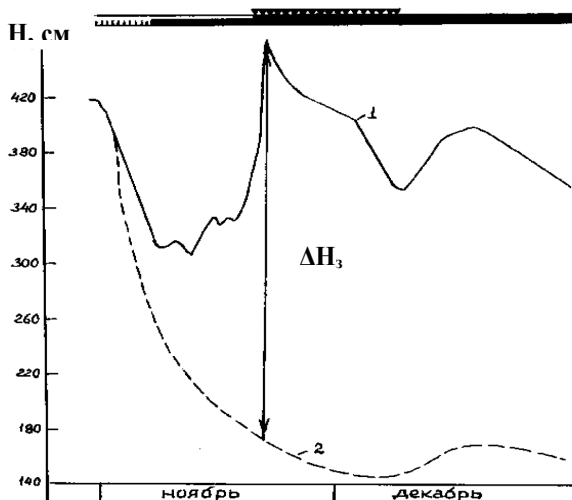


Рис. 4.1. Хронологический график уровня воды р. Северная Двина у д. Звоз осенью 1978 г.

1 - ход уровня воды при зажоре, 2 - изменение уровня воды, соответствующее изменению стока воды в условиях свободной ото льда реки.

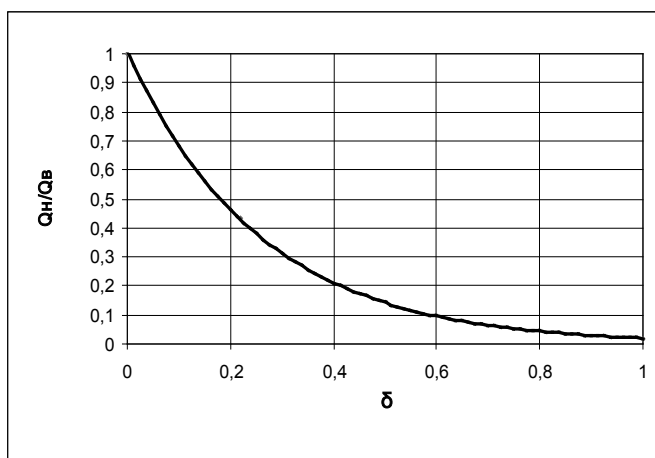


Рис. 4.2. Зависимость отношения расходов воды ниже и выше зажора от относительной толщины скопления льда и шуги.

В последующем происходит увеличение уровня воды в связи с уменьшением ΔW по мере продвижения кромки вверх по течению, где меньше становятся ширина русла и амплитуда колебания уровня. С уменьшением ΔW постепенно восстанавливается до значения Q_1 расход Q_2 . Кроме того, причиной повышения уровня в створе поста является также замерзание полыней в хвостах зажоров и увеличение ледяного покрова на беззажорных участках. В результате сокращается живое сечение потока, увеличивается скорость течения и начинается размыв зажора. Постепенный размыв скопления и уменьшение стока из-за уменьшения жидких осадков и промерзания почвы приводит к окончательному спаду уровня, который начинается с верховий реки. Поэтому, если первый пик уровня продвигается снизу вверх по течению, то второй пик — сверху вниз.

В зависимости от гидрометеорологических условий процесса заторообразования максимальный заторный уровень воды может быть меньше или превышать уровень H_{Q_m} , соответствующий максимальному расходу весеннего половодья в условиях открытого русла (рис. 4.3).

4.4. Факторы образования максимальных зажорных и заторных уровней воды

Подъём уровня за счёт увеличения расхода воды (ΔH_Q) составляет на различных участках северных рек от 0 до 45 % общего подъёма уровня при зажорах и от 25 до 80 % при заторах.

Из приведённых цифр следует, что формирование зажоров происходит без существенного изменения расхода воды, а чаще всего при незначительном уменьшении стока. Лишь в отдельные годы, когда в верховье реки выпадают обильные жидкие осадки, на участке встречи паводка и перемещающейся вверх по течению кромки ледяного покрова расход воды увеличивается. Обычно встреча паводка и кромки имеет место в нижних частях реки. Паводок при замерзании

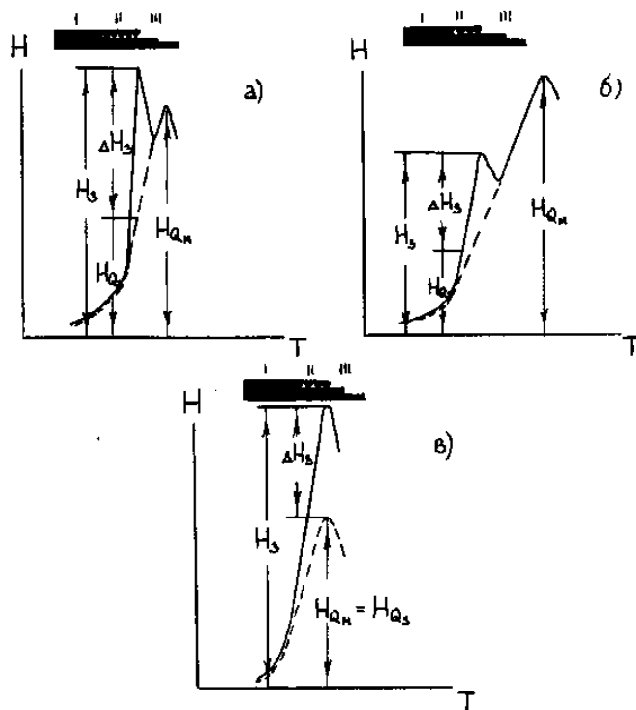


Рис. 4.3. Ход уровней воды на гидрологическом посту при заторе льда в период весеннего половодья (иллюстрация).

а) $Q_3 < Q_M$, $H_3 > H_{Q_M}$,

б) $Q_3 < Q_M$, $H_3 < H_{Q_M}$,

в) $Q_3 = Q_M$, $H_3 > H_{Q_M}$.

1 – ледостав, 2 – затор, 3 – ледоход.

иногда обусловлен интенсивным поступлением грунтовых вод верхнего горизонта вследствие резкого промерзания почво-грунтов в верхней части бассейна.

В результате образования зазора стесняется живое сечение водного потока и уменьшается водопропускная способность русла. При этом если выше головы зазора уровень воды возрастает, то ниже падает, что обусловлено изъятием части стока на формирование призмы подпора воды зазором. Соответственно ниже зазора уменьшается и расход воды, в результате чего могут обнажаться оголовки водозаборных сооружений. Так как потери энергии водного потока по длине скопления льда малы по сравнению с местными потерями в голове зазора, то скопление можно представить как низконапорную ледяную плотину, которой соответствует график зависимости, представленный на рисунке 4.2. Он может быть использован для прогноза упомянутой выше не желательной водохозяйственной ситуации, связанной с ледовыми явлениями на реке.

Весной доля водности в формировании максимальных уровней воды, обусловленных ледовыми явлениями больше, что связано с активным притоком воды в русловую сеть в результате снеготаяния. Наибольших значений эта доля достигает в низовьях крупных рек, текущих на север, где для достижения

скоростей течения, достаточных для вскрытия реки и начала торошения льдин, необходим более значительный подъём уровня воды за счёт увеличения расхода, чем в верховьях рек. В нижних течениях Северной Двины, Печоры, Мезени, Оби, Енисея, Лены расходная доля в подъёме уровня при вскрытии настолько велика, что расход воды является единственным фактором, определяющим высоту максимального заторного уровня.

Как характеристика усилий, развиваемых водным потоком в зоне торошения льда, расход воды определяет также ледовую составляющую максимального зазорного или заторного уровня.

Теснота связи между зазорным или заторным подъёмом уровня и расходом воды в период формирования скопления льда для различных участков рек неодинакова. Она зависит от тесноты связей расхода Q_3 с толщиной скоплений льда и уклоном водной поверхности и может быть как прямой, так и обратной.

В принципе, чем больше расход воды Q_3 , тем активнее происходят у верхней кромки ледяного скопления подвижки, торошение, подсовы льда под кромку и тем больше толщина скопления на речном участке, расположенном выше по течению в непосредственной близости от очага скопления. Здесь же имеет место и наибольший уклон водной поверхности, нередко превышающий уклон при том же расходе Q_3 в условиях свободной ото льда реки в 10 и более раз. Глубина водного потока под скоплением льда вблизи его очага меньше глубины при отсутствии льда в реке, а $t_{ск} > \Delta H_3$. По мере удаления вверх по реке от очага скопления толщина масс льда и уклон водной поверхности уменьшаются, а глубина потока подо льдом увеличивается. У верхней кромки скопления она превышает глубину в условиях свободной ото льда реки. Толщина скопления в верхней его части уже меньше ΔH_3 . Таким образом, одному и тому же расходу воды, формирующему скопление льда, могут соответствовать разные уклоны и подъёмы уровня воды, значения которых зависят от места образования зазора или затора относительно створа наблюдений и длины скопления льда. Если местоположение головы скопления от одного зимнего сезона к другому постоянно в пределах речного участка, то связь между ΔH_3 и Q_3 слабая, что характерно для однородных по морфометрическим особенностям участков рек. На таких участках голова скопления льда формируется в месте снижения скорости перемещения вдоль реки фронта похолодания в период замерзания и фронта потепления в период вскрытия. Более тесной связью ΔH_3 с Q_3 характеризуются участки рек, расположенные выше переломов генерального продольного профиля реки от большего уклона к малому (например, участок д. Орлецы - д. Звоз на Северной Двине), и однородные в морфологическом отношении участки рек с увеличивающейся вниз по течению толщиной ледяного покрова (с. Солянка – пос. Кангаласцы на Лене).

Надо заметить, что место образования скопления льда отчасти определяется расходом Q_3 . Так, при малой водности реки в период замерзания или вскрытия формируется множество мелких зазоров или заторов в верхней части плёсовых участков. С увеличением расхода воды происходит сглаживание продольного профиля реки, поэтому при большом расходе воды скопления льда образуются только в местах значительного перелома продольного профиля реки. Необходимо иметь в виду, что существенные изменения уклонов во время прохода высоких вод могут определяться и местными подпорами, например, от волны паводка, вышедшего из притока.

Хотя вклад расхода воды в формирование максимальных зажорных и заторных уровней довольно велик, он не является достаточным основанием для исключения из рассмотрения других факторов, обуславливающих эти уровни. К последним относятся, прежде всего, характеристики местных ледовых и морфометрических условий зажоро- и заторообразования, разнообразие которых служит причиной большой изменчивости интенсивности процессов формирования скоплений льда по длине рек и слабой связанности между собой максимальных зажорных и заторных уровней воды отдельных речных участков.

В соответствии с гидродинамические условия замерзания и вскрытия расход воды Q_z находится в связи с прочностью льда. Прочному льду при замерзании и вскрытии сопутствует, как правило, большой объем льда, участвующий в процессах зажоро- и заторообразования. Количество льда в зажоре оценивается произведением расхода льда в период его формирования на продолжительность этого периода. Расход льда зависит в основном от расхода воды, густоты и продолжительности ледохода (шугохода). Количество льда в заторе равно сумме объема льда, поступившего на речной участок за период весеннего ледохода, и льда, находящегося на месте затора до вскрытия.

Весной важной характеристикой сопротивляемости ледяного покрова вскрытию является площадь промоин и закраин. При наличии большого количества открытых площадей чистой воды сплав льда вниз по реке значительно облегчается. Площадь открытой воды тем больше, чем больше уровень воды весной превышает уровень при замерзании реки. Это превышение является интегральным показателем как объема льда на участке накануне вскрытия, так и степени подготовленности реки к вскрытию.

Поскольку вскрытие рек происходит на волне весеннего половодья, то затороформирующий расход воды (Q_z), являющийся характеристикой сил, развиваемых водным потоком в зоне торошения льда, отчасти определяется теми же факторами, что и объем половодья и максимальный весенний расход воды ($Q_{МК}$).

Основными переменными во времени факторами, обуславливающими объем весеннего половодья, являются

- запас воды в снежном покрове перед началом весеннего таяния;
- атмосферные осадки в период снеготаяния и половодья;
- осенне-зимнее увлажнение почвы к началу весеннего снеготаяния;
- глубина промерзания почвы к началу снеготаяния;
- ледяная корка на почве.

Главным из перечисленных факторов являются снегозапасы. Определяя водность реки весной, кроме того, снег на ледяном покрове защищает его от разрушения солнечной радиацией. Коэффициент корреляции между максимальным заторным уровнем воды и максимальным за зиму снегозапасом на водосборах рек севера и северо-запада ЕТР иногда весьма значителен (до 0,6).

Более тесно с расходом воды, формирующим затор льда, связан максимальный расход в период весеннего половодья. Помимо перечисленных выше факторов, на него влияют еще два фактора:

- интенсивность снеготаяния;
- сочетание волн половодья на крупных притоках бассейна.

Плановые и поперечные характеристики русла относятся к неизменным, постоянно действующим факторам процессов зажоро- и заторообразования.

Очевидно влияние на максимальные зазорные и заторные уровни воды деформации русла. Ведь на сильно деформируемых участках рек кривая расходов ежегодно изменяется.

Ниже места слияния двух крупных рек происходит увеличение ширины русла в 1,5-2,0 раза, что облегчает пропуск льда с раньше замерзающей или позже вскрывающейся реки. Выше места слияния лёд задерживается, формируя скопления льда. Весной существенную роль в образовании заторов в нижнем течении позже вскрывающейся реки играет подпор при прохождении волны половодья по раньше вскрывающейся реке. Показателем развития загоро- и заторообразовательных процессов в узле слияния рек, сопоставимой крупности, может служить разность их уровней воды.

Существенно явление выхода воды на пойму при зазорах и заторах. Оно более характерно для заторов. Максимальные зазорные уровни редко где превышают отметку выхода воды на пойму. Превышение же заторного максимума над отметкой выхода воды на пойму составляет на участках с узкой поймой около 2-3 м, на участках с широкой поймой 1-2 м.

4.5 Наводнения, обусловленные зазорами и заторами

Наводнение — это затопление водой местности в пределах речной долины и населенных пунктов, расположенных выше ежегодно затопляемой поймы, вследствие обильного и сосредоточенного притока воды в результате снеготаяния и дождей, а также вследствие загромождения русла льдом (весной) или шугой (осенью). К особому типу наводнений относятся наводнения, вызываемые ветровым нагоном воды в устьях рек. Из всех видов стихийных бедствий наводнения на реках занимают первое место по суммарному среднегодовому ущербу. В России угроза наводнений висит над 400 городами и тысячами поселков и сельских населенных пунктов. На её территории преобладают наводнения, наблюдающиеся в период весеннего половодья (около 80% всех случаев) и связанные, как с прохождением очень большого для данной реки расхода воды из-за интенсивного снеготаяния, так и с заторами льда, которые наблюдаются в начале половодья. Заторные наводнения фиксируются на 50% гидрологических постов страны. Зазорные наводнения имеют локальное распространение.

В работе [149] наводнения по своим размерам и наносимому ими материальному ущербу делятся на четыре категории: небольшие, большие, выдающиеся и катастрофические. Все заторные наводнения относятся к первым трём категориям. Повторяемость выдающихся наводнений - один раз в 50-100 лет, а максимальная глубина воды на затопляемой территории - более 1,5 м. Такие наводнения при заторах зафиксированы на 12% речных постов.

Из описаний заторных наводнений [22,102,112,118,215], в которых даётся качественная картина процесса формирования мощных заторов, и затопления прилегающих к реке территорий, можно сделать следующие выводы:

- 1) как правило, выдающемуся заторному наводнению предшествует двойной или тройной осенний ледоход и высокий уровень воды в период замерзания реки;
- 2) для образования мощного затора нужен большой объём льда в русле, что имеет место при выполнении первого условия, когда достигается значительная

площадь покрытия реки льдом, большой зашугованности русла (50-80%) и толщине ледяного покрова к началу вскрытия реки более 0,7 м;

3) мощный затор формируется, если расход воды на дату вскрытия большой, что бывает в случае холодной весны в районе, где расположено место затора, выносе тепла и интенсивном снеготаянии (5-7 мм/сутки), а также выпадении дождей в верхней части бассейна;

4) на реке в зависимости от её длины образуется только один-два мощных затора льда, которые приурочены к переломам генерального продольного профиля реки от участка с большим уклоном водной поверхности к участку с малым уклоном, к которым относятся зоны выклинивания кривых подпора водохранилищ (р. Уфа – г. Красноуфинск, р. Обь – г. Камень-на Оби), устьевые участки рек при впадении их в другую реку (р. Сухона – г. Великий Устюг), в озеро (р. Великая – г. Псков) или море (р. Северная Двина – г. Архангельск, р. Печора – г. Нарьян-Мар), наконец, зоны выхода рек с гор на равнину (р. Лена – г. Киренск);

5) наиболее сложные ситуации возникают, когда затор льда образуется на пике весеннего половодья и когда за мощным затором следует высокая волна весеннего половодья – в первом случае из-за формирования особо высоких уровней, а во втором - из-за увеличения длительности стояния высокой воды.

Наводнения на речных участках с узкой поймой носят сравнительно локальный характер, однако в случае исторически мощного затора при строении поймы в поперечнике, когда она с ростом уровня воды резко переходит в плоскую местность, здесь может иметь место особо большой эффект неожиданности наводнения. На таких участках подъём воды сопровождается выжиманием масс льда на территорию вдоль берегов бровки, что зачастую сопровождается разрушением различных сооружений на берегах реки.

Если пойма в пределах заторного подъёма воды широкая, то вышедшая из берегов вода течёт в обход скопления льда и приращение подпорного уровня замедляется, а затем и вовсе прекращается. Разность между уровнем воды по кривой расходов подпорного потока (H_3) и отметкой бровки русла (H_n) дают глубину воды в пойме. Очевидно, что $H_3 - H_n = \Delta H_3$ при $Q_3 = Q_n$. Если $Q_3 > Q_n$, глубина пойменного потока увеличивается, но заторный подъём уровня уменьшается и при некотором значении расхода Q_3 становится равным $\theta, \theta t_{ск}$. В этом случае обтекаемое водой скопление льда перестаёт выполнять водоподпорную функцию. Вместе с водой в обход скопления устремляется и битый лёд, что способствует распространению его по пойме, а уровень воды отражает только расход водного потока и объём льда в пойме [105].

Вероятность заторных наводнений зависит от повторяемости заторов, высоты поймы и наивысшего заторного уровня. При низкой пойме и мощных заторах наводнения могут быть почти ежегодно.

5. Распространение зажорных и заторных явлений на реках России

5.1. Зажорные участки рек

Количественные сведения о зажорных и заторных подъемах воды (ΔH_3) и повторяемости зажоров и заторов (p_3) довольно полно представлены в Каталоге заторных и зажорных участков рек [98]. В виде карт — схем эти сведения даны в работах Р.В. Донченко [81,82].

В результате исследования изменений характеристик ΔH_3 и p_3 по территории России выявлены следующие особенности распространения зажоров.

В пределах европейской части страны зажоры наблюдаются на большинстве рек.

Формирование зажоров большой мощности, вызывающее зимние наводнения, наблюдается на реках Кольского полуострова и Неве. Повторяемость зажоров на Неве 100%. Максимальный зажорный подъем уровня 3,4 м образуется при толщине скоплений льда 6-7 м и их пористости 0,3-0,4.

Повышенной зажорностью характеризуются реки бассейнов Белого и Баренцева морей — Северная Двина, Сухона, Вычегла, Печора, Онега, Кемь, Тулома, Поной и др.

На Северной Двине и ее притоках (Сухоне, Пинеге, Вычегде) повторяемость зажоров составляет 90-100 %. Зажорные участки длиной 5-25 км расположены по всей реке от истока до устья. Наибольшие зажорные подъемы уровня наблюдаются на нижних участках Северной Двины - 5,1 м, Сухоне - 4,6 м, Вычегде - 3,3 м, Пинеге - 2,6 м.

Мощные зажоры характерны для Печоры и ее притоков – Ижмы, Сулы, Цильмы, особенно в среднем течение этих рек. Зажорные подъемы уровня воды на Печоре достигают 3,5- 4,2 м, а на притоках — 2,5-2,7 м.

Реки бассейнов Азовского и Каспийского морей характеризуются меньшей зажорностью. Повторяемость зажоров и их мощность здесь ниже, чем на реках северных районов. Зажоры имеют место также на реках Дон и Северный Донец.

Формирование ледяного покрова сопровождается образованием зажоров на реках бассейнов Волги и Урала.

На многих реках юга и юго-запада России, в том числе на Кубани, Тереке и др., вследствие частой смены погодных условий имеют место повторные замерзания и вскрытия, сопровождающиеся зажорно-заторными явлениями. Эта особенность также свойственна нижним бьефам зарегулированных рек, на которых под влиянием суточного регулирования ГЭС происходит непрерывный процесс образования и разрушения ледяного покрова. В местах стабилизации кромки льда почти ежегодно наблюдается формирование зажоров из-за интенсивного шугообразования в приплотинной полынье, а также заторов в период значительных колебаний расходов воды, вызывающих срыв кромки льда.

На реках Сибири формирование ледяного покрова также нередко сопровождается образованием зажоров. В Западной Сибири по интенсивности шугообразования и повторяемости зажорных явлений (80-100 %) выделяются Иртыш и реки Алтая: Бия, Катунь, Томь, Чулым. Максимальные зажорные подъемы уровней воды на этих реках превышают 3 м (Катунь - 3,6, Томь - 5,6 м). В отдельные годы зажорный характер замерзания отмечается на участках повышенных уклонов Верхней и Средней Оби.

Существенная зажорность ($p_3=70-100\%$) вследствие морфологических особенностей русла и суровых погодных условий в период замерзания характерна для Енисея. Интенсивное шугообразование на участках с повышенными скоростями течения способствует формированию скоплений толщиной 3 -5 м в местах сосредоточенного падения. Максимальные зажорные подьёмы в верховье реки достигают 6,3 м, в районе г. Енисейск - 6,5 м и у с. Ярцева - 6,7 м.

Зажоры формируются также на притоках Енисея — реках Тубе, Кане, Мане. Самой шугоносной из притоков является Ангара. Повторяемость зажоров здесь составляет 80-90%. Зажорные подьёмы нередко достигают 3,5 м. Зашугованность русла отмечается по всей длине реки. До строительства Иркутской, Братской и Усть-Илимской ГЭС зажорные скопления имели толщину до 10 м. Максимальные зажорные подьёмы уровня превышали 7 м (с. Невон - 7,0 м, с. Падун - 7,3 м). После создания ГЭС зажоры образуются в их нижних бьефах и в зоне выклинивания подпора уровня водохранилищ. Их подьёмы достигают 5 м.

На Лене и ее притоках развитие процессов зажорообразования несколько ослаблено из-за низкой водности и интенсивного понижения температуры воздуха в период замерзания, способствующего смерзанию шуги и формированию ледяного покрова. Однако в отдельные годы, всё же отмечается образование зажоров и на Лене с подьёмом уровня от 3,5 до 4,0 м. Образование зажоров наблюдается на многих реках бассейна Лены, но зажорные подьёмы уровня небольшие: 1,0-1,5 м.

Замерзание рек Забайкалья и Амурского бассейна сопровождается интенсивным шугообразованием и формированием зажоров на Селенге, Шилке, Аргуни, Амуре и его притоках — Зее, Бурее, Амгуни и др. Возникают они на суженных участках русла, в местах его разветвления на рукава, на перекатах. Зашугованность в отдельные годы превышает 40-50%. Зажорные подьёмы уровня воды на Амуре достигают 3,5-4,4 м, а на других реках - 1, 5-3,0 м.

Интенсивным шугообразованием и формированием зажоров в период замерзания характеризуются реки Сахалина и Камчатки. Зажорные подьёмы здесь составляют 1,5-2,5 м. На многих участках рек Камчатки максимальные зажорные уровни превосходят максимальные уровни весеннего половодья.

5.2. Заторы льда на реках России

Территориальное распространение заторов льда характеризуется усилением интенсивности заторообразовательных процессов к северу и востоку территории России. Большая повторяемость заторов льда (70-100 %) и значительные заторные подьёмы уровня воды (4-6 м) наблюдается на больших реках Сибири вследствие повышенной прочности ледяного покрова, значительной интенсивности снеготаяния и больших расходов воды весеннего половодья [118].

Особенно благоприятные условия формирования заторов весной создаются на Лене в результате не только интенсивного развития половодной волны под влиянием дружной весны, но и почти одновременного вскрытия главной реки и ее притоков [100]. Вскрытие Лены происходит снизу вверх по течению со скоростью в среднем 100 км/сутки. Почти одновременно вскрываются отдельные большие участки (200-300 км). В местах формирования заторов вскрытие задерживается на 5-6 суток. Хотя количество заторных участков уменьшается по длине реки, их

размеры увеличиваются в 5-10 раз, достигая 100-150 км в низовье реки. Наибольшей повторяемостью заторов, количеством заторных участков и их размерами, а также мощностью скоплений льда отличается средняя часть реки. В районе коренного изменения направления ее течения наблюдается наибольший заторный подъем уровня воды (10 м), соответствующий 4-5 - кратной толщине льда перед вскрытием. Ниже по течению его значение постепенно уменьшается (до 4,0-5,0 м), за исключением устьевого участка, на котором образуются наиболее мощные заторные скопления вследствие повышенной прочности и большой толщины льда перед вскрытием (2,0-2,3 м). Естественно, здесь отмечаются и самые большие заторные подъемы уровня воды (9,0-10,5 м).

Часто заторы формируются на притоках Лены - Алдане, Витиме и Олекме. Заторные подьёмы уровня воды на реке Олекма достигают 9,8 м.

На других реках Восточной Сибири (Индибирке, Колыме, Яне) формирование половодья проходит весьма интенсивно, чему способствует дружный характер весны и наличие многолетней мерзлоты. Процесс вскрытия этих рек происходит при большой сопротивляемости ледяного покрова, интенсивном заторообразовании и заторных подъемах уровня воды от 2 до 5 м.

В отличие от рек бассейна Лены вскрытие Енисея и его притоков (Ангары, Средней и Нижней Тунгуски и др.) наблюдается при менее интенсивном формировании весеннего половодья. Процесс вскрытия распространяется по длине р. Енисея со скоростью в среднем около 70 км/сутки. Волна половодья, идущая по Енисею, взламывает ледяной покров, создавая подпор и тем самым, способствуя формированию заторов на нижних участках притоков (Подкаменная Тунгуска, Нижняя Тунгуска).

Заторность на Енисее по частоте, мощности и размерам заторных участков увеличивается от верховьев к устью реки. Наиболее мощные заторные скопления отмечаются у городов Туруханска, Игарки и Дудинки. Не уступают им по мощности отдельные заторы льда в среднем течении реки и даже в верховье, образующиеся на загорных участках, где заторные подъемы достигают 8-9 м.

Реки бассейна Оби отличаются более затяжным характером вскрытия, под влиянием которого значительно снижается прочность ледяного покрова и уменьшается заторность. Крупные заторы, повторяемость которых составляет 60-80%, заторные подъемы уровня - 3-5 м, наблюдаются на верхних участках Оби, Иртыша, Томи. На нижних участках рек снижается количество заторных участков, уменьшаются заторные подьёмы до 1 - 2 м.

Благодаря своеобразию формирования весеннего половодья образованием заторов сопровождается вскрытие р. Амур. Ледоход здесь проходит при низких уровнях, так как снежный покров в бассейне реки невелик, а грунтовое питание в значительной мере задерживается мерзлотными процессами, поэтому весенними паводками не обеспечивается льдотранспортирующая способность потока, достаточная для свободного движения льда большой толщины и прочности. Начинается вскрытие в средней части реки, отличающейся наибольшей приточностью, и распространяется отсюда вверх и вниз по течению. Примерно в то же время начинается вскрытие верховьев. Соответственно распределению толщины льда по длине реки наиболее мощные заторы льда образуются на Верхнем Амуре. Значительное стеснение русла льдом обеспечивает здесь заторные подьёмы до 8-9 м. На Среднем Амуре заторы не отличаются мощностью и устойчивостью, а, кроме того, повторяемость их относительно небольшая. Однако

в отдельные годы заторные подъемы достигают 5 м. На Нижнем Амуре стеснение русла заторным льдом уменьшается, и соответственно снижаются заторные подъемы уровня, максимальные из них не превышают 3,5 м. Заторные явления отмечаются почти на всех реках бассейна Амура, однако наибольшую мощность они имеют на реках Шилке, Амгуни, Уссури. Например, на Уссури они достигают 6 м.

Заторные явления - неотъемлемая составная часть процесса вскрытия рек севера Европейской территории России.

Вскрытие северных рек происходит по двум типам. Первый тип характеризуется разрушением ледяного покрова как путем его таяния под действием солнечной радиации, тепла воздуха и воды, так и за счет механической энергии водного потока. Второй тип вскрытия характеризуется разрушением ледяного покрова в основном в результате динамических нагрузок со стороны потока при достаточно большой интенсивности и скорости перемещения волны половодья. Первый тип вскрытия присущ средним течениям крупных рек, второй – нижним [126].

Значительный объем льда в речных руслах, направление течения и развития волны весеннего половодья, большие скорости течения воды (0,6 м/с и более), множество русловых препятствий для движения льдин в виде излучин, перекаатов, островов – все это создает достаточные условия для образования мощных скоплений льда при вскрытии северных рек. Наиболее интенсивный подъем уровня воды на реках севера наблюдается в начале образования затора. Он может составлять более 3-5 м в течение нескольких часов. В отдельные годы наблюдается непрерывный подъем уровня до максимального значения и прорыва затора. В другие годы в результате подвижек и уплотнения льда в скоплении или похолодания происходит прекращение начавшегося подъема или даже понижение уровня воды. При похолоданиях длительность затора достигает 10-12 суток.

Почти на всех крупных и средних реках севера ЕТР, как правило, наивысшим уровнем является уровень, наблюдавшийся при заторе [98]. Из-за недостатка ледяного материала для своего формирования заторы льда на малых реках, как правило, не образуются.

Образуюсь ежегодно, заторы льда на северных реках нередко обуславливают катастрофические наводнения, приносящие значительный материальный ущерб. Отмечается закономерное увеличение заторности в направлении течения. В нижнем течении рек под влиянием заторных скоплений, достигающих 3-4 кратной толщины ледяного покрова перед вскрытием, происходит значительное стеснение льдом русла, определяющее заторные подъемы уровня воды на 3-6 м.

Северная Двина известна мощными заторами в районе дельты. В 1961 году в результате мощного затора льда было затоплено около половины города Архангельска. В 1966 году за счет образования мощных заторов на р. Печоре был частично подтоплен Нарьян-Мар. Серьезные проблемы заторы льда создают на реке Сухона у города Великий Устюг. Последние большие наводнения в городе случились весной 1998, 2005, 2010 годов.

Повышенной заторностью, как отмечалось выше, характеризуется как река Печора, так и ее притоки Ижма и Уса, особенно в средней части их течения, где заторные подъемы воды достигают 6-9 м.

В пределах Европейской территории России повышенная заторность присуща не только северным рекам, но и рекам Северо-западного района - Великой, Ловати, Мсте, Ояти, а также рекам Кольского полуострова — Поною и др.

На реках Кольского полуострова заторы образуются главным образом в устьях рек. Заторные участки небольшие, длиной преимущественно 3–5 км. Заторные подъемы уровней достигают 5-8 м.

Вскрытие рек центральных и восточных районов Европейской части страны носит относительно бурный характер и происходит при подъемах уровня, близких к максимумам половодья. Интенсивный ледоход нередко сопровождается заторами. Вследствие сравнительно небольшой толщины и прочности ледяного покрова заторные подъемы на реках бассейна Дона, Оки, Камы и Урала не превышают 2-3 м. Повторяемость заторов льда небольшая (20-30%).

Реки южных районов вскрываются на ранней стадии весеннего половодья при относительно низких уровнях. Разрушение ледяного покрова происходит здесь, главным образом, под воздействием тепла солнечной радиации и заторы льда почти не наблюдаются.

5.3. Зажоры льда на реке Нева

Как следует из данных «Каталога наибольших зажоров льда на реках России» (прил. А), составленном в результате систематизации и обобщения количественных характеристик зажоров, содержащихся в «Каталоге заторных и зажорных участков рек СССР» [98], самыми зажорными реками России являются Ангара и Нева (рис. 5.1). На Неве расположен один из крупнейших городов страны – Санкт-Петербург, который периодически подвергается нагонным и зажорным наводнениям.



Рис. 5.1. Река Нева от истока до устья.

В нижнем течении Невы большой подъем уровня воды в реке связан как с распространением вверх по течению длинной волны, которая формируется глубокими циклонами над Балтикой, так и с зажорами льда, образующимися в

процессе замерзания Невы почти ежегодно. Если с возведением защитных сооружений по линии Горская - Кронштадт - Ломоносов опасность нагонных наводнений исключена, то угроза наводнений зажорного происхождения остается.

Наиболее мощные зажоры льда при замерзании Невы отмечались на участке от моста Александра Невского до с. Усть-Ижора зимой 1928-1929 г.г. (рис. 5.2). Повторяемость зажоров на этом участке составляет 65%. Ниже моста Александра Невского вероятность зажоров невелика: 10%.

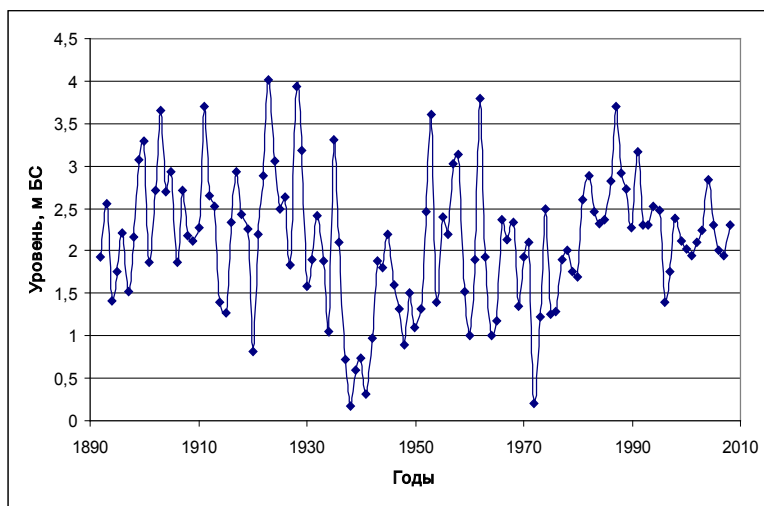


Рис. 5.2. Многолетние изменения максимальных зажорных уровней воды р. Невы у з-да " Большевик".

При сопоставлении момента возникновения зажора с ходом температуры воздуха (рис. 5.3) видно, что зажор начинается после накопления определенной суммы отрицательных температур, соответствующей началу ледостава в устье Невы и образованию объема льда, достаточного для протекания процесса замерзания. Между суммой отрицательных температур воздуха накануне зажора и интенсивностью последнего имеется безусловная связь. Началу интенсивного зажорообразования предшествует накопление большой суммы отрицательных температур воздуха.

Другое условие начала процесса зажорообразования – это резкий перелом в ходе температуры от понижения к повышению. Температура воздуха в момент перехода к большим значениям обычно минус 5 - минус 7^оС, но может быть и минус 10 – минус 13^оС. Развивается же процесс при температурах, близких к 0^оС. Но иногда зажоры бывают и при довольно низких температурах, как, например, 8-13 декабря 1987 года (рис. 5.3).

Имеющие место в период замерзания Невы восточные и северо-восточные ветры увеличивают силу воздействия на лед в направлении течения и торошение льда у кромки ледяного покрова. При замерзании р. Невы неоднократно наблюдались случаи, когда ветер со скоростью 10-15 м/с в направлении течения вызывал срыв кромки льда и отступление ее вниз по реке на 4-6 км. С ветрами

указанных направлений связано также поступление дополнительного объема льда в Неву из Ладоги [150].

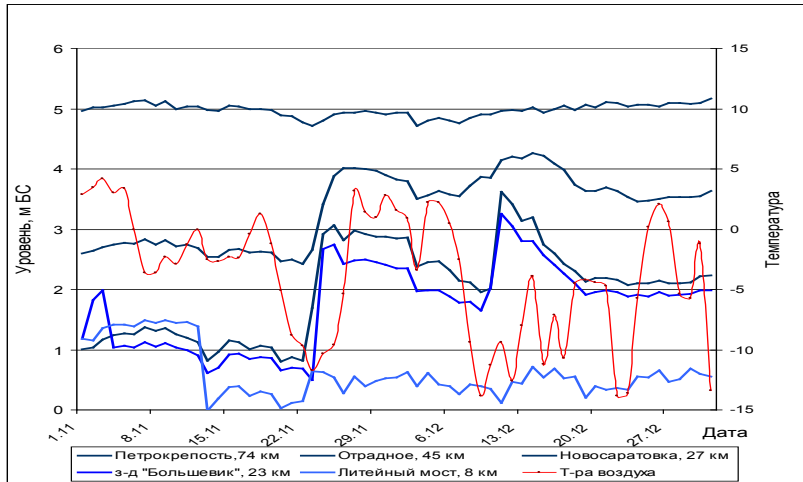


Рис. 5.3. Изменения уровней воды р. Невы и температуры воздуха в г. С.-Петербурге в начале зимы 1987-88 г.г.

Вместе с тем, эти ветры связаны с антициклональным типом погоды [124], поэтому замерзание реки в период их действия происходит на фоне относительно низких уровней воды и температур воздуха, что не благоприятствует развитию зажоров. Западные и юго-восточные ветры оказывают противоположное воздействие и сопровождаются обратными эффектами.

Важным условием зажоров является наличие выше кромки устойчивого ледяного покрова значительной протяженности непрерывного сплошного неподвижного или движущегося ковра, состоящего из несмерзшихся между собой кристаллов шуги и льдин. Такой континуум формируется при динамике водных масс и погоде, благоприятных для образования внутриводного льда и шуги на большей части реки и прилегающей к истоку части Ладожского озера. Преобладанию при указанных выше условиях внутриводного льда и шуги в составе материала, формирующего зажор, способствует небольшая длина ледообразующего участка р. Невы и расположенные в верхней части реки Ивановские пороги, которые являются своеобразной фабрикой шуги [87].

Зажоры льда на Неве образуются почти ежегодно. При этом решающая роль принадлежит расходу воды. Расход воды (Q) является численным показателем динамического фактора образования зажоров льда на Неве. Мощность зажоров находится в прямой зависимости от расхода воды, который обуславливает влекущую силу водного потока. Мощные устойчивые зажоры льда отмечаются лишь в многоводные годы, т. е. при высоком стоянии уровня Ладоги. В период замерзания р. Невы, т.е. в ноябре-январе месяце, расход воды находится в пределах от 800 до 3800 м³/с [150].

Изменение расхода воды р. Невы в период замерзания из-за регулирующей роли Ладоги вообще-то незначительно. Гораздо существеннее оно от года к году

(рис. 5.4), что используются в существующих методиках прогнозов максимальных зажорных уровней воды Невы [44,85,97].

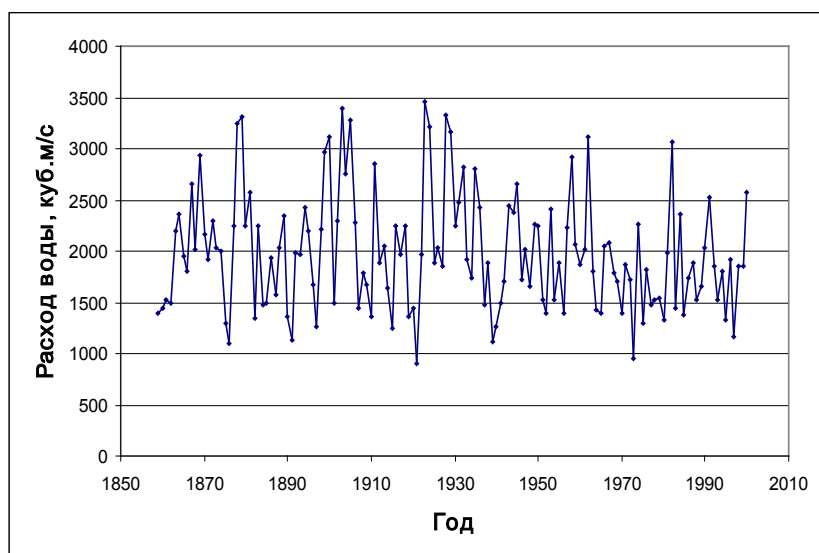


Рис. 5.4. Многолетняя изменчивость расходов воды Невы при её замерзании.

Необходимым условием зажоров является достаточная масса льда, участвующего в процессе зажорообразования. Сток льда, преимущественно зависит от температуры воздуха и расхода воды. Существенное влияние, как отмечалось выше, оказывает выход ледяного материала из Ладожского озера. При ладожском ледоходе самая благоприятная для формирования зажора льда температура воздуха $-4...-6^{\circ}$, а без ладожского льда $-7...-10^{\circ}$.

Средняя дата зажоров – 10 декабря, ранняя – 12 ноября, а поздняя – 8 января. Очагом зажорного скопления, которое формируется путем подвижек, служит место перелома продольного профиля на 15-м км. Выше этого места располагается тело зажора, длина которого от года к году может изменяться. Чаще всего хвост зажора находится у Невского лесопарка, выше которого по течению располагается зона подпора.

За историю Петербурга на 22-километровом участке выше Большеохтинского (Петра Великого) моста наблюдалось свыше 80 зажорных наводнений. Подъем уровня воды из-за стеснения русла реки рыхлым льдом достигает иногда 3,0-3,5 м, а на участке выше Володарского моста максимальные зажорные уровни превышают нагонные.

Подъемы воды, вызываемые зажорами, ведут к затоплению многих участков прибрежной зоны. При мощных зажорах с повторяемостью максимального уровня 1 раз в 20-25 лет и реже ($Z_{крит} = 3,00$ м БС) подвергается затоплению и подтоплению прибрежная территория вдоль Невы и ее притоков - Ижоры, Славянки и Тосны, - большая часть которой плотно застроена; на этой территории находится ряд промышленных предприятий, включая з-д «Большевик». Затопливается территория

площадью 2,5-3,0 км², повреждаются причалы, набережные, водозаборы и пр. По данным столетних наблюдений продолжительность стояния высоких зажорных уровней иногда превышает 30 дней.

Зимой 1928-29 г.г. максимальный зажорный уровень был наивысшим за все годы наблюдений. Существенная волна холода, вызвавшая повсеместное появление льда, наблюдалась с 11 и до 17 декабря, при этом температура воздуха понижалась от -2 до -9°С. С 17 по 22 декабря происходило медленное повышение температуры до 0°.

Кромка ледостава прошла з-д «Большевик» (23 км от устья реки) 18 декабря и 20 декабря находилась на 26 км от устья, после чего произошла подвижка и 21 декабря кромка отошла к 21-му км от устья. С 23 декабря температура воздуха снова понизилась до -5° и кромка ледостава продвинулась к 24 декабря на 24 км от устья. На 24-25 км кромка стояла до 28 декабря, а к 29 декабря в результате понижения температуры воздуха до -10°, прошла Усть-Ижору.

Подъём уровня у з-да «Большевик» начался 14 декабря, а пик наступивший 21 декабря, составил 404 см БС. Оттепель, наблюдавшаяся с 26 по 28 декабря, не привела к вторичной подвижке. С 29 декабря до конца января сохранялась морозная погода (-12...-20°) и уровень воды интенсивно снижался.

5.4. Зажоры и заторы на Кубани

Уникальны условия формирования зимних наводнений в нижнем течении Кубани (рис.5.5). Наиболее мощные заторы образуются здесь, когда при вскрытии реки в ледоходе участвует более или менее значительное количество льда. Анализ данных многолетних гидрологических наблюдений на этом участке реки Кубань показал, что для образования мощных заторов здесь все же нет необходимых объемов льда и скоростей течения воды. При протяженности ледосборного участка 100 км и двухслойном скоплении льдин длина последнего, от которой, наряду с его толщиной, зависит заторный подъём уровня воды, составит 50, трехслойном – 33,3 и четырехслойном - 25 км. Наибольшая толщина ледяного покрова в нижнем течении Кубани, не достигающая 0,5 м, также не способствует участию в ледоходе и процессе заторообразования достаточного объема льда.

Многослойное скопление льда образуется тогда, когда поверхностная скорость течения воды при вскрытии реки значительная (0,6 м/с и более). Только при этом отмечаются торшение льдин и подсов их друг под друга.

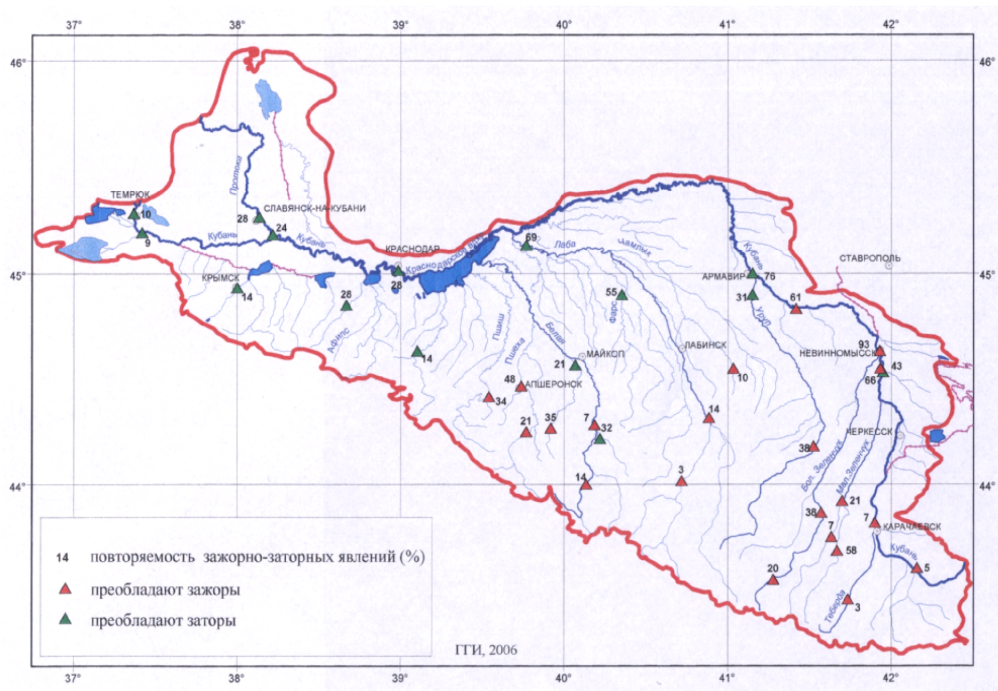


Рис. 5.5. Карта повторяемости зажорно-заторных явлений на реках бассейна Кубани.

Вклад водности в формирование заторного максимума уровня воды Кубани равен 0,4. Существенное влияние на высоту максимальных заторных уровней воды оказывает также температурный режим в период вскрытия реки. При похолодании до минус 2 - минус 5 °С перемещение кромки ледяного покрова вниз по реке прекращается, а в месте остановки резко уменьшается ледо- и водопропускная способность русла и возрастает уровень воды.

В настоящее время естественный ледосборный участок нижнего течения Кубани разделен на части Краснодарским, Федоровским и Тиховским гидроузлами, существенно ограничивающими возможность сплава достаточного количества льда к потенциальным очагам заторов. Процесс вскрытия реки и заторообразования – это процесс последовательного перемещения вниз по течению кромки ледяного покрова и масс восторошенного льда у нее. Гидроузлы нарушают развитие этого процесса. Поэтому места очагов более или менее мощных заторов льда на рассматриваемом участке Кубани приурочены к нижним частям ледосборных участков, ограниченных гидроузлами, и устьями проток реки. Даже при большом расходе воды, обуславливающим достаточную для торошения льдин скорость течения в период вскрытия реки, в верхних бьефах гидроузлов и дельте формируются относительно небольшой длины, скорее однослойные, скопления льда. В дельте реки дополнительными факторами подъема уровня воды в зимний период являются засоренность русла упавшими в него деревьями, отложение наносов, наконец, забитость морским льдом мелководья на взморье Чайкинского гирла Темрюкского залива, в результате чего формируется ледяная низконапорная плотина. Выше ее образуется зона подпора воды длиной 30 -75 км. При такой

длине этой зоны в ней оказывается территория, подвергшаяся затоплению в январе 2002 года [89].

Значительное влияние на процесс заторообразования в нижнем течении р. Кубань оказывают также направление и скорость ветра. Сильный северо-западный ветер при наличии льда в Азовском море приводит к формированию мощных навалов льда на бере, закупоривающих выход кубанской воды в море. Ледяная плотина возникает при наличии ледяного покрова в Азовском море и сильном продолжительном северном ветре, взламывающем менее прочный соленый морской лед раньше, чем на реке, и создающем нагон воды и торосы льда на мелководье у устья рукава Петрушин. Такая ледовая ситуация крайне редка: ее повторяемость находится в пределах от одного раза в 300 до одного раза в 100 лет.

Ледовая ситуация, создавшаяся в январе 2002 года, соответствует очень редкому набору и сочетанию гидрометеорологических факторов, ее обусловивших. Анализ условий формирования январского наводнения 2002 года показывает, что вероятность такой ситуации увеличивается в случае толщины ледяного покрова более 0,3 м, отрицательной температуры воздуха в день составления прогноза или за 1-2 суток до него, наконец, сбросного расхода воды Краснодарского гидроузла $Q_{кр.гв} \geq 700 \text{ м}^3/\text{с}$.

Зимой 2001-02 г.г. природные предпосылки для образования опасных ледовых явлений усугубились антропогенным фактором. Так, в ходе предупаводочной сработки Краснодарского водохранилища сбросные расходы воды превысили водопропускную способность русла при наличии в нем скоплений льда, что привело к подъему уровня воды выше прирусловых валов, предназначенных для защиты от наводнений, обусловленных паводками в условиях свободной ото льда реки. Вода переливалась через валы, а также уходила через образовавшиеся в них прораны.

Краснодарский гидроузел и его водохранилище приняты в эксплуатацию Государственной комиссией в ноябре 1975 года. Одной из основных его задач является ликвидация угрозы наводнения ниже по течению Кубани на территории общей площадью 600 тыс.га. Противопаводковая емкость водохранилища по проекту в 652 млн. м^3 и поверхностный водосброс обеспечивают уменьшение максимального паводкового расхода 0,1 % вероятности превышения 3230 $\text{м}^3/\text{с}$ практически вдвое: до 1500 $\text{м}^3/\text{с}$.

Паводковый режим попусков в нижний бьеф Краснодарского гидроузла вступает в силу при заполнении водохранилища выше отметок сбросовой линии (НПУ в период декабрь-август и 30,0 м БС в период сентябрь-ноябрь). Он заключается в установлении транзитного сброса всего приточного расхода, но таким образом, чтобы суммарный расход воды р. Кубань ниже водозабора Петровско-Анастасиевской ОС (ПАОС) и в истоке рукава Протока с учетом сброса из Шапсугского водохранилища был не более чем 1500 $\text{м}^3/\text{с}$ в мае-августе и 1200 $\text{м}^3/\text{с}$ в сентябре-апреле. То есть для зимнего периода вводится коэффициент, равный 0,8. Если уровень воды в водохранилище повышается и дальше до отметки 34,0 м, то сбросной расход все же увеличивается с обеспечением транзитного пропуска его части (до 300 $\text{м}^3/\text{с}$) через системы самотечного питания и сброса рисовых систем массива Марьяно-Чебургольской ОС и ПАОС. О сбросе более 1200 $\text{м}^3/\text{с}$ ФГУ «Краснодарское водохранилище» ставит в известность все заинтересованные организации. Такой режим работы гидроузла поддерживается вплоть до полного заполнения противопаводочной призмы водохранилища и

достижения уровнем воды отметки ФУ, равной 35,23 м БС. Далее открываются все пролеты водосброса гидроузла с рыбоприемником и судоходным шлюзом, что позволяет пропустить наибольший расход 2000 м³/с. В этом случае происходит затопление защищаемой территории, а если приток воды в водохранилище увеличивается и дальше, то не гарантируется устойчивость напорного фронта гидроузла.

В течение 26 лет до зимы 2001-2002 года Краснодарский гидроузел и его водохранилище успешно выполняли свою противопаводковую функцию. Зимой 2001-2002 года наводнение все же случилось.

Максимальный сброс воды из Краснодарского водохранилища был произведен 9 января после достижения уровнем отметки НПУ на фоне увеличивающегося притока воды в водоем, обусловленном интенсивными атмосферными осадками при положительной температуре воздуха. Расход р Кубани в результате сброса воды из Краснодарского, Шапсугского и Варнавинского водохранилищ составил 950 м³/с. Накануне 3 января он достиг значения 990 м³/с при сбросе из Краснодарского водохранилища, равном 480 м³/с. И, несмотря на это, прохождение такого расхода по реке и ее рукавам наводнения в нижнем течении не вызвало. Наводнение произошло позже, 10 января, примерно при том же расходе Кубани, но при изменившихся погодных и ледовых условиях. Уже с 1 января произошло понижение температуры воздуха до отрицательных средних суточных значений, а вместе с ним и последующее прекращение дождей и притока воды в водохранилища. В Азовском море сильный продолжительный северный ветер взломал раньше, чем на реке, менее прочный соленый лед и создал торосы на мелководье бара у устья рукава Петрушин. Ледяная плотина в устье рукава и значительное гидравлическое сопротивление нижней поверхности прочного речного ледяного покрова привели к снижению зимнего коэффициента с 0,8 (3 января) до 0,45 (18 января) и подъему воды в реке, однако ниже уровня, соответствующего по летней кривой расходов расходу 1500 м³/с, на который рассчитаны дамбы вдоль русла Кубани. С 5 января при сбросном расходе 500 м³/с. уровень воды в Краснодарском водохранилище стабилизировался, и необходимость в увеличении сброса отпала. Однако сброс воды из Краснодарского водохранилища увеличивался до 10 января, что и привело даже при снижении сбросов из Шапсугского и Варнавинского водохранилищ к наводнению, с первым максимумом уровня 10 января и последующим - 18 января.

При январском наводнении 2002 года на Кубани были затоплены: часть города Темрюк, поселки, хутора и земельные угодья, прилегающие к реке. В зоне затопления оказались 984 дома (полностью разрушены 325). Пострадало 3283 человека, материальный ущерб составил 1,7 млрд. рублей [89].

5.5. Затопления на реке Лена

Климатические, морфометрические и гидрологические условия Лены своеобразны и изменчивы, как в пространстве, так и во времени. Суровый климат, определяющий большие объемы льда в русле; формирование в верховье волны половодья, вскрывающей реку сверху вниз по течению; благоприятная морфология – большое количество русловых образований, излучин и перекатов –

все это создает необходимые условия для образования заторов льда по всей длине реки.

Отличительными особенностями процесса образования заторов льда на Лене являются:

– толстый ледяной покров в период заторообразования, достигающий 150 – 200 см, (на других крупных реках Сибири наибольшая толщина льда в этот период достигает 100 – 150 см, а на реках европейской территории России 70 – 80 см);

– большие скорости течения воды в период вскрытия реки, составляющие при дружной весне и интенсивном развитии волны половодья в среднем 1,0 – 2,0 м/с, при которых вскрытие происходит со скоростью 100 и более километров в сутки (табл. 5.1).

Таблица 5.1

Скорость перемещения кромки ледяного покрова при вскрытии р. Лена (километры в сутки)

Участок реки	Скорость вскрытия		
	средняя	наибольшая	Наименьшая
Жигалово - Витим	119	217	68
Витим – Кангаласцы	127	316	78
Намцы - Кюсюр	90	178	56

На других реках России кромка ледяного покрова перемещается за сутки вниз по течению в процессе вскрытия на 50 – 70 километров в сутки.

Большое количество льда, находящегося весной в интенсивном движении на Лене – главная причина частых и мощных заторов льда, приводящих к значительным наводнениям.

Вскрытие Лены начинается с южных её частей, где раньше происходит потепление, больше уклон русла и меньше толщина ледяного покрова. В результате разрушения ледяного покрова освобождаются первые объемы воды, формирующие у кромки льда волну половодья. По мере продвижения волны вниз по течению увеличивается ее объем и высота. Основным источником питания при этом являются большие объемы талых вод, а также дождевые осадки.

Горный рельеф и повсеместное наличие вечной мерзлоты, способствует быстрому сбросу воды в русловую сеть. Решающим фактором, обуславливающим особенности формирования весеннего половодья в бассейне Лены, является

высота водосбора. Волна половодья, начинающая вскрывать Лену в ее верховье и её приток Киренгу, формируется в бассейнах рек со средней высотой водосборов около 800 м. Формирование половодья на реках бассейна р. Витим, со средними высотами от 1000 до 1200 м, запаздывает по сравнению с Верхней Леной приблизительно на неделю. Поэтому ледоход в нижнем течении Витима начинается в среднем на 6 суток позже вскрытия Лены в месте впадения этого крупнейшего притока. В результате такого запаздывания те объемы воды и льда, которые выносятся Витимом в Лену, почти не принимают участия в формировании первой волны половодья на ней, которая сопровождается ледоходом и образованием заторов льда ниже по течению от места впадения притока.

На реке Олёкма, средняя высота водосбора которой составляет 800 – 900 м, половодье, напротив, формируется одновременно с верхнеленским. Однако в результате более быстрого продвижения его волны по Олёкме из-за её большего уклона, низовья последней вскрываются в среднем на пять суток раньше, чем происходит вскрытие верхней Лены. В результате выход олёкминской волны половодья обуславливает ледоход на участке р. Лена протяженностью 100 – 150 км, сопровождающийся формированием заторов льда. Часто наблюдаются случаи продвижения олёкминской волны под ледяным покровом Лены. При этом возникают так называемые местные подвижки льда на большом удалении (до 500 – 600 км) от устья р. Олёкма. В годы с очень дружным развитием половодья происходит интерференция ленской и олёкминской волн половодья. Тогда отмечается интенсивное образование заторов льда у столицы Якутии - города Якутск с высокими мгновенными и среднесуточными заторными уровнями воды.

Первая волна половодья, вскрывающая р. Алдан, формируется почти синхронно с волной, проходящей по Лене. Только в отдельные годы Алдан вскрывается раньше Лены в районе его впадения. В этих случаях в месте впадения Алдана в Лену формируются заторы льда, сопровождающиеся наводнениями. Синхронность развития половодья на Алдане и прилегающем участке Лены обусловлена одинаковыми средними высотами водосборов и близким по направлению течением.

Чаще всего заторы льда на Лене формируются на пике первой волны половодья. При этом доля ледовой составляющей в общем заторном подъеме уровня над минимальным зимним уровнем (A_3) колеблется в диапазоне от 15 до 20 % для участков с широкой поймой и от 50 до 60 % для беспойменных участков. Эта доля зависит также от уклона речного участка, где образуется затор льда и равномерности распределения толщины льда на ледосборном участке (рис. 5.6). Как правило, заторы образуются у массивов ледяного покрова повышенной толщины. Здесь же формируются и более высокие заторные уровни воды.

Анализ условий формирования катастрофических заторных наводнений на Лене показывает, что они являются результатом редкого сочетания факторов процесса заторообразования, возможно, связанных с изменением современного климата. Общими факторами всех наводнений были значительная увлажненность водосбора реки осенью, большая толщина ледяного покрова, интенсивное снеготаяние весной, избыточные осадки в период формирования половодья и,

наконец, резкий контраст температур воздуха в месте заторообразования и в верхней части речного бассейна (рис. 5.7).

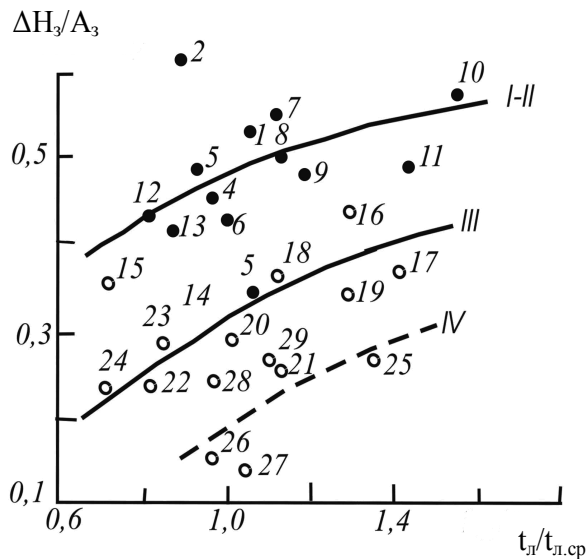


Рис. 5.6. График связи относительных заторных подъемов уровней воды и относительной толщины ледяного покрова для характерных участков р. Лены (I – IV) (у точек номера г/п) [99].

Характерным является наводнение 2001 года в городе Ленск. Зима 2000/2001 годов на территории Якутии была холодной. Отрицательные аномалии температуры воздуха наиболее отчетливо проявились именно в Ленском административном районе. Сумма отрицательных температур воздуха за время ледостава на рассматриваемом участке Лены оказалась второй в 65 –летнем ряду наблюдений, уступив только аналогичной сумме за зиму 1968/69 годов. Толщина льда на реке Лене выше Ленска к концу зимы составила 75 – 105 см, а на участке г. Ленск - с. Нюя - 150 – 190 см. Эти значения превысили средние многолетние величины на 10 – 30 см. Запасы воды в снежном покрове перед началом снеготаяния в бассейне Верхней Лены на территории Иркутской области составили 100 – 140 % от нормы. В сочетании с высокими, до 27 – 29 °С, температурами воздуха весной 2001 года они обусловили формирование волны половодья с расходами воды близкими по величине к их наибольшим историческим значениям.

Условия формирования весеннего половодья и вскрытие Лены в верховье и на ее притоках определяют потенциальный максимум затороформирующего расхода у кромки ледяного покрова перемещающийся вниз по течению в процессе вскрытия реки. Фактический расход, формирующий затор у Ленска, зависит от условий замерзания реки, толщины ледяного покрова в месте заторообразования и степени тепловой подготовки его к вскрытию.

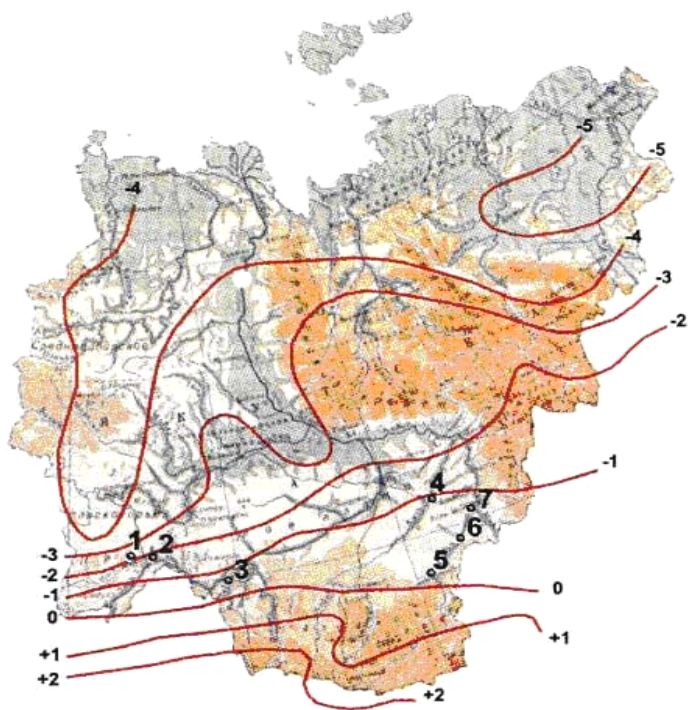


Рис. 5.7. Относительные отклонения температуры воздуха (в градусах Цельсия) от средних многолетних значений за вторую декаду мая 1998 года в бассейне рек Якутии и место положение участков формирования мощных заторов льда [103].

1 – р. Нюя – с. Орто – Наахара, 2 – р. Лена – г. Ленск, 3 – р. Тяня – с. Тяня, 4 – р. Амга – с. Терюдь, 5 – р. Алдан – с. Учур, 6 – р. Алдан – с. Усть – Миль, 7 – р. Алдан – с. Усть – Мая.

Когда осенняя водность Лены большая, ее замерзание происходит после длительного шугохода, с заносом шуги под кромку ледяного покрова, медленно перемещающуюся по течению. В результате этого, русло стесняется плотным скоплением шуги, и ледостав наступает при высоком уровне воды, при котором ледяной покров смерзается с берегом. В дальнейшем весной река вскрывается только после отрыва ледяного покрова от берегов.

Понятно, что чем выше уровень воды при замерзании, тем больше весной нужен расход воды для отрыва ледяного покрова от берегов. Правда на Лене, где замерзание происходит при очень низких отрицательных температурах воздуха и относительно быстром перемещении кромки ледяного покрова вверх по течению, существенных зажоров не образуется и влияние условий замерзания на дальнейший режим вскрытия невелико.

Преимущественную роль в процессе заторообразования на Лене играют погодные условия в период подготовки ледяного покрова к вскрытию. Затор образуется, если речной поток испытывает недостаток кинетической энергии для взлома ледяного покрова, расположенного ниже по течению участка.

Прочность льда убывает с момента устойчивого перехода теплового баланса ледяного покрова от отрицательных значений к положительным, что происходит, когда температура воздуха начнет превышать минус 2°C и на льду стает снег. С этого времени лед начинает интенсивно разрушаться под воздействием солнечной радиацией, которая нарушает связи между кристаллами льда. При понижении температуры воздуха, особенно до отрицательных значений, прочность льда снова увеличивается.

После вскрытия реки возрастает расход воды, а прочность льда чаще всего уменьшается. От прочности льда в период ледохода зависят размеры льдин, участвующих в процессе заторообразования и целый ряд физико-механических характеристик, определяющих устойчивость скопления льдин, находящихся в сжатом состоянии у кромки ненарушенного ледяного покрова. Чем прочнее лед, тем больше размер льдин, слагающих затор, и прочнее кромка нижележащего ледяного покрова, тем устойчивее скопление льда, которое прорывается только при достаточно большом расходе воды. Он зависит от температурных условий процесса заторообразования. В зависимости от минимальной средней суточной температуры воздуха ($\theta_{\text{мин}}$) в период затора и средней температурой воздуха в подготовительный перед вскрытием период ($\theta_{\text{ср}}$) в работе [101] выделяются «холодный» и «теплый» типы условий формирования и разрушения заторов льда на Лене у Ленска.

Как отмечалось выше, одним из самых значительных заторных наводнений в России в начале XXI было наводнение на р. Лена у г. Ленск весной 2001 года [102]. Этому способствовало то, что в эту зиму река замерзала при очень высоких уровнях воды. У Ленска уровень воды в начале ледостава на 1 м был выше среднего многолетнего. Кроме того, зимой 2000 – 2001 годов отрицательные аномалии температуры воздуха были наибольшими именно в этой районе САХА Якутии. Поэтому толщина ледяного покрова на участке г. Ленск - с. Нюя существенно превысила средние многолетние значения. Сочетание превысивших норму снеготпасов в бассейне Верхней Лены и высоких температур воздуха весной 2001 года обусловило формирование волны половодья с близкими по величине к наибольшим историческим расходами воды.

Образовавшийся на реке Лена мощный затор ниже города Ленска повлек настоящую беду. Город с 28-тысячным населением, несмотря на то, что он расположен на довольно высоком берегу, ушел под воду. Значительный ущерб нанесен 59 населенным пунктам, полностью были разрушены с. Бордой в Томпонском улусе и с. Салдыкель в Ленском улусе. Пострадало 38658 человек, 118 76 семей, 8564 домов, 265 объектов соцкультбыта, 304 объекта коммунального хозяйства, 261 объектов транспорта, 45 объектов связи, 293 объекта промышленности, 320 объектов сельского хозяйства, 144 объекта энергетики, 152 объекта торговли. Разрушено и смыто 46 мостов, 52 гидротехнических сооружений, более 200 км линий электропередач. Погибло 552 голов крупного рогатого скота, 42 головы лошадей, 1363 голов свиней. Общая сумма ущерба составила - 7 080 837,1 тыс. руб.

6 Наблюдения за процессами зажоро - и заторообразования

Зажоры и заторы льда влияют на уровенный режим реки в пределах ограниченных участков и поэтому существующей сети постоянно действующих гидрологических постов на реках (расположение которых подчинено, прежде всего, задаче учета стока воды) недостаточно для полной характеристики этих явлений между постами. Разнообразие местных погодных, водных, термических, ледовых и морфометрических условий служит причиной большой изменчивости интенсивности процессов зажоро - и заторообразования по длине рек. Длина участка между гидрологическими постами, приемлемая для мониторинга зажоров и заторов не должна превышать 10 км. Среднее же расстояние между постами на реках России составляет 150 км. Подавляющее большинство постов расположено на относительно прямолинейных участках вне зон разветвления русла, островов, поворотов, мест перелома продольного профиля реки, т.е. вне зон образования скоплений льда. Если ход уровня воды на посту оказывается под влиянием образовавшегося ниже по реке зажора или затора, то трудно определить в какой мере наблюдения на посту отражают максимальный зажорный (заторный) подъем уровня воды. Поэтому так велико значение организации детальных экспедиционных исследований зажоров и заторов, включающей создание дополнительных (временных) постов, нивелировку участков реки, где образовалось скопление льда. В задачу проведения наблюдений входит получение следующих сведений и характеристик [35, 176]:

- границы расположения скопления льда;
- перепад уровней воды на речном участке;
- объем льда в скоплении;
- особенности строения скопления льда;
- сведения об ущербе от зажора (затора) и эффективности мероприятий по борьбе с ним.

В состав наблюдений включаются:

- наблюдения за замерзанием речного участка, где формируются зажоры и заторы;
- рекогносцировочное обследование ледосборного участка при ледоставе с выполнением ледомерной съемки;
- наблюдения за уровнями воды и уклонами водной поверхности;
- наблюдения за стоком льда в период вскрытия реки;
- маршрутные наземные и авианаблюдения за процессом вскрытия реки.

Наблюдения за ледовой обстановкой в период замерзания производятся на постоянно действующем гидрологическом посту речного участка. Дополнительно ведутся наблюдения на временных постах, организуемых в период замерзания реки и рекогносцировочные обследования участка с целью выявления мест осеннего торошения льда и зажорных скоплений.

Рекогносцировка ледовой обстановки производится и в предвесенний период, а по данным ледомерной съемки определяется запас ледяного материала и выявляются места с аномальными толщинами ледяного покрова.

При исследовании заторов льда, формирующихся в одном и том же месте или в пределах короткого участка реки, а также скоплений льда вблизи крупных

водных объектов и населенных пунктов, наблюдения организуются и весной на сети временных постов.

Наблюдения на сети постов, расположенных в пределах заторного участка, производятся с целью определения продольного профиля водной поверхности при заторе, динамики развития и разрушения затора. Сеть из нескольких временных постов оборуодуется на участке наиболее вероятного образования затора.

Временные посты для изучения зажоров и заторов с постоянным местоположением размещаются по следующей схеме: по одному посту ниже скопления льда и в зоне подпора, два – три поста непосредственно на участке скопления. Посты должны быть свайного типа и размещаться в местах, защищенных от навалов льда.

На постоянных и временных постах производятся наблюдения за уровнем воды, ледовой обстановкой, стоком льда и подвижками ледяного покрова. Наблюдения на временных постах начинаются с момента появления признаков начала замерзания (появление сала, шуги, заберегов) и вскрытия (закраины, вода на льду), а также начала подъема воды (когда подъем уровня над устойчивым горизонтом межени достигает 0,5 м). Наблюдения ведутся через 4 часа, включая и стандартные сроки. При угрозе подъема уровня воды до опасных отметок начинаются ежечасные наблюдения, а для их обеспечения в ночное время река освещается ракетами. Для удобства наблюдений за подвижками льда створы постов размечаются вехами. Регистрируются время подвижек и длина пути перемещения ледяных масс.

Специализированные экспедиционные работы помимо стандартных видов наблюдений в свой состав включают также

- ледемерные съемки на исследуемых речных участках в период ледостава с использованием механизированных буров или радиолокаторов;
- испытания на прочность образцов льда, причем как образцов малого размера, так и ледяных клавиш шириной до одного метра и длиной - до трех;
- описание структуры и текстуры льда;
- наблюдения за условиями возникновения трещин в ледяном покрове и характером образования, формой, размерами русловых и береговых навалов льда в зонах образования скопления льда;
- учащенные наблюдения за интенсивностью ледохода с целью определения расхода и баланса льда на исследуемых участках реки;
- наблюдения за характером взаимодействия льдин с кромкой ледяного покрова с целью количественного описания условий подныривания льдин под кромку ледяного покрова и напоззания их на кромку;
- картирование ледовой обстановки с борта воздушного судна и проведение аэрофотосъемок с целью выявления ее динамики на исследуемом и граничащих участках реки.

Авианаблюдения и аэрофотосъемки проводятся при скорости полета 100-140 км/час и высоте 400-600 м. Их проведение целесообразно совмещать во времени с проведением наземных маршрутных обследований ледовой обстановки и возможных последствий её изменений (затопления территорий, повреждения гидротехнических сооружений, размыва транспортных магистралей и т.п.).

Анализ материалов аэрофотосъемок позволяет установить наличие цепочки зажоров или заторов, ее размеры, охарактеризовать особенности

перераспределения стока льда по рукавам, размеры зон напряженного состояния скопления льда, его строение.

При аэрофотосъемке ледовой обстановки на реке ширина полосы S и высота полета h могут быть определены как функция длины фокуса L применяемой фотокамеры и эффективной ширины b кадра пленки:

$$h/S = L/b \quad . \quad (6.1)$$

Поскольку величина L/b является постоянной для фотокамеры и равна 1,0, то ширина полосы съемки равна высоте полета. Посредством повторных аэрофотосъемок можно определить скорость движения льда, а также скорости перемещения вверх по реке верхней границы скопления льда ($V_{ск}$) и смещения верхней границы участка с густым и средним ледоходом ($V_{л}$). Если известна средняя толщина льдин, то могут быть вычислены по формуле (3.15) расход льда и возможная длина скопления льда.

В периоды зажоро - и заторообразования авиаобследования производятся с частотой 1–2 суток, а в исключительно сложных ледовых ситуациях – дважды в сутки. При этом желательно использование вертолетов, что позволяет небольшому экспедиционному отряду, высаживаясь на берегу (или островах) в разных точках по длине речного участка, оперативно измерять уровни воды путем временной привязки отметок уреза к различным сооружениям (домам, телеграфным столбам и т.п.).

Спутниковая информация позволяет охарактеризовать ключевые моменты замерзания и вскрытия таких больших рек, как Амур, Енисей, Лена и др.

В мировой практике дистанционных геофизических исследований льда наиболее перспективным признан метод радиолокации. За последние два десятилетия поведено большое количество работ, направленных на создание радиолокаторов поземного и подводного зондирования. Разработанные к настоящему времени радиолокационные системы преимущественно предназначены для зондирования с поверхности исследуемой среды. Для оперативного проведения ледомерных съемок принципиальное значение имеет дистанционное зондирование с борта летательного аппарата.

На основе радиолокаторов серии ОКО-М1 (ООО «Логис» НИИП им. Тихомирова, г. Жуковский) в Институте горного дела Севера им. Н.В. Черского СО РАН (г. Якутск) разработан специализированный аэроледомерный радиолокатор. Он получает радиосигналы с высоты 20-60 м, отраженные от верхней и нижней поверхностей скопления льдин мощностью более 10 м с порами заполненными водой. Локатор позволяет «заглянуть» внутрь скопления льда и изучить его структуру. В реальных условиях, когда идут подвижки льда использовать известные методики измерений толщины льда невозможно применительно к решению задач исследований нарушенного и торосового льда. В период образования затора возможны измерения только дистанционными методами. Кроме того, для отслеживания быстро меняющихся ситуаций, при образовании протяженных заторов, требуется достоверная оперативная информация о ходе процесса заторообразования для принятия незамедлительных технологических решений по предотвращению формирования скопления льдин и его ликвидации.

Пока имеется только макет прибора. Для исследования его возможностей и обоснования оптимальных параметров аппаратуры и решения методических

вопросов радиолокации льда необходим комплекс экспериментальных радиолокационных измерений.

Спутниковый мониторинг заторов производится на основе анализа данных дистанционного зондирования Земли из космоса среднего разрешения, ежедневно поступающих со спутниковой платформы (космического аппарата) TERRA/MODIS (с радиометром MODIS).

Для установления расчетных зависимостей с показателями местных условий формирования скоплений льда нужны данные обследований большого количества заторных участков рек за многолетний период. Такие данные в настоящее время отсутствуют из-за значительной стоимости массовых обследований, поэтому в будущем, по-видимому, наиболее реальный путь к установлению зависимостей – это параллельное выполнение лабораторных экспериментов на гидравлических моделях речных участков и многолетних исследований на характерных участках – полигонах. Исследования на речных участках – полигонах должны решить еще одну важную задачу – изучить зависимость физико-механических характеристик скоплений льда от погодных условий.

7. Моделирование зажоров и заторов

7.1 Математические модели зажоров и заторов

В последние годы для решения различных задач, связанных с зажорными и заторными явлениями на реках, в частности, прогноза зажоров и заторов льда и наводнений, обусловленных ими, на речных участках, где не ведутся многолетние гидрологические наблюдения, а также для определения количественных характеристик процессов зажоро - и заторообразования за пределами наблюденных значений, используются математические модели этих процессов.

Мощные зажоры и заторы, которые обуславливают значительные наводнения, формируются на реках с шириной больше 10 линейных размеров льдин. Математические модели зажоров и заторов льда для «широкой» реки – это в основном модели формирования скопления льдин при отсутствии ниже его ледяного покрова. В этом случае важна оценка устойчивости скопления льда на речном участке. Она оценивается методами, основанными на теориях сыпучих материалов: грунтов, силосов и т.п. Наибольшее развитие модели заторов для широких рек получили за рубежом. Авторами моделей, в целом схожих между собой, являются Д.Ф. Кеннеди [227], С. Белтаос [219] и многие другие зарубежные ученые [238-242]. У нас в стране значительный вклад в развитие теории формирования скоплений льда на «широких» реках внесли В.П. Берденников [16], П.П. Ангелопуло [7], М.Г. Софер [187], Ю.А. Деев и А.Ф. Попов [73].

По причине исключительной сложности картины ледохода и плохой изученности механических свойств раздробленного льда дается, как правило, приближенное решение, определяющее условие останковки льда, в основу которого положены следующие предпосылки:

- 1) скопление льдин рассматривается как сыпучая среда, механические свойства которой во всех направлениях ледяного слоя одинаковы;
- 2) скорости течения воды и толщина льда осредняются по ширине реки.

Считается, что основной причиной задержки движущегося по реке раздробленного льда является повышенное в месте очага затора по сравнению с выше расположенными по течению речными участками сопротивление ледоходу. Из-за недостаточной для преодоления этого сопротивления совокупной силы, действующей в направлении течения, происходит временная задержка ледохода и накопление льда. Устойчивость скопления рассматривается, исходя из соотношения сил, сжимающих его в направлении течения реки, и сил сцепления льда с берегами и между льдинами.

Учитываются следующие силы, действующие на поле раздробленного льда [156,157]:

- 1) сила трения воды о нижнюю поверхность льда

$$P_1 = k_1 \gamma_e h B L_{\text{д}} I ; \quad (7.1)$$

- 2) составляющая веса льда в направлении потока

$$P_2 = \gamma_n t_n L_n B I (1 - \varepsilon); \quad (7.2)$$

3) давление на верхнюю кромку поля, складывающееся из гидродинамического давления водного потока и воздействия льдин, присоединяющихся к ледяному полю,

$$P_3 = 0,5 \frac{\gamma_6}{g} B t_n \left[(V - V_n)^2 + m_n V_n' (V_n' - V_n) \right]; \quad (7.3)$$

4) сила воздействия ветра на верхнюю поверхность льда

$$P_4 = k_4 U^2 B L_n; \quad (7.4)$$

5) сила трения раздробленного льда о берега

$$P_5 = 2 t_n \int_0^L \tau dx, \quad (7.5)$$

где γ_6 и γ_n - удельные веса воды и льда, g - ускорение свободного падения, B - ширина реки, t_n - толщина льдин, V - скорость течения воды подо льдом, V_n - скорость движения льдин, m_n - густота ледохода выше ковra, V_n' - скорость движения присоединяющихся к ковру льдин, L_n - длина зоны сплошного ледохода, I - уклон водной поверхности, h - глубина реки подо льдом, k_1 и k_4 - коэффициенты, зависящие от шероховатости поверхности льдин, ε - пористость поля раздробленного льда, τ - касательное напряжение на контакте массы льда с берегом. Последнее находится, исходя из закона Ш. Кулона

$$\tau = \zeta \sigma_c \operatorname{tg} \varphi + c, \quad (7.6)$$

где ζ - коэффициент бокового давления или распора, σ_c - суммарное давление массы льда в направлении течения, определяемое силами P_1 , P_2 и P_3 , φ - угол внутреннего трения массы раздробленного льда, c - коэффициент начального сцепления льдин. Для определения касательного напряжения на контакте льда с берегом в ряде моделей пользовались теорией силосов А. Како, в других - К. Янсена или общими теориями сыпучей среды [190, 219, 227, 240].

Очевидно, что устойчивое положение ковra раздробленного льда будет иметь место, если соблюдается равенство

$$P_1 + P_2 + P_3 + P_4 = P_5. \quad (7.7)$$

В некоторых моделях не принимается во внимание сила воздействия ветра на верхнюю поверхность льда, а также горизонтальная составляющая веса льда, поскольку она уравнивается составляющей силы Архимеда, если скопление находится на плаву, и подъёмной силой, развиваемой водным потоком на нижней поверхности скопления.

В проблеме возникновения зазора или затора критическим для практического использования является слабо изученный вопрос учета

льдопропускной способности различных плановых форм русла, которые вызывают остановку ледохода, а также сопротивления вскрытию реки ледяного покрова.

Скопление льдин, состоящее из не смерзшихся обломков льдин, будет устойчивым, если оно находится в сжатом состоянии. Иначе оно рассыплется под действием своего веса и течения воды. Предельное горизонтальное напряжение сжатия (σ_c) зависит от толщины скопления ($t_{ск} > t_l$), так как последняя определяет увеличение потенциальной энергии льдин за счёт нагромождения.

Напряжение сжатия в начале формирования скопления меньше критического. При этом оно устойчиво. В дальнейшем с повышением уровня воды и увеличением длины скопления под действием водного потока и в результате взаимодействия ледяных масс с берегами растёт концентрация напряжений выше очага затора, массы льда начинают уплотняться. В ходе подвижек увеличивается толщина скопления льдин. Конечная толщина и плотность нового ледяного покрова, состоящего из отдельностей, соответствуют условию равновесия сил сопротивления и деформации, действующих вдоль уклона реки (3.1).

После интегрирования (3.1) получается условие равновесия всего скопления льда (3.2). Если член, заключённый в первые скобки равен нулю или положителен, то река характеризуется как «широкая», а если отрицателен, то как «узкая», потому что скопление может выдерживать сдвиговые силы.

Из структуры выражения (3.2) видно, что напряжение σ_c увеличивается, асимптотически приближаясь к своему наибольшему значению на протяжении участка ограниченной длины L_{np} , далее же оно практически не изменяется. Значение L_{np} зависит от принятых значений коэффициентов ζ и f и по данным исследований [14] изменяется от 4 до 6 B .

Для определения максимального зазорного или заторного уровня воды с помощью теоретической модели зазора или затора нужно знать не только толщину скопления льда, но и расход воды Q_z и уклон водной поверхности I . Расход воды задается обычно диапазоном значений, т.е. на основе моделей устанавливается водопропускная способность русла при наличии в нём скопления льда, а именно путем моделирования рассчитываются координаты связи между уровнем и расходом воды при наличии на речном участке скопления льдин. В этом случае рассматривают не только уравнения равновесия сил, действующих на скопление льда, но и уравнения баланса льда на участке реки, а также уравнения гидравлики водного потока подо льдом.

Уравнение баланса ледяного материала может быть представлено в подвижной системе координат, совмещённой с верхней по течению кромкой скопления льда:

$$V_{кр} t_{ск} (I - \varepsilon) = m_l t_l (V_l - V_{кр}) , \quad (7.8)$$

и в неподвижной системе

$$L_{ск} t_{ск} (I - \varepsilon) = m_l V_l t_l T_{лх} , \quad (7.9)$$

где $V_{кр}$ - скорость продвижения верхней кромки скопления, равная длине последнего, деленной на время его формирования; $t_{ск}$ и ε - толщина и пористость скопления в состоянии равновесия; $T_{лх}$ - длительность ледохода.

К сожалению, все математические модели заторов льда включают допущение о постоянном поступлении льда к затору и не учитывают наличие

сохранившихся с осени зажорных скоплений льда. Проблема осложняется тем, что движение льда часто осуществляется не единой массой, а неравномерным поступлением дискретных льдин.

Почти всякое скопление льда, образовавшееся на реке, сопровождается неустановившимся движением воды. Поэтому в общем случае для описания гидравлики водного потока в моделях зажоров и заторов используются уравнения Сен-Венана для одномерной задачи

1) динамического продольного равновесия

$$\frac{\partial Z}{\partial L} = \frac{1}{g} \left(V \frac{\partial V}{\partial L} + \frac{\partial V}{\partial T} \right) + \frac{V^2}{C^2 R}, \quad (7.10)$$

2) уравнение неразрывности

$$B \frac{\partial Z}{\partial T} + \frac{\partial Q}{\partial L} = q(L, T), \quad (7.11)$$

где L и Z - продольная и вертикальная координаты, V - средняя скорость водного потока в поперечном сечении, T - время, C - коэффициент Шези, R - гидравлический радиус, B - ширина реки, Q - расход воды, $q(L, T)$ - распределенный приток воды к заторному участку реки.

В результате решения системы уравнений (7.10) и (7.11) при $q(L, T)=0$ и $V = \frac{Q}{2BR}$, пренебрегая за малостью $\frac{\partial V}{\partial L}$ и $\frac{\partial V}{\partial T}$, получают выражения для скорости перемещения постоянной отметки поверхности воды

$$\frac{\partial L}{\partial T} = -\frac{1}{B} \left(-\frac{\partial Z}{\partial L} \right)^{\frac{1}{2}} \left[\frac{\partial k}{\partial L} - \frac{k}{2} \left(-\frac{\partial Z}{\partial L} \right)^{-1} \frac{\partial^2 Z}{\partial L^2} \right], \quad (7.12)$$

где $k = \frac{Q}{\sqrt{I}}$ - модуль расхода воды.

Уравнение (7.12) позволяет рассчитывать методом конечных разностей при заданных начальных и граничных условиях:

- 1) кривую подпора,
- 2) отметки свободной поверхности Z на любой момент времени T ,
- 3) массу льда в зажоре или заторе, если известны отметки горизонта воды (обратная задача).

Изменение гидравлических характеристик зажоров и заторов происходит относительно медленно. Поэтому часто рассматривают квазистационарную задачу. В этом случае из рассмотрения исключается $\frac{\partial Z}{\partial T}$ и соответственно $\frac{\partial Q}{\partial L}$, т.е. поток под скоплением льдин описывается уравнением неравномерного движения (3.6).

Модели, основанные на уравнениях (7.10) - (7.12), характеризуют гидравлические условия водного потока в прямоугольном русле на момент наибольшего развития зажора или затора. По ним можно рассчитать глубину реки у верхней кромки скопления льда (h_3) и по кривой связи h с уровнем определить уровень воды Z_3 .

Практическое применение моделей для расчета уровней требует, кроме данных о физико-механических характеристиках скопления льда, знания значений коэффициента шероховатости нижней поверхности скопления (n_n) и уклона водной поверхности (I_3), места очага скопления льдин и интенсивности поступления к нему льда сверху. Из-за отсутствия адекватной характеристики взаимодействия между движущимися льдинами и теми формами русла, которые вызывают остановку массы плавущего льда, проблема априорности факта и места возникновения скопления льдин является критической. В этом случае может помочь комплексный подход, при котором процесс моделируется на гидравлической модели исследуемого речного участка с интерпретацией полученных результатов на теоретической модели, позволяющей расширить пространственно-временные границы исследования [24,25].

Поскольку данные о характере и местоположении очага зажора или затора, интенсивности ледохода и продолжительности формирования скопления чаще всего отсутствуют, то скопление льда часто принимается бесконечным, а уклон водной поверхности равным уклону дна [23]. Водный поток под скоплением в этом случае рассматривается как равномерный, что, конечно, далеко от действительного положения вещей. Моделирование зажора или затора производится путем введения в расчет повышенных коэффициентов шероховатости русла. Модели позволяют в оперативном режиме посуточно определять уровни и расходы воды на любом участке реки и решать задачи по оценке зон затопления и управлению режимом с целью снижения убытков от зимних наводнений.

При оценке зоны затопления поймы при заторе льда нередко используется двухмерная модель также с применением уравнений Сен-Венана, в частности, такая модель использована специалистами МГУ для определения зоны затопления города Ленска в 2001 году [87]. Важным блоком в решении задачи явилось построение детальной цифровой модели рельефа долины и русла реки. Цифровая модель рельефа основана на результатах натурных промеров современного русла полученных с помощью программно-аппаратного промерного комплекса со спутниковым координированием. Модель рельефа долины построена путем векторизации топографических карт и планов крупного масштаба. Модель днища долины выполнялось в абсолютных координатах, что позволило синтезировать векторные карты рельефа поймы и результаты натурных промеров, пересчитав их в абсолютные высотные отметки. Результатом работы явилась цифровая модель рельефа днища долины, послужившая базой для построения компьютерной модели. Средний шаг расчетной сетки составил в русле 50 -100 м.

Расчеты течения проведены по одномерной и двухмерной моделям. В качестве граничных условий использовались ежедневные расходы воды по гидрометрическому посту Крестовское, находящемуся в 100 км выше по течению. Боковая приточность на этом отрезке реки, по сравнению с объемом стока Лены, пренебрежимо мала. Для калибровки модели эмулировались расходы воды в диапазоне от 690 до 35000 м³/с. Уровни воды, использованные, для тарирования модели и подбора коэффициентов шероховатости, брались по имеющимся гидрологическим постам. При расчете учитывалась толщина льда на гидрологическом посту в зимний период. Расчет проводился по неявной схеме без учета конвективных членов и с коэффициентом шероховатости в русле $n_p = 0.023$,

что соответствует расчету по неявной схеме с учетом конвективных членов с $n_p = 0.022$ в русле и 0.050 на пойме.

При моделировании затора льда предполагались известными: 1) место образования затора, 2) густота ледохода на подходе к затору, 3) коэффициент шероховатости нижней поверхности скопления льдин (суммарный коэффициент шероховатости получен сложением коэффициента шероховатости открытого потока и коэффициента шероховатости при ледовом покрове), 4) длина скопления льдин (L); 5) время (дата) начала образования затора и его разрушения, 6) суммарные расходы воды и льда на входной границе расчетной области. Расчет по модели для 2001 года выполнен при очаге затора у о. Батамайский, при этом: $n_i = 0,040$, $I_o = 0,0001$, $I_s = I_o + \Delta H_s/L$, $t_{ск} = 4$ м и $Q_s = 32000$ м³/с. Согласно выводам авторов работы получен достаточно хороший результат. Однако следует заметить, что отсутствие в рассмотренной модели блока, позволяющего рассчитать толщину скопления льда, обесценивает ее практическое значение.

Необходимость решения задачи о неустановившемся движении воды под ледяным покровом возникает в связи с прорывом заторов льда. При этом наиболее важным является определение расстояния от места возникновения волны до створа, где ее высота уменьшается до отметки начала затопления той или иной освоенной человеком территории, прилегающей к реке. Такой случай соответствует перемещающейся вниз по течению отрицательной (снижение уровня) прямой волне. Скорость распространения волны в русле с ледяным покровом

$$W = (V + \sqrt{gR}) = \left(V + \sqrt{\frac{gh}{2}} \right). \quad (7.13)$$

Расчет неустановившегося движения сводится к нахождению отметки $Z = h + 0,917h_i + Z_o$ в виде зависимости $Z = f(L, T)$.

При расчете взаимодействия длинных волн в руслах рек со сплошным ледяным покровом следует различать два случая:

- 1) ледяной покров смерзся с берегами,
- 2) ледяной покров свободно плавает на поверхности воды.

В последнем случае предусматривается учет упругих и прочностных свойств ледяного покрова и возможность его разрушения [72].

Благодаря наличию полыньи выше затора, даже когда ледяной покров примерз к берегам, в рассмотренных случаях можно исключить напорное движение воды подо льдом и принять, что давление по глубине потока изменяется также как и при открытом русле, т.е. по гидростатическому закону.

Для расчета используются те же уравнения Сен-Венана, из которых можно получить следующее уравнение

$$g(1 - Fr) \frac{\partial Z}{\partial L} + \frac{V}{h} \cdot \frac{\partial Z}{\partial T} = 0, \quad (7.14)$$

где $Fr = \frac{V^2}{gh}$ - число Фруда. В начальной стадии прорыва затора льда $Fr = 0$ и

$$\frac{\partial Z}{\partial T} = 0.$$

Если уклон фронтального участка волны $I_o - I = \frac{\partial Z}{\partial L}$ в процессе ее перемещения вниз по течению реки неизменен, то ускорение спада уровня воды

$$\frac{\partial^2 Z}{\partial T^2} = g(1 - Fr) \left(\frac{\partial Z}{\partial L} \right)^2, \quad (7.15)$$

а общий спад уровня от начального момента $T = 0$

$$\delta Z = g(1 - Fr)KT^2, \quad (7.16)$$

где $K = I_o - I = \frac{\partial Z}{\partial L} = \text{const}$. В реальных условиях коэффициент « K » изменяется, поэтому волна в ходе ее перемещения вниз по течению становится более пологой и затухает быстрее, чем следует из уравнения (7.16).

Для описания волны прорыва затора принимается, что

$$V = r_v \sqrt{ghI} \quad (7.17)$$

Коэффициент r_v в формуле (7.17) по данным исследований американских ученых на реке Атабаска при прорыве скопления льда, сформировавшегося весной 1979 года у форта Мак-Муррей, изменялся от 5 до 16 [215]. Удовлетворительное совпадение натуральных данных о характеристиках волны прорыва и расчетных имело место при $r_v = 9$.

Расчет по формулам (7.16) и (7.17) ведется последовательно от створа места прорыва затора. Кроме уровня z_o в начальном створе в момент $T = 0$, должен быть известен расход воды в этом створе. Определение его в случае прорыва затора связано с определенными трудностями. Ориентировочно его можно рассчитать, исходя из схемы водослива с широким порогом:

$$Q_o = 0,75 \cdot B \cdot \delta Z_s^{\frac{3}{2}}, \quad (7.18)$$

где δZ_s - перепад уровня между верхним и нижним бьефами затора.

Заторы льда являются неотъемлемой частью процесса вскрытия рек, которое происходит на фоне развития весеннего половодья. Поэтому в идеальном случае математическая модель процесса заторообразования должна быть частью математического описания общего процесса, развивающегося на реке в весенний период, который должен включать описание полного развития явления от начала половодья на водосборе реки до прорыва скопления льдин на речном участке и распространения волны прорыва вниз по реке. К сожалению, существующие в настоящее время модели отражают лишь отдельные фрагменты заторного явления, которые должны включать взлом ледяного полкрова, образование скопления льда и его прорыв. Причём это должно происходить на фоне изменяющихся гидрометеорологических условий процесса вскрытия реки.

На наиболее полное описание всего процесса формирования затора льда претендует одномерная модель, предложенная Е.И. Дебольской для нешироких рек

[72]. Эта модель позволяет проследить процесс разрушения ледяного покрова и формирования скопления льдин под действием приходящей волны паводка. Основой для этой модели служит модель взаимодействия длинноволновых возмущений с ледяным покровом. Процесс заторообразования рассматривается в ней как процесс наслоения (наползания) льдин на кромку сплошного льда. Одним из ее важных моментов является возможность получения данных о распространении вверх по течению подпора воды. Подъем уровня воды под льдиной, находящейся в непосредственном контакте с кромкой сплошного льда, происходит до тех пор, пока координата нижней поверхности льдины не станет равной координате верхней поверхности сплошного ледяного поля. Далее предполагается, что размер части льдины, вышедшей на поверхность сплошного ледяного поля, незначителен по сравнению с размером всей льдины. Дальнейший подъем уровня происходит, начиная от места контакта следующей льдины с первой, т.е. правая граничная точка перемещается от места предыдущего контакта выше на длину первой льдины l_1 , ее вертикальная координата будет $Z_{n0} + t_{1l}$, где Z_{n0} - координата поверхности воды до разлома, t_{1l} - толщина первой льдины. Затем процесс развивается аналогично, т.е. повышение поверхности воды представлено кусочно-непрерывной (ступенчатой) функцией. Такая упрощенная схематизация может применяться для льдин значительных размеров и для потоков с небольшими скоростями течения, когда размер участка льдины, вынесенной на предыдущую льдину, значительно меньше размеров всей льдины. Размер льдин определяется на основе критерия разрушения ледяного покрова

$$\Delta Z_{л,мк} \geq \frac{\sigma_u \lambda^2}{5Et_{л}} \quad (7.20)$$

где $\Delta Z_{л,мк}$ - максимальный прогиб ледяного покрова в продольном направлении, σ_u - прочность льда при испытании на изгиб, E - модуль упругости льда, λ - длина паводочной волны. Таким образом, при фиксированной ширине русла главными факторами для выполнения условия разрушения ледяного покрова являются его толщина, а также подъем уровня воды в случае примерзшего к берегам льда и кривизна ледяной пластины (в продольном направлении) в случае свободно плавающего ледяного покрова. В свою очередь подъем и кривизна водной (ледяной) поверхности зависят от характера изменения расхода воды. Согласно Дебольской, задавая толщину ледяного покрова, гидрограф паводка и длину свободного ото льда участка реки выше кромки ледяного покрова, можно прогнозировать условия возникновения затора и рассчитать заторный подъем уровня воды.

Модель процесса заторообразования Дебольской справедлива для небольших рек, где заторы маломощны и не приводят к большим подъемам уровня воды.

Серьезной проблемой при прогнозе наводнений, обусловленных заторами льда, на основе математических моделей, является назначение граничных условий и распределенного притока к заторному участку реки $q(L, T)$. Если требуется спрогнозировать уровень на участке от момента времени $T = T_o$ до момента $T = T_n$, то на входном створе нужно задать значения функции $Q(T)$ для всех моментов $T \geq T_o$. Понятно, что такая задача будет отвечать целям прогноза наводнения только в

том случае, когда граничные условия - расход воды, а также боковая приточность будут на весь период прогноза известны заранее, то есть каким-то образом предсказаны. Таким образом, математическая модель только затора сама по себе не содержит никакого прогностического зерна, а лишь перерабатывает одни прогностические данные в другие.

В поставленной задаче прогностическую информацию представляют функции гидрографа входного створа и боковой приточности. Однако оказывается, что прогноз этих функций в условиях наличия льда в русловой сети в начальной фазе весеннего половодья — одна из самых сложных задач. Процессы формирования стока, итогом которых является гидрограф на заторном участке реки, на сегодня еще не имеют единой законченной теории. В настоящее время только отдельные элементы этой теории опираются на ясно сформулированные физические принципы. Другие представлены эмпирическими зависимостями, а некоторые проблемы не решены вовсе. Учитывая, какими сложными путями движется вода в начале весеннего половодья трудно из каких-либо общих положений определить ту долю талой воды, которая попадает в реки. При этом для прогноза недостаточно знать лишь это количество, требуется также знать время, когда вода достигнет заторного участка реки. Это трудно сделать с помощью одной теории для всех рек, так как определить время добегания воды по ним невозможно хотя бы потому, что неизвестна их точная морфометрия. Кроме того, это время ведь зависит от наполнения водотоков и забитости их льдом. Определение всех исходных величин возможно пока только на основе кропотливого анализа огромного числа измерений всех элементов водного и ледового режимов. Эту работу приходится проводить на огромных пространствах, потому что закономерности, найденные для одних рек, можно лишь с большой осторожностью переносить на другие. И все же, несмотря на недостаточную изученность процесса стока воды по русловой сети при наличии в ней льда, гидрологи умеют предсказывать заторные наводнения [123,147], правда, далеко еще не так точно, как хотели бы.

7.2. Моделирование заторов на гидравлических моделях речных участков

Некоторые исследователи [18, 25,113, 165,197], обращаясь к моделированию ледовых процессов в реках, наряду с прочими свойствами льда пытаются учитывать его прочность, пластичность, гладкость. В ряде случаев пользуются индикатором механического подобия деформации и разрушения ледяного покрова, который для модели с искажением геометрического масштаба имеет вид

$$\frac{m_{\sigma} \cdot m_h}{m_l \cdot m_{\gamma}} = 1 \quad (7.21)$$

где m_{σ} , m_h , m_l и m_{γ} - масштабные коэффициенты временного сопротивления на изгиб, толщины, длины и удельного веса льда.

По мнению В.П. Берденникова [17] материал – заменитель льда (МЗЛ) должен удовлетворять следующим основным требованиям:

1) удельный вес модельного материала должен быть менее единицы и по возможности приближаться к весу естественного льда ($m_{\gamma} = 0,917$);

2) прочность модельного материала должна быть в 100-1000 раз меньше, чем прочность льда в натуре.

В связи с этим в качестве заменителя льда на моделях использовались различные материалы малой прочности, в частности, парафин. Такой подход вызывает определенный интерес, но для моделирования заторов торошения он малоперспективен, по крайней мере, на современном этапе развития технических средств и материалов создания многокомпонентных смесей. Как бы тщательно ни была подобрана прочность материала, используемого в качестве модельного льда, она остается в ходе эксперимента неизменной. Вместе с тем, в натуральных условиях прочность льда постоянно изменяется и, в частности, может увеличиться с наступлением похолодания. Отсюда следует, что стремление к введению в комплекс критериев дополнительных условий без учета других условий, определяющих только что введенные, не приводит к более совершенному и определенному результату по качеству подобия процессов, при этом сильно усложняет и удорожает техническую сторону модельного эксперимента.

В 2003 году в Государственном гидрологическом институте выполнялся комплекс лабораторных экспериментальных исследований процесса заторообразования и эффективности противозаторных мероприятий на большой пространственной гидравлической модели рассматриваемого речного участка (рис.7.1), а также теоретический анализ и статистическая обработка данных наблюдений на сети гидрологических постов Росгидромета.



Рис. 7.1. Гидравлическая модель реки Лена у города Ленск.

Исследования на модели выполнены с соблюдением критериев подобия, которые дают возможность пересчета модельных значений различных характеристик процесса в натурные значения. Это позволило решить ряд задач. Во-первых, был изучен процесс формирования продольного профиля водной поверхности на рассматриваемом участке реки при разных: местоположениях затора относительно города Ленска, расходах воды и объемах ледяной массы, участвующей в заторообразовании, а также установлены условия перелива воды через дамбу, ограждающую город. Во-вторых, для оценки эффективности тех или иных способов активного воздействия на затор исследована устойчивость скопления льда при его формировании у различных препятствий при разных расходах воды и способах воздействия на него. В-третьих, определена длительность образования затора и формирования призмы подпора воды, а также выполнена оценка последствий преждевременного разрушения скопления льда и характера распространения волны прорыва затора как при ее движении по чистой воде, так и в условиях ненарушенного и состоящего из отдельных льдин ледяного покрова. Последняя задача предусматривала, кроме того, выяснение эффективности волны прорыва как средства активного воздействия на ледяной покров реки и получение информации о возможности или невозможности перелива через дамбу, ограждающую Ленск, волны прорыва искусственного затора, созданного выше города у острова Половинный (рис. 7.2). Для освещения перечисленных задач потребовалось выполнить около 80 экспериментов.

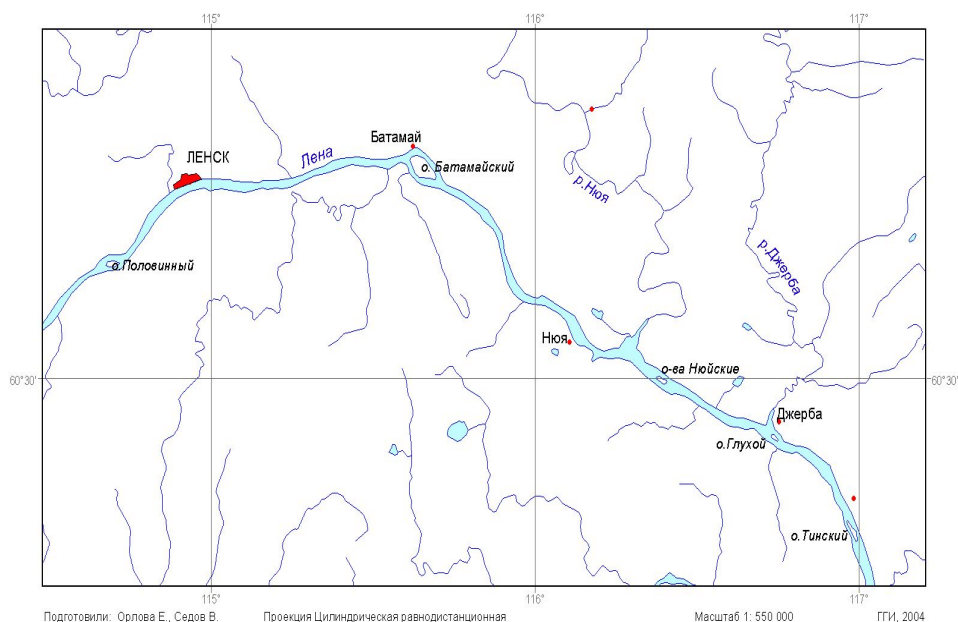


Рис. 7.2. Схема заторного участка реки Лена у города Ленск.

Гидравлическая модель Лены проектировалась и строилась по материалам русловой съемки масштабом 1:10000. Кроме того, привлекались топографические карты масштаба 1:25000 для воспроизведения на модели участков местности, прилегающих к руслу реки, но не охваченных русловой съемкой. Такой подход был продиктован спецификой изучаемого явления и особенностями морфологического облика реки на рассматриваемом речном участке (большие подъемы уровня воды в ходе формирования заторов с выходом ее на обширную левобережную пойму).

При проектировании модели было принято решение, максимально используя размеры лабораторной площадки, разместить на ней тот участок реки, который включал бы в себя Ленск и, вместе с тем, был бы репрезентативным по условиям формирования заторов. Как следует из натуральных наблюдений, такой отрезок реки заключен между островами Половинный и Батамайский (рис. 7.2). Таким образом, с учетом небольших отрезков русла выше о. Половинный и ниже о. Батамайский, общая протяженность русловой модели составила 68 м, а с учетом сооружений подводящих на модель и отводящих с нее воду - 80 м. В итоге плановый масштаб модели был принят равным 1:1000, а вертикальный масштаб (масштаб глубин) 1:250. Четырехкратная разница масштабов плана и глубин, как показывает более чем вековой опыт гидравлического моделирования за рубежом и в России, позволяет рассчитывать на приемлемое подобие модельного и натурального процессов.

Рельеф русла и поймы был выполнен в хорошо увлажненном и уплотненном песке с последующим цементированием поверхностного слоя толщиной 2-3 см по металлическим (стальным) полосам, выставляемым на опорных кольшках по горизонталям плана русла и поймы под нивелир со специальной миллиметровой рейкой с точностью до 0,5 мм.

Вода на модель подавалась из напорного бака через мерный бак с треугольным водосливом, измеряющим расход, а далее через успокоительный бассейн, служащий для обеспечения плавного входа воды на начальный участок собственно русла, и накопительной емкостью для воды и льда в некоторых экспериментах. Расход воды регулировался задвижкой, установленной на входе трубопровода в мерный бак.

В пределах русловой части модели было установлено 14 пунктов для измерения уровня воды. Водомерные иглы размещались вдоль модели таким образом, чтобы с учетом морфологии русла репрезентативно отслеживался продольный профиль водной поверхности при формировании заторов.

Тарировка модели выполнялась по данным о натуральных уклонах водной поверхности, измеренных в ходе выполнения русловой съемки при среднем за этот период расходе воды, равном $2500 \text{ м}^3/\text{с}$, и уровне 153,22 м БС по гидрологическому посту Ленск. Поскольку максимальные заторные уровни воды у города оказались в хорошем соответствии с натурой, то это дает основание считать процессы, воспроизводимые на модели, вполне адекватными натурным процессам.

При исследовании динамики формирования заторов льда на Лене у Ленска и способов наиболее эффективных противозаторных мероприятий не изучался процесс деформации и вскрытия ледяного покрова, а принимался как факт его результат: движение по реке льдин. При соблюдении геометрического и гидродинамического подобия можно точно смоделировать движение льда или

устойчивое состояние протяженных заторов из нагромождений несмерзшихся льдин в период весеннего вскрытия реки. В сложном процессе заторообразования основными являются гидравлический и механический (по учету размеров льдин, их процентного содержания, количества массы льда и морфологических особенностей конкретных участков реки) факторы, которые в совокупности можно назвать гидромеханическим фактором. С учетом этого обстоятельства был принят следующий вариант назначения критериев подобия жидкой (водный поток) и твердой (лёд) сред.

Русловой поток моделировался с выполнением двух условий: равенства натурального и модельного чисел Фруда, то есть $Fr = idem$ (критерий динамического подобия), и обеспечения на модели значений числа Рейнольдса, больших его критического значения, то есть $Re_M > Re_{KP}$ (критерий кинематического подобия).

Исходя из этого, и с учетом геометрических масштабов модели, получены следующие масштабные множители для пересчета модельных значений различных характеристик потока и русла в их соответствующие натурные значения:

- 1000 для длин и ширин,
- 250 для высот и глубин,
- 250000 для площадей поперечного сечения,
- 15,81 для скорости течения,
- 63,25 для времени,
- 0,25 для уклона.

Основное условие, которое выполнялось при моделировании льда заключалось в соблюдении соотношения

$$\rho_l / \rho_e = idem, \quad (7.22)$$

где ρ_l - плотность натурального льда, а ρ_e – плотность воды. Поскольку в натуре и на модели присутствует натуральная вода, приведенное соотношение свидетельствует о том, что плотности натурального льда и материала-заменителя его на модели одинаковы.

Другие свойства льда (например, прочность, пластичность) по приведенным выше соображениям и с учетом основной задачи, предусматривающей моделирование заторов торшения (для чего необходимо воспроизвести образование многослойных скоплений из большого количества льдин с сохранением ими индивидуальности в ходе эксперимента) в данной работе не моделировалось.

В качестве модельного материала-имитатора льда применен листовой полиэтилен белого цвета высокого давления с плотностью, составляющей в среднем $0,93 \text{ г/см}^3$ при диапазоне от $0,92$ до $0,95 \text{ г/см}^3$. Такой материал уже неоднократно использовался в моделировании ледовых процессов, и полученные результаты дают основание считать его вполне подходящим имитатором льда.

Вариация плотности в указанных пределах не вызывает какого-либо беспокойства, поскольку плотность натурального льда также варьирует, особенно в условиях заметного потепления в весенний период.

В экспериментах льдины были представлены в виде квадратных пластин с длиной стороны 5, 10 и 20 см и толщиной 0,5 и 0,6 см, что соответствует натурным размерам льдин 50x 50, 100x100, 200x200 и толщине льда 1,25 и 1,5 м.

Принятый фракционный состав льдин основан на анализе-просмотре видеофильма о ледоходе на Лене. Размеры льдин выбирались таким образом, чтобы в целом на модели воспроизводилась картина, соответствующая натурному ледоходу. Для диапазона расходов воды от 3000 до 8170 м³/с основными в ледоходе были льдины размером 5x5 см (70% от общего количества льдин). Льдины размером 10x10 см составляли 30%. В экспериментах с расходами воды 12000 и 22900 м³/с было принято следующее соотношение льдин разного размера, участвующих в ледоходе: 5x5 см – 60%, 10x10 см – 30%, 20x20 – 10%.

Перед постановкой экспериментов на модели Лены возникает вопрос о соответствии процессов ледохода и заторообразования на модели, построенной без искажения масштабов ($M_c = M_g = 1 : 250$) и искаженной модели ($M_c = 1 : 1000$, $M_g = 1 : 250$). Проверка и сравнение осуществлялись на 25 метровом лотке с переменным уклоном дна. Модель без искажения имела длину 286 м, ширину 3,88 м, глубину 3,6 см и уклон 0,00009, а искаженная модель 6 длину 70 м, ширину 0,97 м, глубину 3,6 см и уклон 0,00036. Линейные размеры льдин на не искаженной модели в 4 раза больше, чем на искаженной модели. Поэтому при неизменном отношении толщины льдин к глубине отношения длины льдин к глубине и толщины льдин к их длине изменяются в четыре раза, что влияет на процесс торошения и вовлечения льда под кромку ледяного покрова.

Оказалось, что ледоход из льдин размером 50x 50 м на не искаженной и искаженной моделях происходит по разному. Относительно небольшие льдины на искаженной модели перемещаются в 2-3 слоя и быстро образуют затор торошения. Крупные льдины на не искаженной модели больше склонны к подныриванию. Фильтрация через затор из мелких льдин меньше, чем из крупных льдин. Поэтому при одинаковых объемах льда, сформировавших затор, продольный профиль водной поверхности на искаженной модели оказался выше, чем на не искаженной модели. Для получения правильного продольного профиля водной поверхности на искаженной модели можно увеличить шероховатость русла в бытовых условиях. Такая процедура для рабочего участка модели Лены была выполнена в ходе ее тарировки, что позволило в дальнейшем достигать реальных отметок заторного уровня воды. Для увеличения шероховатости использован мелкий и средний гравий.

Движение льда в реке после взлома ледяного покрова осуществляется течением в поверхностном слое речного потока. Поэтому прежде, чем начать эксперименты на модели со льдом, была выполнена серия опытов с измерением поверхностных скоростей течения воды в русле с открытой водной поверхностью. Опыты проведены при расходах воды 3000, 8170 и 22900 м³/с, в диапазоне которых наблюдаются заторы льда на рассматриваемом участке Лены.

Методика проведения экспериментов заключалась в следующем. После достижения требуемого в данном опыте расхода воды на чистую воду на участке выше Ленска подавалась ледяная масса с укладкой в один слой. После того, как требуемый объем льда выкладывался на воду, он освобождался от удерживающего устройства, и начиналось свободное движение однослойного поля по чистой воде вниз по течению. Весь процесс движения льдин и последующего формирования заторов фиксировался фотоаппаратом и видеокамерой, благодаря чему была возможность многократных просмотров и анализа исследуемого процесса. Экспериментами этой серии обнаружено, что на начальной стадии движение однослойного поля льда не испытывает заметных осложнений на участке

относительно прямолинейного русла до о.Батамайский. Первые заторные ситуации возникают на мелководье у приверха острова. Однако эти ситуации в ряде случаев оказываются неустойчивыми, и начинающийся затор вдруг прорывается потоком с распространением льда по обоим рукавам или по какому-то одному из них. В рукавах из-за резкой изменчивости глубины и скорости течения по ширине русла и в продольном направлении, а также сужений и изгибов движущийся лед вновь образует заторы. В условиях однослойного поля битого льда в формировании заторов основную роль играют крупные льдины с поперечным размером от 150 до 200 м.

Исследования, проведенные на Лене С.С. Коржуевым и О.Б. Андреевой [112], позволили им выявить типичные места образования заторов льда, названные «морфологическими ловушками» в отличие от «режимных ловушек», связанных не с морфологическими особенностями строения долины и русла, а с характеристиками водного режима. Результаты рассмотренной серии экспериментов приводят к выводу, что правильнее не разделять режимные и морфологические механизмы образования заторов, а рассматривать их воздействие на характер движения льда по чистой воде в совокупности. Ведь есть участки русла, на которых ни при каких характеристиках водного потока заторы не образуются, и есть сравнительно малые расходы воды, при которых ни у каких морфологических элементов русла заторы тоже не образуются.

Еще один вывод из этой серии экспериментов заключается в том, что присвоение названия «типичное» какому-либо месту образования затора не дает основания рассчитывать на обязательность ежегодного образования затора в этом месте. Более того, как видно на приведенных рисунках, в ходе одного половодья заторы образуются в разных местах и даже при образовании многослойного скопления льда в ходе уплотнения льдин на относительно прямолинейных участках русла.

Значительно более сложен процесс заторообразования при существенно больших подъемах подпорных уровней воды, когда поле отчасти всторошенного льда вступает в своем движении в контакт с кромкой не нарушенного ледяного покрова. Исследованию такого процесса была посвящена вторая серия экспериментов.

Заторы торошения льдин у кромки ледостава исследовались в многовариантном сочетании определяющих факторов. В экспериментах изменялся расход воды, при котором формируется скопление льдин, объем льда, участвующего в формировании затора, местоположение кромки ледяного покрова, препятствующей продвижению вниз по течению скопления льдин.

В экспериментах воспроизведено 20 ситуаций с разным сочетанием определяющих факторов (табл. 7.1). Время проведения эксперимента предварительно оценивалось по данным наблюдений за реальными заторами на рассматриваемом участке Лены. За весь период гидрологических наблюдений у Ленска продолжительность заторов не превышала четырех суток. Ориентируясь на эту цифру, каждый эксперимент продолжался до тех пор, пока подпорный уровень не достигал предельного положения, переставая возрастать дальше. Полученное таким образом время проведения эксперимента оказалось близким к натурным данным, что является еще одним показателем хорошего соответствия модельного и натурального процессов.

Каждый эксперимент, обозначенный в таблице 7.1, повторялся трижды. В итоге было выполнено 60 экспериментов. В методическом плане они выполнялись следующим образом. На модели устанавливались требуемые расход воды и отметки свободной поверхности при свободном русле. Затем в районе о.Батамайский (либо у приверха острова, либо у его ухвостья, либо в 50 км от гидрологического поста в Ленске) устанавливался ледяной покров. Он имитировался полиэтиленовым листом соответствующей толщины. Береговая грань листа предварительно обрабатывалась согласно контурам берегов. Далее на воду подавался лед в предусмотренном для каждого конкретного эксперимента количестве и процентном составе по размерам льдин. Лед наносился на поверхность воды плотной укладкой, сводящей к минимуму просветы между

Таблица 7.1

Основные характеристики экспериментов с заторами торошения

№ п.п.	Дата опыта	Расход воды в натуре, м ³ /с	Расход воды на модели, м ³ /с	Средняя глубина на модели, см	Средняя скорость течения на модели, см/с	Уклон водной поверхности	Объем льда в натуре, км ³	Продолжительность опыта, час	Кромка ледостава км от г/п Ленск
1	10.09	3000	0,76	1,64	5,44	0,000080	0,05	1,5	38
2	08.09						0,05	1,2	38
3	08.09						0,15	1,5	38
4	09.09	8170	2,07	2,42	8,73	0,000080	0,10	1,5	46
5	08.09						0,10	1,5	50
6	05.09						0,20	1,5	46
7	05.09						0,20	1,5	50
8	21.08						0,05	1,2	38
9	22.08						0,10	1,2	38
10	22.08						0,10	1,2	46
11	22.08	12400	3,14	3,11	9,87	0,000089	0,10	2,0	50
12	27.08						0,20	2,0	38
13	01.09						0,20	1,5	46
14	01.09						0,20	1,5	50
15	25.08						0,10	1,2	38
16	26.08						0,10	2,0	46
17	26.08	22900	5,79	4,28	12,97	0,000070	0,10	2,0	50
18	02.09						0,20	1,2	38
19	03.09						0,20	1,5	46
20	04.09						0,20	1,5	50

отдельными льдинами. Когда лидирующая зона движущегося по течению льда достигала кромки ледяного покрова, в зоне их контакта возникало активное торошение льда и начиналось формирование затора. С этого момента в зависимости от интенсивности подъема уровня воды с дискретностью от 6 до 24

часов природы снимались отсчеты по всем 14 водомерным иглам. Кроме того, осуществлялось тщательное визуальное, а также посредством фотоаппарата и видеокамеры наблюдение за процессом формирования затора в пределах всего модельного участка. В результате уяснен механизм формирования затора в качественной форме и получена количественная оценка значений подпорных уровней в разных исходных ситуациях, интенсивности их роста, изменения продольных профилей водной поверхности до предельного положения в окончательно сформировавшихся заторах.

Замечено, что начавшееся у кромки не нарушенного ледяного покрова торошение, в процессе своего развития довольно быстро распространяется вверх по течению, что является следствием постоянно происходящего уплотнения льда путем подвижек. В результате однослойное скопление льда перестраивается в многослойное. С удалением вверх по течению от кромки ледяного покрова торосистость и количество слоев в скоплении уменьшаются, хотя и остаются все же существенными.

Количество слоев в толще многослойного скопления льда вблизи очага затора, достигает 7. При толщине льда 1,5 м общая толщина скопления превышает 10 м, а это означает, что, по крайней мере, в береговых зонах и на отмелях скопление льда перекрывает речной поток от поверхности до дна.

Выше основного затора обнаруживаются также дополнительные внутренние заторы преимущественно «арочного» типа с упором распираемой массы льда в берега и дно реки. Эти заторы возникают в самых различных местах рассматриваемого участка Лены, но преимущественно ниже по течению от Ленска. Время их существования различно и, как правило, невелико. Они разрушаются в процессе подвижек. Внутренние заторы образуются в довольно широком диапазоне изменения гидрометеорологических условий при разных положениях кромки ненарушенного ледяного покрова относительно Ленска, расходах воды и объемах ледяной массы. Их местоположение также варьирует в широких пределах. В связи с этим представляется, что предсказание места и времени таких заторов крайне затруднительно, если не безнадежно.

По данным о заторных уровнях воды и соответствующих им расходах построены кривые $Q = f(H)$ для трех положений кромки ненарушенного ледяного покрова. Увеличение объема льда в 2 раза приводит к росту заторных уровней воды в диапазоне расходов от 8000 до 23000 м³/с более, чем на 3 м, а в верхней части кривой – до 5 м. Мощные заторы льда на Лене у Ленска с большими подъемами уровня воды, приводящими к затоплению левобережных и правобережных пойменных территорий, образуются в случае большого заторного расхода воды и большого объема льда, участвующего в процессе заторообразования. При этом местоположение очага затора может быть разным. Однако наибольший подъем уровня воды у Ленска до отметки 174,2 м БС вызвал по данным экспериментов затор, сформированный расходом воды 22900 м³/с, при объеме льда 0,2 км³, с местоположением кромки не нарушенного ледяного покрова у приверха острова Батамайский. При расходе 8170 м³/с и объеме льда 0,2 км³ уровень воды, хотя и высок, но все же вода не переливается через защитную дамбу, отметка гребня которой равна 170,17 м БС. В случае, если масса льда та же, расход воды равен 22900 м³/с, очаг затора находится у о. Батамайский, город оказывается затоплен, о чем свидетельствовали плавающие в пределах его территории льдины.

Оценка интенсивности изменения продольных профилей водной поверхности во времени приводит к выводу, что наибольший прирост уровня воды имеет место в первые сутки формирования затора и составляет в разных ситуациях от 2 до 5 м. В следующие дни интенсивность нарастания уровня резко уменьшается до долей метра (рис. 7.3).

На гидравлической модели Лены в имитационном варианте исследовались следующие виды противозаторных мероприятий:

- регулирование расхода воды на участке разветвления русла у о. Батамайский;
- уменьшение прочности ледяного покрова путем предварительной нарезки его на элементы разной формы;
- создание искусственного затора у о. Половинный.

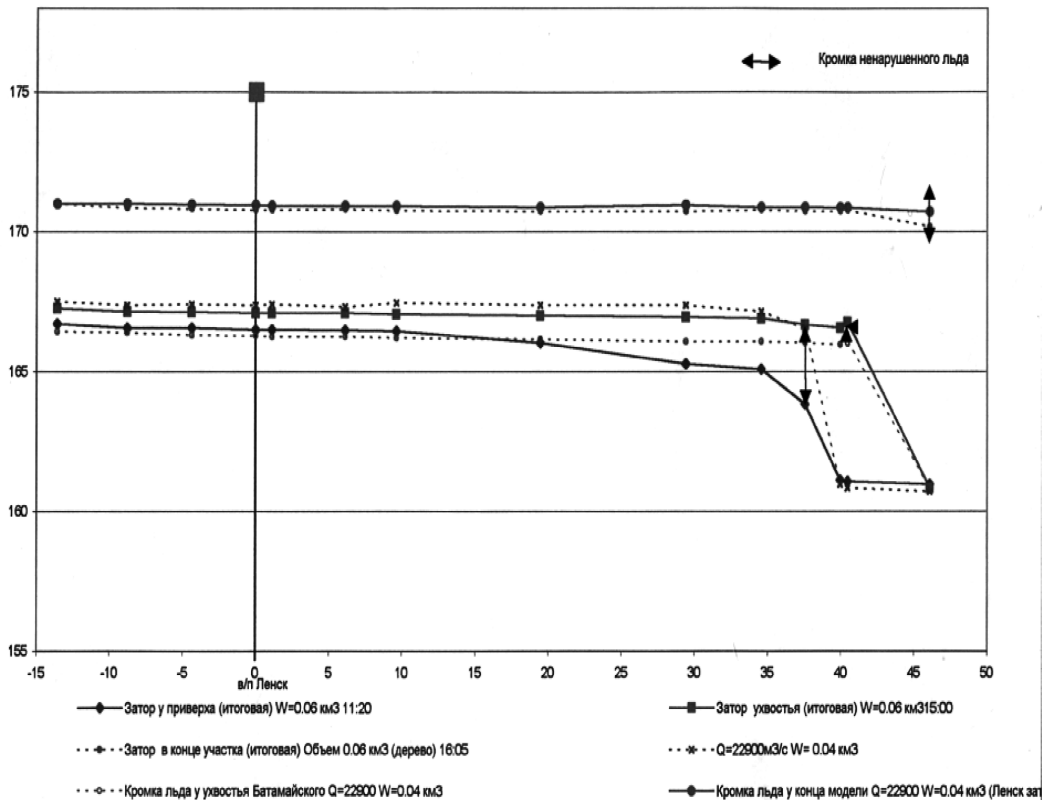


Рис. 7.3. Продольные профили водной поверхности Лены у Ленска при заторе льда на гидравлической модели речного участка.

Двухрукавное русло у о. Батамайский является наиболее затороопасным местом. Вместе с тем, здесь довольно близко от поверхности дна залегают скальные породы, которые в береговой зоне выходят на дневную поверхность. В связи с этим серьезные дноуглубительные и выправительные работы для уменьшения кривизны русла и расширения его в местах сужения с учетом размеров

реки и значительной длины участка выправления представляются чрезвычайно дорогостоящими. Поэтому рассматривалось только регулирование расхода воды путем перекрытия русла левого рукава.

Эксперименты показали, что, если левая протока перекрыта, то скопление льда удерживается ледяным покровом в правом рукаве. После освобождения правого рукава от ледостава скопление льда приходит в движение и распространяется вниз по течению. Однако через сравнительно небольшой промежуток времени в правом рукаве образуется затор путем заклинивания льдин на участке поворота русла влево, а также у приверха о. Батамайский. Почти удвоенная водность рукава, увеличение глубины и скорости течения в нем не привели к положительному результату. Это значит, что, по-видимому, морфологический фактор (извилистость русла, наличие узких мест и мелей) оказывается более сильным по воздействию на движение льда, чем водность, и поэтому именно он должен быть задействован, если имеются приемлемые условия для его реализации.

8. Методы оценки риска и прогноза зажорных и заторных наводнений

8.1. Потенциальный риск наводнений и расчёт наивысших зажорных и заторных уровней воды

В гидрологической литературе, нередко термин «риск» употребляется как тождественный терминам «опасность» или «угроза» и определяется как возможность или вероятность факта неблагоприятного события.

Угроза зажорных и заторных наводнений определяется степенью неожиданности затопления водой местности выше привычного (обычного) уровня, так называемого ординара. Чем реже наводнение, тем больше его опасность. Вероятность зажорных и заторных наводнений зависит от повторяемости зажоров и заторов, высоты поймы и наивысшего зажорного или заторного уровня. При низкой пойме и мощных зажорах и заторах наводнения могут быть почти ежегодно. В этом случае даже при высоких зажорных и заторных уровнях воды ущерб от наводнений, как правило, невелик, поскольку они ожидаются.

Учитывая изложенное выше, в качестве индекса угрозы зажорных и заторных наводнений предложен параметр, учитывающий превышение зажорного или заторного уровня воды над бровкой берега и вероятности наступления этого события

$$D = (H_{3,1\%} - H_n)(1 - p_{3,n}), \quad (8.1)$$

где $H_{3,1\%}$ - максимальный зажорный (заторный) уровень воды 1% - ной вероятности превышения, H_n – отметка начала затопления поймы, $p_{3,n}$ – вероятность затопления поймы в долях от единицы.

Как следует из формулы (8.1) при высоком уровне $H_{3,1\%}$ и высокой пойме потенциальный ущерб от затопления может быть очень велик ($P_{3,n} \rightarrow 0$), но риск его как произведение вероятности затопления на ущерб может быть не очень большой.

Значение индекса D для заторных наводнений изменяется от 0 до 6,5. Максимальные значения индекса характерны для участков рек севера ЕТР и Сибири, где высокая пойма при заторах льда затопляется редко, но глубина затопления большая (р. Лена – г. Ленск). Таких участков немного: 1%. На 3% заторных участков рек значение D более 3 и менее 4, на 9% участков $2 < D < 3$ и на 36% участков $1 < D < 2$. Доля минимального потенциального риска ($0 < D < 2$) составляет 51% случаев от общего их числа.

В последние годы при оценке опасности неблагоприятных природных явлений всё большее внимание уделяется подходу, при котором под риском понимаются «...вероятностные потери, определяемые умножением вероятности негативного события на величину возможного ущерба от него» [52]. Таким образом, риск наводнений еще определяется степенью хозяйственной освоенности поймы, т.е.

$$R = \kappa D, \quad (8.2)$$

где κ – коэффициент хозяйственного освоения, имеющий размерность руб/м.

Выражение риска через математическое ожидание ущерба является удобным, так как позволяет совмещать в одном показателе одновременно и значение ущерба и его вероятность. Общий ущерб от наводнений складывается из затрат на предупредительные меры (C) и не предотвращенные потери, которые могут быть аппроксимированы функцией от уровня воды или глубины затопления поймы. Установив потери на единицу площади затопляемой территории (n) при наивысшем уровне воды, можно рассчитать максимально возможный риск по формуле

$$R_{\text{мк}} = p (n \cdot \Omega + C) , \quad (8.3)$$

где p - вероятность превышения максимальногозажорного или заторного уровня воды $H_{з,р}$, в долях 1; Ω - площадь затопления застроенной территории при уровне $H_{з,р}$, км²; $C = 0$, если противозаторные мероприятия не проводятся.

Для оценки угрозы наводнения на речном участке с учетом экономического фактора необходимо рассчитанное значение риска сравнить с критериальным значением $R_{кр}$, превышение которого приводит явление в разряд опасного. Если $R_{\text{мк}} > R_{кр}$, то риск недопустимый, а если $R_{\text{мк}} \leq R_{кр}$ - приемлемый. Значения $R_{кр}$ различны для конкретных географических и хозяйственных объектов. Вопрос об определении и обосновании опасного уровня воздействия относится не к научным вопросам, этой проблемой занимаются лица, принимающих административные решения, и общество в целом.

Угрозу и риск зазорных и заторных наводнений, как и наводнений любого другого генезиса, можно рассматривать в многолетнем разрезе и как текущую в конкретном году. Вопрос о том, какое наводнение может быть опасным на данном речном участке, решается путем статистической обработки информации об их появлении в прошлом.

Расчетные наивысшие зазорные и заторные уровни воды при наличии данных гидрометрических наблюдений достаточной продолжительности определяются с помощью эмпирических кривых или аналитических функций распределения ежегодных вероятностей превышения максимальных уровней. Для построения кривых и установления параметров функций используется ряд срочных значений уровня на дату наибольшего подпора от скопления льда в период с начала осенних ледовых явлений до установления ледостава в случае зазора и с начала подвижек ледяного покрова до окончания весенних ледовых явлений в случае затора. При этом зазорным или заторным считается подъем, значение которого превышает значение ΔH при сплошном однослойном скоплении льдин, которое рассчитывается по формуле

$$\Delta H = h_{Q_3} [(\alpha^{1,5} + 1)^{0,4} - 1] + 0,9t_l , \quad (8.4)$$

где h_{Q_3} - глубина реки при отсутствии ледовых явлений, соответствующая уровню H_{Q_3} , t_l - толщина льдин. Коэффициент α вычисляется при $n_n = 0,030$ осенью и $n_n = 0,015$ весной).

Ежегодная вероятность превышения максимальных зазорных (заторных) уровней определяется по формуле

$$p = \frac{m}{n+1} 100\% , \quad (8.5)$$

где m - порядковый номер членов ряда уровней, расположенного в убывающем порядке, n - общее число членов ряда. Эмпирическая вероятность превышения последнего члена ряда максимальных уровней с ΔH_3 большим ΔH , практически равна повторяемости зажоров (заторов) льда.

Для экстраполяции кривых распределения вероятностей превышения максимальных уровней воды, обусловленных зажорами и заторами, можно пользоваться аналитическими функциями распределения вероятностей. Кривые $H_3=f(p)$ имеют значительную положительную асимметрию по сравнению с кривыми распределения вероятностей превышения уровней при свободном ото льда русле (рис. 8.1), так как максимумы зажорных и заторных уровней зависят не только от расходов воды, но и периода образования скоплений льда. Параметры кривой распределения следует определять графоаналитическим способом по трем опорным точкам $H_{3,p1}$, $H_{3,p2}$ и $H_{3,p3}$, соответствующим с учетом усеченности кривой $H_3 = f(p)$ значениям вероятностей $p_1 = 100\%/n+1$, $p_2 = 0,5(p_1+p_3)$ и p_3 , которое равно повторяемости зажоров (заторов).

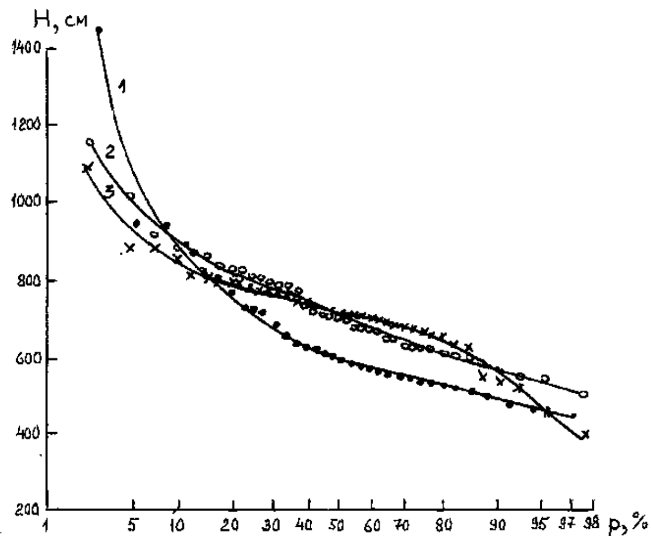


Рис. 8.1. Кривые вероятностей превышения максимальных заторных (1), ледоходных (2) уровней и уровней весеннего половодья (3) Печоры у с. Усть-Щугор.

В случае отсутствия наблюдений в расчетном створе для определения максимальных зажорных и заторных уровней используются данные наблюдений соседних гидрологических постов, расположенных в пределах участка подпора воды. Перенос уровня производится с помощью уравнения неравномерного водного потока методом последовательного приближения.

Уровни зажорного и заторного происхождения и уровни при ледоходе (шугоходе) не являются однородными по происхождению. Поэтому максимальные зажорные, заторные и ледоходные уровни нельзя объединять в один ряд, так как они определяются разными факторами. Если зажорные (заторные) уровни зависят от расхода воды, местоположения очага зажора (затора) относительно расчетного

створа, гидравлического сопротивления нижней поверхности и длины скоплений, то ледоходные — от расхода воды, толщины льдин и степени покрытости ими водной поверхности. Различны между собой также процессы и факторы формирования зажорных и заторных уровней. Таким образом, кривые ежегодных вероятностей превышения наивысших зимних уровней воды следует рассчитывать для каждой из 4—х групп однородных уровней воды: 1) заторных, 2) весенних ледоходных, 3) зажорных и 4) осенних ледоходных. Обобщенная кривая распределения вероятностей превышения независимо от условий формирования уровней рассчитывается на основе кривых, устанавливаемых по однородным совокупностям. При этом ежегодная вероятность превышения уровня воды определяется по формуле

$$p = [1 - (1 - p_1) (1 - p_2) (1 - p_3) (1 - p_4)] \cdot 100 \%, \quad (8.6)$$

где p_1, p_2, p_3 и p_4 - вероятности превышения значения максимального уровня по каждой однородной кривой ($n = n_1 = n_2 = n_3$).

Поскольку скопления льда формируются в ходе замерзания и вскрытия рек не ежегодно, то статистические совокупности максимальных зажорных и заторных уровней воды часто ограничиваются 10 – 30 членами (годами наблюдений). Вместе с тем, известно, что определение параметров кривых распределения по коротким статистическим рядам ведет к большим ошибкам. Поэтому при недостаточности исходных данных применяют различные приёмы приведения гидрологических рядов к многолетнему периоду. Для удлинения рядов зажорных и заторных максимумов уровня используется метод композиции [171], т.е. используется процедура установления кривой распределения вероятностей переменной величины с помощью кривых распределения вероятностей её компонентов. Итоговое распределение определяется как произведение вероятностей распределения слагаемых в случае некоррелированности компонентов или с учетом добавки на межрядную корреляцию в случае их связанности.

Максимальный зажорный (заторный) уровень воды это композиционная величина, представляющая собой сумму двух слагаемых: уровня H_{Q_3} , определяемого зажорным (заторным) расходом воды в условиях свободного ото льда русла и подъема ΔH_3 над H_{Q_3} , обусловленного стеснением русла льдом и дополнительным гидравлическим сопротивлением. Интегральная функция распределения

$$p(H_3) = p(\Delta H_3) \cdot p(H_{Q_3}/\Delta H_3) = p(H_{Q_3}) \cdot p(\Delta H_3/H_{Q_3}), \quad (8.7)$$

где $p(\Delta H_3)$ и $p(H_{Q_3})$ - одномерные функции распределения или безусловные обеспеченности переменных величин ΔH_3 и H_{Q_3} , $p(H_{Q_3}/\Delta H_3)$ и $p(\Delta H_3/H_{Q_3})$ - условные обеспеченности этих величин.

Участки рек, на которых местоположение очага затора непостоянно от года к году, характеризуются слабой связанностью слагаемых ΔH_3 и H_{Q_3} . Значение коэффициента корреляции r между ними колеблется для этих участков, в основном, от 0 до 0,6. Лишь на участках с постоянным местоположением головы скопления льда коэффициент r близок к 1. Таким образом, при двух составляющих

ΔH_3 и H_{Q_3} с обеспеченностями $p = 10^{-2}$ каждого распределения можно получить обеспеченность сочетаний слагаемых в композиции $p = 10^{-4}$.

Определение расчетных значений максимальных зажорных и заторных уровней при кратковременности (2-4 года) или отсутствии гидрометрических наблюдений на исследуемом речном участке предполагает выполнение инженерно-гидрометеорологических изысканий. Они используются для выявления возможности формирования зажоров и заторов льда на исследуемом участке.

При анализе условий замерзания учитывается, что возможность образования зажоров определяют следующие признаки:

- замерзание, происходящее путем перемещения кромки ледяного покрова снизу вверх по течению, что имеет место на реках, которые текут с юга на север или с гор на равнину;

- наличие в пределах участка или непосредственно ниже его перелома продольного профиля реки с резким уменьшением к устью уклонов (в 3 раза и более), сужений русла, крутого поворота, островов и других русловых образований, уменьшающих льдопропускную способность русла;

- уклон водной поверхности выше очага зажорообразования, превышающий 0,05 ‰, при котором шуговые скопления начинают вовлекаться под кромку ледяного покрова;

- интенсивный и длительный шугоход (6 суток и более), что характерно для рек, процесс замерзания которых прерывается оттепелями, и для участков рек, вытекающих из глубоких озер и водохранилищ;

- большая осенняя водность (модуль стока более 3 л/с · км²).

Возможность формирования заторов определяют:

- более позднее вскрытие участка реки, расположенного ниже по течению, которое имеет место на реках, текущих с юга на север, при выходе рек с гор на равнину и в устьях рек;

- интенсивное снеготаяние и быстрый сброс воды в русловую сеть, чему благоприятствуют большой уклон и малые залесенность, заболоченность и озерность бассейна;

- наличие в пределах участка реки перелома продольного профиля водной поверхности с резким уменьшением уклонов, сужения русла, крутого поворота, островов и других русловых образований, стесняющих живое сечение реки и уменьшающих льдопропускную способность русла;

- большая толщина и прочность льда перед вскрытием, наличие зажорных скоплений и наледей в пределах исследуемого участка, интенсивное поступление льда после вскрытия с расположенного выше по течению участка реки, а также с раньше вскрывающихся крупных притоков ($Q_{пр}/Q > 0,4$).

В зависимости от имеющегося состава и объема исходных данных и требуемой точности вычисления для расчета выбирается один из рассматриваемых ниже методов.

Р.В. Донченко [83, 84] для расчета максимальных зажорных уровней воды предложен метод, основанный на учете соотношения гидравлических характеристик водного потока при наличии скоплений льда и при реке, свободной от ледяных образований. Расчет уровней ведется по зависимостям

$$H_{3,p\%} = f(h_{3,p\%}), \quad (8.8)$$

$$h_{3,p\%} = 27,6I_{Q_3}^{0,3}h_{Q_3,p\%}, \quad (8.9)$$

где l_{Q_3} и h_{Q_3} - уклон и средняя глубина реки на расчетном участке, соответствующие расходу $Q_{3,p\%}$ в условиях открытого русла и равномерного режима потока. Расход $Q_{3,p\%}$ устанавливается по модулю стока $M_{3,p\%}$, определенному по данным наблюдений на ближайшем гидрологическом посту, где измеряются расходы воды, или по данным наблюдений на участке или реке-аналоге, с близкими уклонами и условиями замерзания.

Метод расчета максимальных заторных уровней воды 1% обеспеченности, разработанный М.А. Жуковой [86], основан на условии гидравлического подобия процесса заторообразования на реках. Уровень определяется по формуле

$$H_{3,1\%} = \frac{H_{\bar{Q}_3} - H_{\bar{Q}_{\text{мин}}}}{1 - \mu} + H_{\bar{Q}_{\text{мин}}}, \quad (8.10)$$

где $H_{\bar{Q}_3}$ и $H_{\bar{Q}_{\text{мин}}}$ - уровни, соответствующие в условиях свободной ото льда реки среднему за многолетний период затороформирующему расходу воды (\bar{Q}_3) и среднему многолетнему минимальному 30 – дневному зимнему расходу ($\bar{Q}_{\text{мин}}$); μ - параметр, характеризующий относительное стеснение русла реки при заторе льда. Он рассчитывается по уравнению

$$\mu = 0,30 + 0,21Fr_{\bar{Q}_{\text{МК}}}^{0,5}F^{0,17} + 0,521g \frac{I_{\bar{Q}_{\text{МК}}}}{8,5Fr_{\bar{Q}_{\text{МК}}}^{1,16}}, \quad (8.11)$$

где $Fr_{\bar{Q}_{\text{МК}}}$ - число Фруда, соответствующее среднему многолетнему максимальному расходу воды в период весеннего половодья в условиях свободной ото льда реки, F - площадь водосбора, км².

Уровень $H_{\bar{Q}_3}$ устанавливается по кривым связи чисел Фруда $Fr = \frac{V^2}{gh}$ и

$Fr' = \frac{V^2}{gB}$ с уровнем (рис. 8.2) через уровень $H_{\bar{Q}_{\text{МК}}}$, исходя из условия

$$Fr'_{H_{\bar{Q}_3}, V_n} = Fr'_{H_{\bar{Q}_{\text{МК}}}, V_{cp}} \quad (8.12)$$

для участков первого типа,

$$Fr_{H_{\bar{Q}_3}, V_n} = Fr_{H_{\bar{Q}_{\text{МК}}}, V_{cp}} \quad (8.13)$$

для участков второго типа и

$$Fr_{H_{\bar{Q}_3}, V_{\text{МК}}} = Fr_{H_{\bar{Q}_{\text{МК}}}, V_{cp}} \quad (8.14)$$

для речных участков третьего типа. В равенствах (8.12) - (8.14) значки V_{cp} , $V_{\text{МК}}$ и V_n означают, что числа Фруда рассчитываются по средней, максимальной в створе или поверхностной скорости течения воды, при этом $V_n = 0,5(V_{cp} + V_{\text{МК}})$.

К первому типу заторных участков относятся, в основном, устьевые участки рек. Во вторую группу участков вошли заторные участки, занимающие по

гидравлическим признакам промежуточное положение между участками первого и третьего типов. К третьему типу относятся горные и полугорные речные участки.

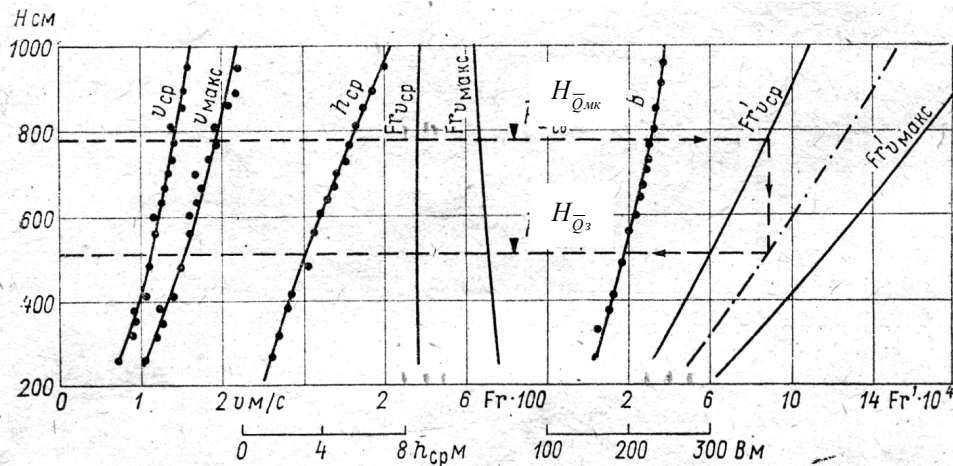


Рис. 8.2. Определение уровня H_{Q_3} по числу Fr и уровню $H_{Q_{mk}}$ р. Илим у д. Сотникова (участок 1-го типа).

Метод дает существенные ошибки при промежуточном положении участков по их типу. Недостаток изложенного метода заключается также в том, что соотношение уровней H_{Q_3} и $H_{Q_{mk}}$ зависит, главным образом, от гидравлических показателей водного потока в расчетном створе, которые могут быть не характерными для всего заторного участка в целом. Он не учитывает местные ледовые условия вскрытия.

В работе [37] предлагается решение, в котором вклад местных факторов заторообразования в формирование максимального заторного уровня оценивается путем выполнения специальных наблюдений и расчетным методом. При этом интегральным количественным показателем местных факторов служит коэффициент заторности η_3 . Показателем наполнения русла является площадь поперечного сечения русла ω , связь которой с уровнем устанавливается нивелировкой берегов в расчетном створе.

Для расчета площади поперечного сечения русла (в m^2), соответствующей искомому значению максимального заторного уровня $H_{3,p\%}$ рекомендуется формула

$$\omega_{3,p\%} = 2,31 k_p \cdot \eta_p (\bar{Q}_e \cdot n_p)^{0,6} \cdot B_{Q_e}^{0,4}, \quad (8.15)$$

где k_p - коэффициент перехода от среднего значения площади к значению площади заданной вероятности превышения (табл. 8.1), η_3 - коэффициент заторности речного участка, \bar{Q}_e - средний многолетний расход воды на дату вскрытия реки

($\text{м}^3/\text{с}$), n_p – коэффициент шероховатости русла, $B_{\bar{Q}_s}$ - ширина реки (м) при расходе \bar{Q}_s .

Таблица 8.1

Значения переходного коэффициента k_n в формуле (8.15)

$B_{\bar{Q}_s}$, м	P , %						
	0,1	1	2	3	5	10	25

$\eta_s < 20$

< 500	1,23	1,08	1,02	0,98	0,94	0,86	0,78
500 - 1000	1,07	1,02	1,00	1,00	0,97	0,95	0,91

$\eta_s = 20 - 40$

< 500	1,34	1,12	1,04	0,98	0,93	0,81	0,62
500 - 1000	1,10	1,04	1,01	0,97	0,96	0,95	0,92
> 1000	1,04	1,01	1,00	1,00	0,99	0,98	0,96

$\eta_s > 40$

< 500	1,50	1,20	1,08	0,98	0,94	0,82	0,61
-------	------	------	------	------	------	------	------

Коэффициент заторности рассчитывается по формуле

$$\bar{\eta}_z = 66300 \Delta I_{\bar{Q}_s} + 8,70 \frac{F}{B^2} + 19, \quad (8.16)$$

где $\Delta I_{\bar{Q}_s}$ - разность уклонов водной поверхности в пределах ледосборного участка и ниже расчетного створа при расходе \bar{Q}_s в условиях свободной ото льда реки; F - площадь водосбора реки, км²; B - ширина реки в расчетном створе, м. Величина $\Delta I_{\bar{Q}_s}$, как показатель морфометрических условий формирования заторов льда, характеризует участки с переломом продольного профиля реки, поворотами и прочими русловыми особенностями, с которыми связано уменьшение льдотранспортирующей способности реки. Второй член уравнения (8.16) отражает соотношение объема льда, участвующего в заторообразовании, и льдотранспортирующей способности.

Исходные данные, необходимые для расчета по формуле (8.16), берутся с карт и из гидрологических справочников.

При оценке средних многолетних расходов воды на дату вскрытия реки могут встретиться следующие ситуации:

Ситуация 1. Пункт, для которого ведется расчет, находится поблизости от створа стационарных гидрометрических наблюдений. Разница в сроках вскрытия реки не превышает 1–2 суток. Ледовые и гидравлические условия протекания водного потока сходные. Тогда для створа гидрологического поста рассчитывается влекущее касательное напряжение водного потока подо льдом, соответствующее среднему многолетнему расходу при вскрытии

$$\tau_{\bar{Q}_s} = \gamma_v J_{\bar{Q}_s}^{0,3} \left[\bar{q}_s n_n \left(1 - \frac{1}{r^{1,5} + 1} \right) \right]^{0,6}, \quad (8.17)$$

где γ_v - удельный вес воды (кН/м³), r - отношение коэффициента шероховатости нижней поверхности льда (n_n) к коэффициенту шероховатости русла (n_p), \bar{q}_s - удельный расход воды (м²/с). Значение напряжения $\tau_{\bar{Q}_s}$ переносится в расчетный створ и по кривой связи τ с Q определяется искомый расход воды. Подобная ситуация чаще всего встречается на небольших и средних реках в районах с плотной гидрометрической сетью.

Ситуация 2. Выше и ниже расчетного створа имеются гидрологические посты, но на большом расстоянии от него. Разница в сроках вскрытия превышает двое суток. Тогда, если есть совместные кратковременные наблюдения (в течение двух - четырех лет) в расчетном створе и в створе гидрологического поста (створе - аналоге), то устанавливается переходный коэффициент

$$\kappa_\tau = \frac{\tau_{\bar{Q}_s,p}}{\tau_{\bar{Q}_s,a}}, \quad (8.18)$$

который затем используется для расчета $\tau_{\bar{Q}_s}$. Если расчетный створ находится между двумя гидрологическими постами, то $\tau_{\bar{Q}_s}$ определяется путем интерполяции

значений влекущего касательного напряжения, вычисленных по данным этих постов. Описанная ситуация чаще всего имеет место на больших реках.

Ситуация 3. Расход \bar{Q}_v почему-либо невозможно определить способом аналогии по ближайшим створам гидрометрических наблюдений. В этом случае среднее многолетнее значение расхода воды при вскрытии реки определяется по зависимости, координаты которой приведены ниже:

$I_{\bar{Q}_{МК}}$	0,00002	0,00005	0,0001	0,0002	0,0005 ,
$\frac{\bar{Q}_v}{\bar{Q}_{МК}}$	0,489	0,378	0,301	0,201	0,076 .

Последняя зависимость определяется тем обстоятельством, что имеет место закономерное увеличение вниз по течению отношения расхода воды при заторе льда к максимальному расходу весеннего половодья. Подобная картина объясняется тем, что волна половодья, продвигаясь с юга на север (это совпадает с направлением течения большинства рек на заторных участках) встречает на своем пути все более толстый и прочный ледяной покров, для взлома и транспортировки которого необходима все большая удельная энергия водного потока.

Точность изложенных методов расчета наивысших заторных уровней воды характеризуется погрешностями, изменяющимися от 5 до 20% амплитуды колебаний уровней. Ошибки расчета объясняются, прежде всего, не учетом местоположения скопления льда относительно расчетного створа.

8.2. Прогнозирование зажоров льда и максимальных зажорных уровней

О предстоящем наводнении судят по превышению прогнозируемого максимального зажорного воды над отметкой начала затопления застроенной территории.

При разработке методик прогноза максимальных зажорных уровней воды используются срочные значения этой величины. Если таковые отсутствуют в некоторые годы, то строятся графики связи срочных и средних суточных значений уровня, по которым восстанавливается ряд срочных значений.

Определяющие для данного речного участка показатели процесса зажорообразования выявляются путем статистического анализа соответствующих данных наблюдений за многолетний период. Детерминированные вклады этих показателей вычисляются по формуле

$$\delta_{x_i} = \frac{r_{yx_i} a_{yx_i} \frac{\sigma_{x_i}}{\sigma_y}}{R_y^2} , \quad (8.19)$$

где y – прогнозируемая величина (максимальный уровень), x_i – показатели; r_{yx} – коэффициент парной корреляции y и x_i ; a_i – коэффициент линейного уравнения,

описывающего зависимость y от x ; $\frac{\sigma_{x_i}}{\sigma_y}$ - отношение средних квадратических отклонений от нормы предсказателя x_i и y ; R_y - полный коэффициент корреляции.

Если доля вклада какого-либо аргумента получается близкой или меньше $\frac{2(1-R_y^2)}{R_y\sqrt{n-1}}$, то аргумент x_i считается не эффективным и исключается из числа рассматриваемых предсказателей.

Прогностическая зависимость в виде линейного уравнения

$$y = a_0 + \sum_1^n a_i x_i, \quad (8.20)$$

устанавливается статистическим путем. В формуле (8.20) a_i - постоянные коэффициенты, которые могут иметь как положительный знак, так и отрицательный.

Учитывая нелинейность связей между уровнями и определяющими их факторами, например, расходами воды, можно использовать в целях прогноза уравнения криволинейной регрессии

$$y = f [k_1 U_1(x_1) + k_2 U_2(x_2) + \dots + k_n U_n(x_n)] , \quad (8.21)$$

где $k_1, k_2 \dots k_n$ - коэффициенты регрессии; $U_1(x_1), U_2(x_2) \dots U_n(x_n)$ - нормализованные значения предикторов [171].

Иногда для одного речного участка получается два или три устойчивых решения при различных показателях процесса зажорообразования. Тогда, чтобы не терять полезную информацию выполняют статистическую оптимизацию прогнозов [205] по следующей схеме

$$y_0 = b_0 + b_1 y_1 + b_2 y_2 + \dots + b_k y_k, \quad (8.22)$$

где y_0 - оптимальное прогностическое значение; y_1, \dots, y_k - прогностические значения, полученные по « k » индивидуальным методикам.

После экстремальных условий зажорообразования прогностические зависимости корректируются.

Прогнозы максимальных зазорных уровней основываются на зависимостях этих уровней от трех показателей процесса замерзания рек:

а) расхода y перемещающейся вверх по течению кромки ледяного покрова ($Q_{кр}$), который меньше Q_3 на величину ежесуточного расхода воды на формирование подпорной призмы зажора;

б) длительности ледохода (шугохода) (T_l);

в) средней за период замерзания температуры воздуха (θ_{cp}), характеризующей интенсивность теплообмена воды с атмосферой.

Так как величины T_l и θ_{cp} связаны между собой, то при прогнозе максимальных зазорных уровней учитывается только одна из них. Прогноз уровня H_3 составляется в день начала ледовых явлений. На этот день по кривой $Q=f(H)$ по измеренному уровню воды определяется расход в начале замерзания Q_0 . Расход

воды $Q_{кр}$, прогнозируется по связи его с расходом Q_0 . При появлении первых осенних ледяных образований река переходит на грунтовое питание, вследствие чего сток воды уменьшается. Если это уменьшение устойчивое, то расход предвычисляется по формуле

$$Q_{кр} = Q_0 \exp(-kT_l), \quad (8.23)$$

где k - коэффициент, зависящий от погодных условий в период замерзания, в частности, от $\theta_{ср}$.

Значение T_l рассчитывается по выражению

$$T_l = D + \frac{L}{V_{кр}}, \quad (8.24)$$

где D - период между датами начала ледостава у нижнего по течению гидрологического поста и ледохода у верхнего гидрологического поста, для которого, составляется прогноз; L - расстояние от верхнего поста до кромки ледяного покрова на день составления прогноза, определяемое в ходе ледовой авиаразведки; $V_{кр}$ - скорость перемещения кромки вверх по течению

$$V_{кр} = -\frac{m\theta}{V_n}, \quad (8.25)$$

где m - эмпирический коэффициент; θ - температура воздуха, прогнозируемая синоптическими методами; V_n - поверхностная скорость течения.

Расход воды $Q_{кр}$, определяется не только расходом на день начала ледовых явлений, но и количеством жидких осадков, выпадающих в период замерзания реки. Влияние осадков на осенний сток весьма существенно, поскольку они носят обложной характер и выпадают при малой водопоглотительной способности бассейна. Таким образом, для прогноза необходимо иметь сведения о будущих осадках за период замерзания, который изменяется от нескольких дней до месяца. Предсказать осадки с такой заблаговременностью практически невозможно. Поэтому в районах, характеризующихся значительными осенними осадками, расходы и, следовательно, уровни H_3 прогнозируются только для рек, сток которых зарегулирован крупными озерами (Нева, Ангара). Для этих рек можно получить удовлетворительные зависимости расхода от среднего уровня воды озера (или реки в истоке озера) в один из предшествующих замерзанию месяцев. Такие зависимости обеспечивают большую заблаговременность прогноза, обычную для долгосрочных гидрологических прогнозов.

8.3. Методика прогнозов максимальных уровней при зажорах на реке Нева

Максимум уровня воды при зажоре на Неве состоит из трех частей

$$Z_3 = Z_Q + \Delta H_l + \Delta H_{н.с}, \quad (8.26)$$

где Z_Q – уровень в м БС, соответствующий в условиях свободной ото льда реки расходу на дату Z_3 ; $\Delta H_{\text{л}}$ – дополнительный подъем уровня за счет стеснения русла скоплением льда в русле; $\Delta H_{\text{н.с}}$ – подъем или спад уровня при нагонах и сгонах воды.

Из трех составляющих максимального уровня две зависят от расхода воды

$$H_Q = f(Q, I), \quad (8.27)$$

$$\Delta H_{\text{л}} = \left(\frac{Q \cdot n_p}{B}\right)^{0,6} \cdot I^{-0,3} [1,07(r^2 + 1)^{0,3} - 1] + 0,9t_{\text{ск}}, \quad (8.28)$$

где I – уклон водной поверхности, n_p – шероховатость русла, B – ширина реки, r – отношение коэффициента шероховатости нижней поверхности льда ($n_{\text{л}}$) к коэффициенту шероховатости русла (n_p), $t_{\text{ск}}$ – толщина зажорного скопления льда. Так как толщина льда в зажоре является функцией силы, развиваемой водным потоком в зоне торошения льда, которая тем больше, чем больше Q , то составляющие H_Q и $\Delta H_{\text{л}}$ на 90-97 % определяются расходом воды.

Расход воды в Неве находится в тесной зависимости от уровня Ладожского озера:

$Z_{\text{Ладога}}$, м БС	350	400	450	500	550	600	650
$Q_{\text{Нева}}$, м ³ /с	1350	2030	2520	2990	3450	4450	4620.

Поскольку изменение уровня Ладожского озера в течение года небольшое по сравнению с его изменчивостью от года к году, то и расход воды Невы в течение года изменяется незначительно по сравнению с многолетней изменчивостью ее водности (табл. 8.2).

Таким образом, тесная связь Z_Q и $\Delta H_{\text{л}}$ с $Z_{\text{Ладога}}$ и $Q_{\text{Нева}}$, и небольшая изменчивость последних в течение года позволяют строить следующие прогностические зависимости

$$Z_3 = Z_Q + \Delta H_{\text{л}} + \overline{\Delta H}_{\text{н.с}} = f(Z_{\text{Ладога}}) \quad , \quad (8.29)$$

$$Z_3 = Z_Q + \Delta H_{\text{л}} + \overline{\Delta H}_{\text{н.с}} = f(Q_{\text{Нева}}) \quad , \quad (8.30)$$

$$Z_3 = Z_Q + \Delta H_{\text{л}} + \overline{\Delta H}_{\text{н.с}} = f(Z_{\text{Нева,Петр}}), \quad (8.31)$$

где $\overline{\Delta H}_{\text{н.с}}$ – норма изменения уровня за счет нагонно-сгонных явлений, $Z_{\text{Ладога}}$, $Q_{\text{Нева}}$, $Z_{\text{Нева, Петр}}$ – уровень Ладоги, расход Невы и уровень воды в истоке реки у ст. Петрокрепость в ноябре - декабре.

Таблица 8.2

Средние месячные расходы воды р. Нева (м³/с) в годы с разной ее водностью

Водность	Месяц							
	IX	X	XI	XII	I	II	III	IV
Наибольшая	3980	3880	3790	3460	3190	2900	2920	3700
Средняя	2900	2790	2470	2070	1770	1760	1840	2490
Наименьшая	1520	1540	1330	909	747	760	890	1230

Главным фактором, определяющим мощность зажоров на Неве, является водность реки в период ее замерзания (ноябрь – декабрь), которая, как отмечено выше, из-за большой зарегулированности стока реки Ладожским озером, меняется после весеннего половодья незначительно, что позволяет использовать для среднесрочного прогноза максимальных зажорных уровней Невы уровни и расходы воды в месяцы, предшествующие началу замерзания реки. Для наиболее зажороопасного участка реки у Обуховского завода (завода «Большевик») удалось выявить достаточно тесные зависимости максимальных зажорных уровней на этом речном участке от средних расходов воды Невы в сентябре (\bar{Q}_{IX}) и октябре (\bar{Q}_X)

$$Z_3 = 0,0013 \bar{Q}_{IX} - 1,66 \quad (R=0,73), \quad (8.32)$$

$$Z_3 = 0,0015 \bar{Q}_X - 1,87 \quad (R=0,78). \quad (8.33)$$

Они позволяют прогнозировать зажорный максимум уровня с заблаговременностью до 1,5 месяца. Точность прогноза по ним достаточно хорошая. К сожалению, в оперативных условиях не всегда есть возможность получить сведения о средних месячных расходах воды. Как показали выполненные исследования для прогноза можно использовать и связи Z_3 со средними уровнями воды в истоке Невы у ст. Петрокрепость в сентябре и октябре: $\bar{Z}_{IX \text{ Пемр}}$

$$Z_3 = 0,909 \bar{Z}_{IX \text{ Пемр}} - 1,71 \quad \text{для Новосаратовки} \quad (R=0,76), \quad (8.34)$$

$$Z_3 = 1,11 \bar{Z}_{IX \text{ Пемр}} - 2,70 \quad \text{для з-да «Большевик»} \quad (R=0,76), \quad (8.35)$$

$$Z_3 = 0,982 \bar{Z}_{X \text{ Пемр}} - 1,90 \quad \text{для Новосаратовки} \quad (R=0,84), \quad (8.36)$$

$$Z_3 = 1,18 \bar{Z}_{X \text{ Пемр}} - 2,88 \quad \text{для з-да «Большевик»} \quad (R=0,82). \quad (8.37)$$

Для прогноза максимальных уровней на других зажороопасных участках Невы можно использовать линейные уравнения связей соответственных уровней воды (табл. 8.3).

При разработке методики прогнозов максимальных зажорных уровней воды на р. Нева использованы сетевые материалы наблюдений за уровнями и расходами воды, ледовой обстановкой и датами ледовых явлений за период с 1950 по 2008 год.

Необходимая для прогноза кривая связи расхода воды Невы с уровнем воды у ст. Петрокрепость ($R = 0,99$)

$$Q_{Новосар} = 48,8 Z_{Петр}^2 + 326 Z_{Петр} + 350 \quad (8.38)$$

установлена по данным гидрологических наблюдений. В оперативных условиях расход воды определяется по этой кривой по мере поступления оперативной информации об уровне воды с гидрологического поста Петрокрепость.

Таблица 8.3

Коэффициенты линейных уравнений связей максимальных зажорных уровней воды по Новосаратовке и другим пунктам наблюдений

Пункт	Расстояние до г/п Новосаратовка	Коэффициенты уравнения		Коэффициент Корреляции
		а	б	
Обуховский з-д	4,2	1,069	- 0,379	0,920
Усть-Славянка	1,7	1,014	-0,066	0,979
Новосаратовка	0	1,0	0	1,0
Усть-Ижора	7,0	1,024	0,467	0,877
Отрадное	17,8	1,784	1,259	0,733

Первый выпуск прогноза приурочивается к 1 октября, когда появляются сведения об уровнях воды Невы в сентябре. Для прогноза используются зависимости (8.35) и (8.36). Затем прогноз составляется по зависимостям (8.37) и (8.38) к 1 ноября. Наконец, он может быть уточнен 1 декабря по краткосрочным методикам, изложенным в работах [85, 88, 97] и применяемым в настоящее время в Северо-Западном УГМС.

Эффективность разработанной методики оценивалась через критерий, представляющий собой отношение средней квадратической ошибки прогноза (s) к среднему квадратическому отклонению максимального зажорного уровня на участке Невы, для которого составляется прогноз, от его нормы (σ_z). Разработанная методика прогноза максимальных зажорных уровней воды Невы по критерию $\frac{s}{\sigma_z}$ является, согласно Наставлению по службе прогнозов Росгидромета (раздел 3, часть 1), эффективной, так как почти все прогностические зависимости характеризуются отношением $\frac{s}{\sigma_z}$ меньше 0,8 [9].

Приведённая на рис. 3.1 зависимость использована для расчета толщин зажорных скоплений льда ($t_{ск}$) на Неве за период с 1950 по 2008 год. Исходными данными являлись значения уровня Z_3 и расхода Q . Сначала по уровню Z_3

устанавливалась глубина реки у верхней кромки зазора (h_3). Затем рассчитывалась по формуле величина Γ . Далее по зависимости $\delta = f(\Gamma)$ определялась относительная толщина скопления шуги и льдин и вычислялась абсолютная величина

$$t_{ск} = \delta \cdot h_3 . \quad (8.39)$$

Оказалось, что толщина скоплений шуги и льдин на Неве в начале зимы изменяется от года к году в пределах от 1 до 7 м.

По данным расчетов $t_{ск}$ удалось установить следующие зависимости для прогнозирования толщины зазорного скопления льда на участке 17-45 км от устья реки

$$t_{ск} = 1,27 Z_{IX.Пемр} - 0,268\theta_{IXcp} + 0,9 \quad (8.40)$$

и
$$t_{ск} = 1,36 Z_{X.Пемр} - 0,151 \theta_{Xcp} - 1,5 . \quad (8.41)$$

Точность прогнозов, составленных по приведенным выше уравнениям, зависит от обеспеченности их материалами натуральных измерений толщины льда в зазорах. К сожалению, систематические наблюдения за многими важными характеристиками процесса замерзания Невы не ведутся и, в частности, за толщиной скоплений шуги. На сегодня количественных данных об этой характеристике очень мало, они носят отрывочный характер.

8.4. Прогноз максимальных заторных уровней воды

В настоящее время наводнения, обусловленные заторами льда, прогнозируются преимущественно для тех речных участков, где скопления льда формируются ежегодно. Это участки резкого уменьшения продольного уклона реки или сочетания нескольких видов русловых препятствий для движения льдин, например, крутого поворота с конусом выноса. Для предсказания заторных максимумов уровня используются, как правило, их эмпирические зависимости от факторов, определяющих процесс заторообразования, которые устанавливаются по данным многолетних гидрометеорологических наблюдений. Из-за разнообразия местных условий заторообразования на реках для каждого отдельного заторного речного участка методика прогноза индивидуальна, т.е. опирается на свой набор факторов, предопределяющих образование затора.

Максимальный уровень при заторе льда прогнозируется согласно предложению Л.Г. Шуляковского (1951 г.) по эмпирической зависимости уровня от комплекса факторов процесса заторообразования [211, 212]. В 1972 году Р.А. Нежиховский [143, 146] предложил в качестве аргумента прогностической зависимости использовать один интегральный фактор: расход воды у кромки ледяного покрова на пути ее перемещения вниз по течению в пределах ледосборного участка ($Q_{кр}$). И.Я. Лисер указал на необходимость учёта при прогнозе максимальных заторных уровней дополнительно к $Q_{кр}$ ещё одного важного фактора: степени зашугованности русла [117-119, 123]. В дальнейшем прогностическая практика показала, что при прогнозе наводнений, обусловленных заторами льда, можно ограничиться для повышения устойчивости

прогностического решения следующими интегральными показателями процесса заторообразования:

а) максимальным уровнем в начале ледостава ($H_{лс}$), характеризующим мощность скопления шуги в русле, у верхней границы которого весной формируется затор;

б) расходом воды у перемещающейся вниз по течению реки кромки ледяного покрова ($Q_{кр}$), который является характеристикой сил, развиваемых водным потоком в зоне торошения льда;

в) глубиной предпаводочной сработки водохранилища (для зон выклинивания кривых уровней подпора воды в водохранилищах) [117,119, 122] .

Максимальный уровень в начале ледостава ($H_{лс}$) характеризует не только мощность скопления шуги в русле, но весной ещё и площадь промоин и закраин. При наличии большого количества открытых площадей чистой воды сплав льда вниз по реке облегчается.

Влияние первого фактора процесса заторообразования велико на реках, замерзающих по зажорному типу. На некоторых водотоках (Амур, Ангара, Селенга, Сухона) имеют место настолько тесные связи между $H_з$ и $H_{лс}$, что они могут использоваться для долгосрочного прогноза заторного максимума уровня с заблаговременностью в несколько месяцев. В табл. 8.4 приведены коэффициенты корреляции между максимальными заторными уровнями воды ($H_з$) и уровнями $H_{лс}$ для некоторых речных участков севера ЕТР.

Если связь $H_з=f(H_{лс})$ не очень тесная, что определяется значительным вкладом в формирование максимальных заторных уровней воды факторов, обуславливающих погодные условия вскрытия реки весной, тогда отклонения точек от линии связи можно представить как независимую от $H_з$ переменную величину. Поскольку ее изменение с большой заблаговременностью предсказать невозможно, то для прогноза уровня $H_з$ может быть использован вероятностный подход, при котором к уровню, предсказываемому по связи $H_з = f(H_{лс})$, дается поправка разной обеспеченности. При этом отметке начала затопления территории соответствует при разных значениях $H_{лс}$ разная вероятность превышения отметки начала затопления (p), что дает возможность построить график связи $p = f(H_{лс})$. По нему можно определить вероятность затопления территории по максимальному зажорному уровню воды текущей зимы.

Следует заметить, что для рек, протекающих в районах с зимой, характеризующей многократными оттепелями, в периоды во время которых с одной стороны происходят подвижки льда, а с другой – скопления шуги интенсивно размываются, влияние зажорных явлений лучше оценивается через предпаводочный уровень воды. При наличии за многолетний период данных ледомерных съемок в зависимостях для прогноза заторных максимумов уровня учитывается непосредственно объем льда на участке реки накануне вскрытия.

Еще одной характеристикой объема льда в русле накануне вскрытия является толщина ледяного покрова, образовавшегося путем постепенного намерзания льда снизу при теплотеке от воды к атмосфере (t_n). Как правило, коэффициенты корреляции между $H_з$ и t_n небольшие и редко достигают значения 0,45.

Ожидаемые максимальные заторные уровни на беззажорных участках рек определяются по зависимости, аргументом которой является только затороформирующий расход $Q_з$. На больших реках он прогнозируется с помощью

Таблица 8.4

Коэффициенты корреляции между максимальными заторными уровнями воды рек севера ЕТР и максимальными уровнями в начале ледостава

Река	Пункт	Значение коэффициента
Северная Двина	д. Медведки	0,36
	г. Котлас	0,35
	д. Усть-Курье	0,63
	д. Абрамково	0,62
	с. Нижняя Тойма	0,55
	д. Сидоровская	0,51
	д. Звоз	0,58
Сухона	с. Каликино	0,65
	г. Великий Устюг	0,56
Юг	д. Гаврино	0,48
Вычегда	г. Сыктывкар	0,30
Вага	г. Шенкурск	0,35
	с. Усть-Сюма	0,42
Юг	д. Пермас	0,20
	с. Кичменский Городок	0,30
	р.п. Подосиновец	0,42
Мезень	с. Дорогорское	0,33
	д. Малонисогорская	0,52
Печора	с. Ермицы	0,52
	с. Усть-Кожва	0,38
	с. Усть-Уса	0,41
	с. Усть-Цильма	0,31

связи соответственных по ледовым фазам расходов воды с учетом их изменения по длине реки, т.е.

$$Q_z = f(Q_{кр}, Q_{пр}, q_{пр}) , \quad (8.42)$$

где $Q_{кр}$ - средний расход воды у кромки ледяного покрова на пути ее перемещения в пределах ледосборного участка, приблизительно равного произведению средней поверхностной скорости течения на продолжительность ледохода с густотой от 1,0 до 0,3, определяемый по данным расположенного выше по течению гидрологического поста; $Q_{пр}$ - расход воды крупного притока ($Q_{пр}/Q_{кр} > 0,4$), вскрывающегося раньше основной реки или одновременно; $q_{пр}$ - рассредоточенный приток с частного бассейна между створами верхнего и нижнего постов. В

зависимости от условий формирования стока учитывается только часть предикторов Q_3 .

Верхний (информационный) гидрологический пост выбирается с учетом необходимой точности и достаточной заблаговременности прогноза (обычно на расстоянии 70–200 км от створа, для которого дается прогноз). Заблаговременность предсказания расхода Q_3 и, следовательно, максимального заторного уровня (H_3) зависит от скорости перемещения кромки ледяного покрова, которая в свою очередь определяется скоростью перемещения фронта потепления (V_θ) и разностью между длительностями периодов таяния льда в нижнем и верхнем створах (ΔT_m), т.е.

$$\Delta T = \Delta L/V_\theta + \Delta T_m \quad (8.43)$$

Для больших рек, текущих на север (Северная Двина, Печора, Обь, Лена, Енисей), заблаговременность прогноза Q_3 и H_3 изложенным способом составляет 10–15 суток.

Расход воды $Q_{кр}$ определяется по одной из кривых расходов, соответствующих различным ледовым условиям стока воды весной у верхнего гидрологического поста (рис. 8.3). Выбор кривой при прогнозе осуществляется по информации о ледовой обстановке или об интенсивности подъема уровня воды на день вскрытия реки у этого поста.

Дата выпуска прогноза H_3 приурочивается ко дню вскрытия реки у верхнего поста или к более позднему сроку, например, ко дню окончания густого ледохода. При этом, благодаря более тесной связи между H и Q в последние дни ледохода, повышается точность предвычисления расхода $Q_{кр}$, однако уменьшается заблаговременность прогноза.

Для участков рек, где заторообразование происходит на волне половодья, сформированной в бассейне раньше вскрывающегося крупного притока, прогноз H_3 составляется в день вскрытия притока в одном из его верхних створов.

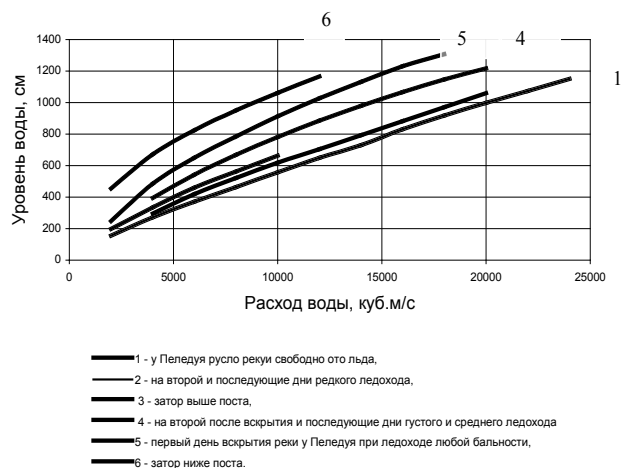


Рис. 8.3. График связи уровней воды р. Лена у р.п. Пеледуй и расходов воды через 2 суток у г. Ленск.

Максимальный заторный уровень воды на участках рек, вскрывающихся одновременно на всем протяжении за счет половодья на частном бассейне, предвычисляется в день максимума бокового притока, ежедневные значения которого рассчитываются по формуле

$$q_{np} = F_{np} \sum_1^n M_i \quad , \quad (8.44)$$

где F_{np} - площадь частного бассейна; M_i и n - соответственно модули стока и количество рек – аналогов, в качестве которых выбираются небольшие реки с наибольшей вероятностью состояния «чисто» и «редкий ледоход» в день выпуска прогноза. Поскольку на дату $q_{np,мк}$ ледовая обстановка у верхнего створа наблюдений может быть различной, то в прогностическую зависимость вводится дополнительный аргумент – положение кромки ледяного покрова относительно места заторообразования.

Если затор формируется на пике весеннего половодья, то в существующих методиках прогноза заторных явлений часто применяется метод прогноза стока по данным о распределении воды в русловой сети.

Кроме расхода Q_3 показателями водности реки в период заторообразования являются максимальные снегозапасы на водосборе ($t_{сн,мк}$) и характеристика потенциальной сопротивляемости ледяного покрова φt_d (φ - отношение прочности льда на T -ый день таяния к прочности в начале таяния), значение которой на дату вскрытия реки в одном из расположенных выше по течению створов рассчитывается по методике С.Н. Булатова [47]. Примерами могут служить прогностические зависимости для рек Печора у села Усть-Кожва

$$H_3 = 284 + 0,793 H_{лс} + 0,523 t_{сн, мк} \quad , \quad (8.45)$$

и Амур у села Покровка

$$H_3 = 108 + 2,01 H_{лс} + 5,20 \varphi t_d \quad , \quad (8.46)$$

где $t_{сн, мк}$ (см) устанавливается по данным метеостанции урочище Верхний Щугор, а φt_d рассчитывается на дату первого дня ледохода на реке Шилке у г. Сретенска.

Рассмотренные подходы к прогнозу максимального заторного уровня характеризуются определенными границами применимости, обусловленными имеющимся объемом гидрометеорологической информации, общим направлением течения и размерами реки. Ниже излагаются подходы к прогнозу максимума заторного уровня, расширяющие эти границы.

Для прогноза максимального заторного уровня воды на больших реках, текущих преимущественно в широтном направлении, лишь отдельные участки которых вскрываются сверху вниз по течению, а также на средних реках предлагается следующий метод. Он основан на предпосылке, что интенсивности процессов подготовки реки к вскрытию и формирования затора льда связаны между собой. Для прогноза используется информация об изменении

количественных характеристик весеннего половодья и процесса подготовки реки к вскрытию непосредственно на речном участке, для которого составляется прогноз.

Ожидаемый заторный максимум уровня воды H_3 оценивается не по эмпирической зависимости, а по кривой расходов для летних условий через расход воды Q_{H_3} :

$$Q_{H_3} = \frac{\eta Q_3}{k_3} , \quad (8.47)$$

где η - коэффициент местных условий заторообразования, отражающий специфические для данного участка реки условия, определяющие образование затора (соотношение теплового и механического факторов в процессе вскрытия, степень зашугованности русла, наличие подпора и боковой приточности, русловыправительные и дноуглубительные работы на участке и т. д.); Q_3 — затороформирующий расход воды, который меньше $Q_{кр}$ на величину расхода фильтрации через скопление льда [73]; k_3 — коэффициент для зимних условий в день H_3 , который является суммарным показателем, учитывающим в целом все изменения гидравлических условий водного потока при наличии льда в русле, а также особенности поперечного сечения русла. Он определяется по следующей формуле:

$$k_3 = (1-a) k_{лс} + a , \quad (8.48)$$

где k_3 - зимний коэффициент на день H_3 ; $k_{лс}$ — отношение расходов воды при ледоставе и заторе.

Зависимости (8.47) и (8.48) расчетные. Для прогноза по ним максимального заторного уровня необходимо заранее знать расход воды, который зависит от дружности весны, определяющей интенсивность таяния снега и льда, от увеличения расхода воды и уменьшения прочности ледяного покрова, а также от длительности подготовительного к вскрытию периода [41]. Этот расход может быть предвычислен по простому выражению, основанному на местной информации о развитии весеннего половодья,

$$Q_3 = Q_0 + 86,4 \Delta t i_m F , \quad (8.49)$$

где Q_0 - расход воды накануне половодья ($\text{м}^3/\text{с}$); Δt - период от начала половодья до даты максимального заторного уровня воды, зависящий от толщины ледяного покрова и интенсивности увеличения модуля стока в расчетном створе (сутки); i_m - интенсивность увеличения модуля стока за период Δt , связанная с его интенсивностью до даты выпуска прогноза, ($\text{л}/\text{с} \cdot \text{км}^2$); F - площадь водосбора (км^2).

Основное значение при разработке метода прогноза имеет выбор даты выпуска прогноза. Он должен обеспечить достаточную заблаговременность и точность предсказания ожидаемой величины. Точность прогноза уменьшается с увеличением его заблаговременности, но существует некоторое оптимальное сочетание этих главных характеристик метода. В рассматриваемом методе оно имеет место, если дату выпуска прогноза приурочить ко дню выполнения в расчетном створе условия отрыва ледяного покрова от берегов

$$H > H_{лс} + 0,9 t_l , \quad (8.50)$$

где H - уровень воды на текущий день, $H_{лс}$ - максимальный уровень в первые дни ледостава, t_l - толщина ледяного покрова перед началом весеннего половодья. С момента выполнения условия (8.50) начинаются подвижки ледяного покрова и процесс формирования скопления льда. Заблаговременность прогноза при таком выборе даты его составления на средних реках европейской территории России находится в пределах от 1 до 10 суток, что вполне достаточно для принятия мер по снижению ущерба от предстоящего наводнения.

На дату выпуска прогноза рассчитывается интенсивность увеличения модуля стока

$$i_{мп} = \frac{Q_{мп} - Q_o}{86,4F\Delta\tau_{мп}}, \quad (8.51)$$

где $Q_{мп}$ - расход воды на дату прогноза, $\Delta\tau_{мп}$ - период устойчивого подъема уровня воды до даты выпуска прогноза.

В оперативных условиях, когда измерения расхода воды перед вскрытием реки прекращаются, сведения о величине $Q_{мп}$, необходимом для вычисления $i_{мп}$ отсутствуют. В этом случае расход $Q_{мп}$ можно вычислить следующим образом:

$$Q_{мп} = Q_{Нпр}[(1 - a)k_{лс} + a], \quad (8.52)$$

где $Q_{Нпр}$ - расход воды, установленный через $H_{пр}$ по кривой расходов для летних условий. Коэффициент «а» зависит от отношения $Q_{мп}/Q_o$ и ледовой обстановки на день составления прогноза.

Изложенное прогностическое решение дает возможность предсказывать образование затора и максимальный заторный уровень воды любой реки с площадью водосбора от 8000 до 70000 км² с заблаговременностью на 4 суток большей, чем по методу соответственных по ледовым фазам уровней (расходов) воды. К сожалению, имеющееся ограничение по площади водосбора обусловлено тем набором рек, данные наблюдений на которых использованы при установлении прогностических зависимостей. Несмотря на универсальный характер метода прогноза, рекомендовать его без проверки на реках с площадью водосбора, выходящей за пределы указанного выше диапазона, пока нельзя, поскольку в основных расчетных формулах фигурирует модуль стока, характеризующийся редуцией по площади водосбора.

Часто возникает необходимость прогноза максимального заторного уровня воды на участке реки вблизи строящегося или вновь построенного хозяйственного объекта. К сожалению, этот прогноз не всегда возможен на основе эмпирических зависимостей, для установления которых нужны многолетние наблюдения за гидрологическим режимом на расчетном участке реки, которые могут и отсутствовать при редкой сети гидрологических постов в рассматриваемом регионе. Задачу прогноза максимального заторного уровня воды для участка реки, не освещенного данными многолетних гидрометрических наблюдений, можно решить на основе зависимостей, которые следуют из теории заторов и фонового характера заторных явлений на относительно больших по протяженности участках рек с однородными или плавно изменяющимися по их длине условиями вскрытия.

В результате совместного решения системы уравнений гидравлики неравномерного водного потока подо льдом и статического равновесия скопления

льдин на речном участке для затора, длина которого больше шести ширин реки, можно получить следующее уравнение

$$\mu = \frac{\rho_g}{\rho_l} \frac{I}{t_{ck}} \left[\omega_3 - \frac{1}{r^{3/2} + 1} \left(\omega_3 - \frac{\rho_l}{\rho_g} B t_{ck} \right) \right], \quad (8.53)$$

где μ - безразмерный обобщенный коэффициент физико-механических свойств заторного льда; ρ_g и ρ_l - плотность воды и льда, кг/м^3 ; I - уклон водной поверхности при заторе; t_{ck} - толщина скопления, м; ω_3 - площадь поперечного сечения русла, соответствующая максимальному заторному уровню воды, м^2 ; r - отношение коэффициента шероховатости нижней поверхности льда (n_l) к коэффициенту шероховатости русла (n_p); B - ширина реки, м.

Уравнение (8.53) характеризует условие устойчивости затора. Если правая его часть превышает левую, стабильное состояние скопления нарушается, оно становится неустойчивым и происходит подвижка затора или его прорыв. Из уравнения (8.53) можно найти значение ω_3 на момент прорыва затора, по которому по связи между уровнем и площадью поперечного сечения реки устанавливается максимальный заторный уровень воды (H_3). Чтобы рассчитать, таким образом, уровень H_3 , прежде всего нужны сведения об интегральном показателе механических свойств заторных масс льда - коэффициенте μ .

По формуле (8.53) были вычислены коэффициенты μ для 11 заторных участков девяти рек севера ЕТР при наивысшем и среднем заторных уровнях [36]. Результаты расчета коэффициента μ показали, что закономерности пространственной и временной изменчивости этого параметра физико-механических свойств заторов отражает следующая линейная зависимость

$$\mu = 0,00512 B/t_{ck} + 0,301, \quad (8.54)$$

которая характеризуется коэффициентом корреляции между μ и B/t_{ck} равным 0,91. Средняя квадратическая погрешность определения μ по установленной для рек севера зависимости равна 0,28.

Подставляя (8.54) в уравнение (8.53) и перенося все его члены, зависящие от толщины скопления, в левую часть, а не зависящие от t_{ck} - в правую часть, приходим к выражению

$$\frac{0,301 t_{ck}^2 + B t_{ck} [0,00512 - 1,25 I_o (r^2 + 1)]}{1,25 (r^2 + 1) [1 - (r^{3/2} + 1)^{-1}]} = \frac{\rho_g}{\rho_l} I_o \omega_{Q_3}, \quad (8.55)$$

по которому можно рассчитать для того или иного заторного участка реки координаты кривой связи между t_{ck} и ω_{Q_3} , где ω_{Q_3} - площадь поперечного сечения русла, соответствующая заторному уровню воды Q_3 в условиях свободного ото льда русла. Имея эти координаты, нетрудно вычислить $\omega_3 = \omega_{Q_3} + 0,9 B t_{ck}$, а затем установить и максимальный заторный уровень.

Для предвычисления уровня H_3 изложенным способом необходимо знать заранее расход воды Q_3 . Спрогнозировать его можно способами, предлагаемыми далее, принимая, что $Q_3 \approx Q_{кр}$.

При наличии выше по течению бесприточного участка, в верхнем створе которого ведутся стационарные гидрологические наблюдения, прогноз составляется по формуле

$$Q_{кр.н} = Q'_{кр.в} k_{з.в} F_n / F_v, \quad (8.56)$$

где $Q'_{кр.в}$ - расход воды в верхнем по течению створе, определенный по летней кривой расходов при уровне $H_{з.в}$; $k_{з.в}$ — зимний коэффициент в верхнем створе; F_n и F_v — площадь водосбора соответственно в нижнем и верхнем створах.

Если расстояние между створами настолько велико, что коэффициент корреляции между расходами в этих створах меньше 0,6, или на участке между ними впадает крупный раньше вскрывающийся приток, существенно изменяющий характер процесса заторообразования, то прогноз расхода $Q_{кр}$ лучше составлять в день начала вскрытия реки в расчетном створе по следующей формуле, полученной путем определения производной по времени функции $Q = \beta(H - H_o)^m$, описывающей кривую расходов:

$$Q_{кр} = \xi \cdot T \cdot \beta \cdot k_z \cdot m \cdot (H_{cp} - H_o)^{m-1} i_v, \quad (8.57)$$

где ξ - эмпирический коэффициент, устанавливаемый по материалам ближайших гидрологических постов с длинными рядами наблюдений; T - время подъема уровня воды от начала устойчивого подъема до даты вскрытия реки, сутки; β и m - параметры кривой расходов, k_z - зимний коэффициент по последнему измеренному в период ледостава расходу воды; H_m - средний за период T уровень воды; H_o - уровень, при котором прекращается сток воды в русле; i_H - средняя суточная интенсивность подъема уровня за T суток.

Заблаговременность прогнозов по формуле (8.56) для рек с площадью водосбора более 40000 км² изменяется от 1 до 8 суток и равна частному от деления расстояния между верхним и нижним створами на скорость перемещения вниз по течению кромки ледяного покрова. По формуле (8.57) прогнозы составляются с заблаговременностью не более 5 суток:

$$\tau = 1,31 \lg F - 5. \quad (8.58)$$

Для прогноза уровня H_z по зависимости (8.55) надо иметь также кривые площадей поперечного сечения русла и скоростей течения воды в реке. Кривую площадей устанавливают путем промеров русла и поперечной нивелировки берегов. Координаты кривой скоростей рассчитывают по формуле Шези. Сведения об уровнях воды накануне вскрытия можно получить по наблюдениям на временных гидрологических постах.

Предсказать максимальный заторный уровень воды можно, используя и сведения о характеристиках ледохода на расположенных выше по течению участках реки и ее притоков. Сведения о численных характеристиках ледохода выше заторного участка получают в ходе ледовых авиаразведок. Ожидаемый максимум определяется с помощью зависимости заторного подъема уровня воды от предполагаемой длины скопления льда (рис.3.3). Для определения превышения поймы над меженью используется формула

$$A_n = 2,07 \lg \frac{F}{\sqrt{I_o}} - a, \quad (8.59)$$

где F – площадь водосбора (км²); I_o - уклон водной поверхности при свободной ото льда реке; a - численный коэффициент. Для речных участков с низкой поймой $a \geq 11,0$, с поймой средней высоты $4,41 < a < 11,0$, с высокой поймой и беспойменных участков $a \leq 4,41$.

С помощью формулы (8.59) можно отнести участок реки, где формируется затор льда, к одной из трех категорий по высоте поймы. В соответствии с этой категорией выбирается кривая на рис. 3.3, по которой можно установить ΔH_3 в зависимости от длины скопления льда, наблюдаемой с воздушного судна.

Для перехода от ΔH_3 к подъёму воды над меженным уровнем можно воспользоваться формулой

$$A_3 = \Delta H_3 / (0,418 + 1180 I_o). \quad (8.60)$$

Если спрогнозировать развитие скопления льда во времени, то можно предсказать A_3 с заблаговременностью, равной периоду от даты выпуска прогноза до даты окончания формирования затора. Эта дата обусловлена конечным объемом льда, подходящим с верхних речных участков к затору.

Длина скопления льдин может быть спрогнозирована по формуле (3.15). При этом коэффициент упаковки льдин (r_l) находится из уравнения баланса льда у верхней кромки затора

$$r_l = m_l (V_l - V_{ск}) / V_{ск} (1 - \varepsilon). \quad (8.61)$$

где $V_{ск}$ – скорость перемещения вверх по течению верхней кромки скопления льда, $t_{ск}$ и ε – толщина и пористость скопления льда. Значения r_l изменяются в большом диапазоне: от 2 до 20. При этом пористость скопления льда изменяется незначительно и в среднем равна 0,4. Если принять во внимание, что затор формируется в основном за счет среднего и густого ледохода, то значение m_l можно принять равным 0,8. Таким образом, коэффициент r_l определяется в основном соотношением скоростей $V_{ск}$ и V_l , которые могут быть установлены в ходе регулярной аэрофотосъемки. Посредством повторных аэрофотосъемок можно определить скорости перемещения вверх по реке верхней границы скопления льда ($V_{ск}$) и смещения вниз по реке верхней границы участка с густым и средним ледоходом (V_l). Снимки, получаемые с метеорологических и геофизических искусственных спутников Земли, также могут быть использованы для оценки величин, представленных в формулах (3.15) и (8.61). Для определения густоты ледохода и границы неподвижного и движущегося льда, конечно, нужно чтобы эти снимки были достаточно высокого разрешения.

Максимальная заблаговременность прогноза заторного максимума уровня воды по данным ледовой авиаразведки равна периоду формирования затора льда.

В настоящее время прогнозы максимальных заторных уровней воды составляются региональными управлениями Росгидромета для всех больших и многих средних рек России [28 - 30, 43, 45, 66, 94, 95, 100, 121-123, 142, 143, 145-

148]. Оправдываемость прогнозов больше природной обеспеченности прогноза по норме на 10–30 %.

8.5 Методики прогнозов заторов и обусловленных ими уровней воды на реках севера ЕТР и реке Лена

Реки севера

Заторные явления - неотъемлемая составная часть процесса вскрытия рек на севере европейской территории России [43,95,126]. Заторы льда на северных реках образуются ежегодно, нередко обуславливая катастрофические наводнения, приносящие значительный материальный ущерб. Северная Двина известна мощными заторами в районе дельты: повторяемость заторного наводнения в Архангельске один раз в 3-4 года. В 1961 году от мощного затора льда было затоплено около половины города. В 1966 году за счет образования мощных заторов на Печоре был частично подтоплен Нарьян-Мар. Серьезные проблемы заторы льда создают на реке Сухона у города Великий Устюг. Последнее большое наводнение в городе случилось весной 2013 года.

В 1972 году Р. А. Нежиховским и Н.П.Саковской была разработана методика прогнозов максимальных заторных уровней воды для нижнего течения Северной Двины [143]. Согласно этой методике заторный максимум уровня определяется только средним расходом воды у кромки ледяного покрова по пути ее перемещения на ледосборном участке. Исследования условий вскрытия устья Северной Двины, выполненные в дальнейшем (1980 г.) сотрудником Северного УГМС В.П. Поповым [162] показали необходимость учета при прогнозе максимального заторного уровня воды реки у города Архангельска и объема ледокольных работ в дельте. На расположенном выше участке с. Усть-Пинега – д. Звон существенным фактором, определяющим высоту заторного уровня, оказалась мощность скоплений льда, формирующихся здесь в начале зимы. Предложенные В.Н. Карновичем и Т.В. Кулешовой [95] в 1984 году зависимости для прогноза максимальных заторных уровней воды Северной Двины на этом участке учитывают как весеннюю водность реки, так и условия формирования ледяного покрова. Показателем водности является максимальная интенсивность подъёма уровня в верхнем по течению створе - с. Нижняя Тойма.

В последующем, в Государственном гидрологическом институте, были разработаны методики краткосрочных прогнозов максимальных заторных уровней воды для ряда больших рек севера ЕТР: Северной Двины, Сухоны, Ваги, Пинеги, Мезени и Печоры.

Для двух заторных участков Малой Северной Двины установлены следующие прогностические зависимости:

у д. Медведки

$$H_3 = 0,107H_{лс} - 0,699t_{л} + 0,256Q_{Тотьма} + 2,36\theta + 342 \quad (8.62)$$

у г. Котлас

$$H_3 = 0,0281H_{лс} + 3,68t_{л} + 0,273Q_{Тотьма} + 4,93\theta - 27 \quad (8.63)$$

где $H_{Кич.Гор}$ – уровень воды р. Юг в первый день ледохода у с. Кичменгский Городок, $Q_{Тотьма}$ – расход воды р. Сухоны в первый день ледохода у г. Тотьма, который при прогнозе вычисляется через уровень ($H_{Тотьма}$) и подъём уровня (ΔH) в этот же день

$$Q_{Тотьма} = 2,74 H_{Тотьма} - 0,783\Delta H - 206. \quad (8.64)$$

На участке Северной Двины от места впадения р. Вычегды до устья р. Ваги имеют место заторы льда транзитного характера, которые смещаются в процессе вскрытия вниз по течению, не задерживаясь долго на одном месте из-за прямолинейного продольного профиля этого участка. Наиболее существенную роль в процессе заторообразования здесь играют два следующих фактора: зашугованность русла и синхронность вскрытия Северной Двины и ее левого притока – Ваги. При одновременности вскрытия этих рек формируются наиболее мощные заторы. Прогностические зависимости выявлены для трех пунктов: д. Абрамково, с. Нижняя Тойма и д. Сидоровская.

Ожидаемый заторный максимум уровня воды Северной Двины у д. Абрамково предвычисляется по формуле (4.7). Прогноз заторного подъёма уровня осуществляется по формулам

$$\Delta H_3 = 0,0271Q_{кр.Абр} + 0,971H_{лс} - 266 \quad (8.65)$$

и
$$\Delta H_3 = -0,416H_{В.Ш} + 0,990H'_{Абр} - 93 \quad (8.66)$$

где $Q_{кр.Абр}$ – расход воды у кромки ледяного покрова при вскрытии Северной Двины у д. Абрамково, м³/с; $H_{В.Ш}$ – уровень вскрытия (1-го дня ледохода или затора) р. Вага у г. Шенкурска, см; $H'_{Абр}$ – уровень воды Северной Двины у д. Абрамково на день вскрытия Ваги, см.

Датой выпуска прогноза по формуле (8.65) является дата вскрытия Северной Двины у д. Усть-Курье, расположенной в 140 км выше по течению, а по формуле (8.66) – дата вскрытия Ваги у г. Шенкурска. Итоговое значение подъема на позднюю дату из двух дат рассчитывается по формуле

$$\Delta H_3 = 0,469\Delta H_{з.1вар} + 0,531\Delta H_{з.2вар} + 2 \quad (8.67)$$

Необходимый для прогноза ΔH_3 по первому варианту расход воды $Q_{кр.Абр}$ определяется по летней кривой расходов через уровень

$$H_{Q_{сп}} = 0,409 \left(H_{У.-К} - \frac{\Delta H_{0-1}}{2} \right) + 301 \quad (8.68)$$

где $H_{У.-К}$ – средний суточный уровень воды Северной Двины у д. Усть-Курье в первый день ледохода или затора, см; ΔH_{0-1} – подъем уровня с предыдущего дня, см.

Заблаговременность прогноза находится в пределах от 2 до 6 суток и зависит от ледовой обстановки на Северной Двине и Ваге в день его составления и

последовательности вскрытия этих рек. При ледоставе в день составления прогноза она больше и меньше при ледоходе. Заблаговременность больше на 1,5 суток, если Вага у г. Шенкурск вскрывается позже Северной Двины у д. Усть-Курье.

Прогноз подъема уровня воды, обусловленного затором у с. Нижняя Тойма, также составляется дважды: в день вскрытия Северной Двины у д. Усть-Курье и в день вскрытия Ваги у г. Шенкурска. Он выполняется с помощью следующих линейных зависимостей

$$\Delta H_3 = 0,0479Q_{кр.Абр} + 1,02H_{лс} - 186 \quad , \quad (8.69)$$

$$\Delta H_3 = 0,573H_{в.Ш} + 0,801H_{лс} - 50 \quad . \quad (8.70)$$

Итоговый результат прогноза находится по формуле

$$\Delta H_3 = 0,184\Delta H_{з.1вар} + 0,890\Delta H_{з.2вар} - 18 \quad . \quad (8.71)$$

Другая часть максимального заторного уровня Северной Двины у с. Нижняя Тойма – уровень $H_{Q_{кр}}$ определяется по связи с расходом $Q_{кр}$ у д. Абрамково. Средняя заблаговременность прогноза примерно 4 суток.

Для предсказания заторного подъема уровня воды Северной Двины у д. Сидоровская служит следующая зависимость

$$\Delta H_3 = 0,445H_{в.Ш} + 0,915H_{лс} - 170 \quad . \quad (8.72)$$

Второе слагаемое суммы (4.7) устанавливается по связи его с расходом $Q_{кр.Абр}$.

Наиболее мощные заторы льда на реке Сухона образуются в ее устье. Их голова устанавливается перед слиянием Сухоны с рекой Юг, что характерно для лет с небольшой весенней водностью Сухоны и когда Юг вскрывается одновременно или несколько раньше Сухоны, создавая сильный подпор на устьевом ее участке, препятствует выходу сухонского льда в Северную Двину. В годы с большой водностью Сухоны в период вскрытия значительная часть льда из нее выносится в Северную Двину, где и формируется голова скопления льдин. При этом затор в устье Сухоны представляет собой продолжение северодвинского затора.

Зависимость для прогноза подъема уровня у д. Каликино имеет вид

$$\Delta H_3 = -0,186Q_{кр.Кал} + 0,990H_{лс} + 310 \quad , \quad (8.73)$$

где $Q_{кр.Кал}$ – расход воды у кромки ледяного покрова при вскрытии Сухоны у д. Каликино, м³/с.

Вычисленный по формуле (8.73) подъем имеет заторное происхождение, если он превышает или равен подъему при сплошном однослойном скоплении льдин, вычисленному по формуле (8.4). Оправдываемость прогнозов факта образования затора при этом равна 82%.

Необходимый для прогноза ΔH_3 расход воды $Q_{кр.Кал}$ предвычисляется со средней заблаговременностью 7 суток по следующему выражению, установленному, исходя из распределения воды в крупной русловой сети бассейна

на дату выпуска прогноза и закономерностей последующего притока воды в эту сеть:

$$Q_{кр.Кал} = 0,673Q_H + 0,298Q_T + (M_1\eta_1\Delta F_1 + M_2\eta_2\Delta F_2) \cdot 10^{-3}, \quad (8.74)$$

где Q_H и Q_T – расходы воды Сухоны у с. Наремы и г. Тотьма на дату выпуска прогноза (ранняя из дат вскрытия р. Ема у д. Новое или р. Лежа у ст. Бушуиха), м³/с; M_1 и M_2 – средние модули стока с южной части бассейна Сухоны, ограниченной створами д. Рабаньга и г. Тотьма, и северной части от г. Тотьма до д. Каликино, л/с · км²; $\Delta F_1 = 19800$ и $\Delta F_2 = 14400$ – площади тех же частей бассейна Сухоны, км²; η_1 и η_2 – трансформационные функции притока воды с частных бассейнов речных участков д. Рабаньга - г. Тотьма и г. Тотьма - д. Каликино (табл. 8.5).

Таблица 8.5

Трансформационные функции притока воды в крупную русловую сеть р. Сухона для заблаговременности прогноза 7 суток

Приточный участок	Площадь частного бассейна, км ²	Средний расход притока на дату выпуска прогноза, м ³ /с	Функция $\eta(Q)$
д. Рабаньга - г. Тотьма	19800	200	1,52
		400	1,29
		600	1,23
		800	1,14
		1000	1,11
		1200	1,08
		1400	1,05
		1600	1,03
		1800	0,99
		2000	0,98
г. Тотьма – д. Каликино	14400	10	13,1
		20	8,73
		30	7,56
		40	7,11
		50	6,67
		100	5,65
		150	5,00
		200	4,50
		250	4,10
		300	3,70
		350	3,30
		400	3,10
500	2,70		

Модули стока M_1 и M_2 рассчитываются по данным о стоке воды небольших рек-аналогов в день составления прогноза, перечень которых дан в табл. 8.6. Заметим здесь, что в расчете $Q_{кр. Кал}$ по формуле (8.74) не учитывается сток воды через створ Сухоны у д. Рабаньга ($\Delta F_3 = 15000 \text{ км}^2$), так как на день выпуска прогноза сток воды через створ Сухоны у этого пункта очень мал ($M_3 \approx 0$) в связи с тем, что река выше него находится в подпоре от вод р. Вологды.

В день выпуска прогноза в информационных створах может иметь место различная ледовая обстановка. Она учитывается при расчете расходов воды через зимние коэффициенты для условий ледостава, подвижки или ледохода.

Таблица 8.6

Перечень рек, данные о стоке воды которых используются при прогнозе притока воды в крупную русловую сеть бассейна Сухоны

Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Начало наблюдений за стоком, год	Средняя многолетняя дата вскрытия
Приточный участок д. Рабаньга – г. Тотьма				
Ема	д. Новое	179	1946	15.04
Двиница	д. Котлакса	869	1951	21.04
Масляная	д. Семшино	246	1948	19.04
Тикена	д. Петрилово	234	1952	21.04
Лежа	с. Бушуиха	1230	1953	16.04
	д. Зимняк	1670	1988	-
Участок г. Тотьма – д. Каликино				
Нижняя Ерга	д. Загорье	550	1951	26.04
	д. Коптелка	426	1983	-
Уфтюга	уроч. Колено	2360	1952	21.04
Стрельна	д. Анисимово	782	1954	24.04

Ожидаемый уровень рассчитывается по формуле (4.7), где H_{Q_3} – уровень, соответствующий на летней кривой расходов расходу воды $Q_3 = Q_{кр}$, см.

Прогноз максимального уровня может быть уточнен, если заторный подъем уровня вычислять по уравнению

$$\Delta H_z = 1,20(H_{лс} - H') + 1230W_n + 146 \quad , \quad (8.75)$$

где H' - уровень в расчетном створе на день составления прогноза, см; W_l – суммарный за период осеннего и весеннего ледоходов сток льда через створ гидрологического поста у д. Каликино, км³.

Оптимальные значения заторных подъемов уровня воды рассчитываются, исходя из имеющихся результатов расчета ΔH_3 , по двум вариантам прогностических зависимостей. Итоговое значение определяется по следующему выражению

$$\Delta H_3 = 0,818\Delta H_{3,1вар} + 0,411\Delta H_{3,2вар} - 72 \quad (8.76)$$

Заблаговременность прогнозов по изложенной методике зависит от расхода воды $Q_{кр.Кал.}$. При малых значениях расхода, когда кромка ледяного покрова перемещается вниз по реке медленно с частыми остановками, она равна 8-16 суткам, а при больших – 2-4 суткам. Одному и тому же расходу воды в весны с возвратами холодов соответствует на 2-4 суток большая заблаговременность, чем в весны с устойчиво теплой погодой. Таким образом, в целом прогнозы, составленные по разработанной методике, являются краткосрочными.

Достаточно тесные связи между максимальным заторным уровнем воды Сухоны у д. Каликино с одной стороны, максимальным уровнем воды в начале ледостава ($H_{лс}$) и наибольшей за зиму толщиной льда (t_n) с другой, позволяют дать долгосрочный прогноз затора и обусловленного им максимума уровня по зависимости

$$H_3 = 0,761H_{лс} + 0,306 t_n + 237. \quad (8.77)$$

Эта линейная зависимость характеризуется общим коэффициентом корреляции, равным 0,70. Оправдываемость прогнозов, составленных с ее помощью, на 15% превышает природную обеспеченность среднего уровня (46%) при средней заблаговременности 35 суток. Вероятность факта образования затора оценивается в зависимости от высоты ожидаемого уровня (табл. 8.7).

Таблица 8.7

Число случаев с затором и ледоходом на дату максимального уровня воды в период весенних ледовых явлений на р. Сухона у д. Каликино

Уровень, см	Число случаев, %	
	Затор	Ледоход
401-500	33	67
501-600	55	45
601-700	79	21
701-800	100	0
> 800	100	0

В 2004 году С.А. Каинова и П.Л. Фролова из Московского государственного университета предложили методику прогнозов максимальных заторных уровней воды Сухоны у города Великий Устюг [90]. При составлении прогноза они в качестве предикторов предлагают использовать уровень воды р. Сухона у города Вкликий Устюг в день установления ледостава, максимальную за зиму толщину ледяного покрова и интенсивность увеличения расхода воды Сухоны у расположенного выше по течению г. Тотьма за период между первой подвижкой и предшествующим днем. Качество прогностической зависимости оказалось плохим из-за неудачного выбора количественных показателей процесса заторообразования, характеризующихся небольшими парными коэффициентами корреляции.

Выполненный анализ матриц парных коэффициентов корреляции между максимальными заторными уровнями воды Сухоны у Великого Устюга и количественными показателями факторов процессов вскрытия и заторообразования позволил выбрать наиболее информативные показатели процессов, и установить следующую зависимость для краткосрочного прогноза уровней:

$$H_z = a_o + a_1 t_{л} + a_2 H_{лс} + a_3 \sum Q_{\text{Ема}} + a_4 H_{\text{Тотм}} + a_5 H_{\text{К.Гор}} + a_6 \theta, \quad (8.78)$$

где a_o и a_i - постоянные коэффициенты линейных уравнений (таблица 3.9); $t_{л}$ - максимальная толщина ледяного покрова у Великого Устюга (см); $H_{лс,ми}$ - минимальный уровень при ледоставе у Великого Устюга (см); $\sum Q_{\text{Ема}}$ - сумма расходов воды реки Ёма (правый приток Сухоны) у д. Новое за период со дня подъёма уровня больше 10 см/сутки у Великого Устюга до дня превышения уровня $H_{лс}$ ($\text{м}^3/\text{с}$); $H_{\text{Тотм}}$ - уровень воды Сухоны в первый день ледохода у г. Тотьма (см); $H_{\text{К.Гор}}$ - уровень воды Юга в первый день ледохода у с. Кичменгский Городок (см); θ - средняя суточная температура воздуха на дату H_z в Великом Устюге ($^{\circ}\text{C}$) по метеопрогнозу. Дата выпуска прогноза для Сухоны приурочена к дате осуществления двух событий: вскрытия Сухоны у Тотьмы или Юга у Кичменгского Городка. Заблаговременность прогнозов составляет от 1 суток до недели. Она зависит от водности реки при её вскрытии. При небольшой водности, когда кромка ледяного покрова перемещается вниз по реке медленно с частыми остановками, она равна 6-8 суткам, а при большой - 0-3 суткам. Возврату холодов соответствует на 2-4 суток большая заблаговременность, чем в весны с устойчиво теплой погодой.

Заторы льда на реке Вага наблюдаются повсеместно. Повторяемость их одинакова на всех участках реки. Высота подъёма уровня воды, обусловленного стеснением русла льдом, различна. Она меньше из-за наличия низкой и широкой поймы и повышенной льдопропускной способности реки в среднем течении. К устью высота заторных подъёмов уровня возрастает. Мощность заторов определяется на Ваге крутизной волны половодья в его начале и степенью зашугованности русла к дате вскрытия реки, что нашло отражение в прогностических зависимостях, установленных для участков реки у г. Шенкурска и у с. Усть-Сюма. Максимальные заторные уровни на этих участках предвычисляются по формуле (4.7). Для прогноза первого слагаемого суммы

Таблица 8.8

Значения коэффициентов линейного уравнения (8.78)

a_0	a_1	a_2	a_3	a_4	a_5	a_6	Общий коэффициент корреляции
На дату выпуска прогноза вскрылись Сухона у Тотьмы и Юг у Кичменгского Городка							
232	-3,49	0,794	1,62	0,648	0,669		0,83
На дату выпуска прогноза вскрылся только Юг у Кичменгского Городка							
451	-3,51	1,87	1,07		0,423		0,74
На дату выпуска прогноза вскрылась только Сухона у Тотьмы							
542	-3,37	0,994	1,01	0,584		-20,2	0,83

рекомендуется следующие линейные уравнения:

$$\Delta H_z = 0,848\Delta H_{\text{Фил.0-1}} - 0,0699Q_{\text{кр.У-С}} + 171 \quad (8.79)$$

(г. Шенкурск) и

$$\Delta H_z = 0,848\Delta H_{\text{Фил.0-1}} - 0,266H_{\text{лс}} - 30 \quad (8.80)$$

(с. Усть-Сюма),

где $\Delta H_{\text{Фил.0-1}}$ - подъём уровня на первый день вскрытия у д. Филяевская, см; $Q_{\text{кр.У-С}}$ - расход воды у кромки ледяного покрова при вскрытии р. Вага у с. Усть-Сюма.

Расход воды $Q_{\text{кр.У-С}}$ определяется на второй день после даты вскрытия Ваги у д. Филяевская по формуле

$$Q_{\text{кр.У-С}} = 1,03k_{\text{Фил}}Q_{\text{Фил.1}} + 3,57Q_{\text{Шан}} + 792, \quad (8.81)$$

где $k_{\text{Фил}}$ - коэффициент, определяемый с помощью графика на рисунке 8.4, на оси абсцисс которого отложены величины изменения среднего суточного уровня воды с первого на второй день вскрытия у д. Филяевская ($\Delta H_{\text{Фил.1-2}}$), см; $Q_{\text{Фил.1}}$ - расход воды на день начала ледохода или заторообразования у д. Филяевская, м³/с; $Q_{\text{Шан}}$ - расход воды р.Устья у д. Шангалы в этот же день, м³/с.

Расходы $Q_{\text{Фил.1}}$ и $Q_{\text{Шан}}$ рассчитываются с помощью зимних коэффициентов, определяемых в зависимости от ледовой обстановки на речном участке в день составления прогноза. От ледовой обстановки на Ваге зависит также и заблаговременность прогнозов, которая находится в пределах от 1 до 7 суток. Она больше при ледоставе у г. Шенкурска в день составления прогноза и меньше при ледоходе.

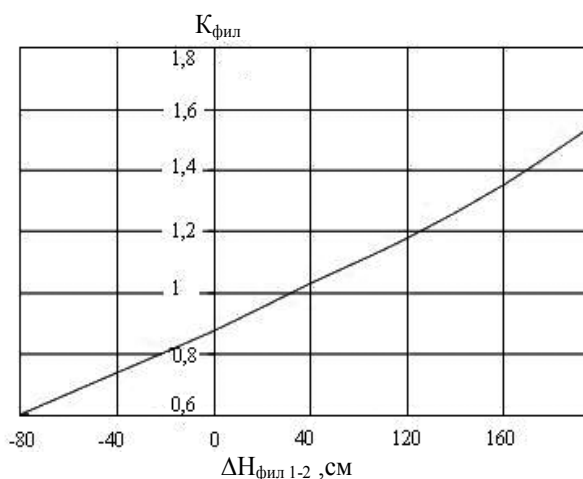


Рис. 8.4. Зависимость $k_{\text{фил}}=f(\Delta H_{\text{фил } 1-2})$ для р. Вага д. Филяевская.

На реке Пинега, так же как на Сухоне и Ваге, процесс заторообразования наиболее интенсивен в нижнем течении. Однако мощность заторов и их повторяемость здесь меньше. Сказывается противоположное направление течения реки, при котором последовательность вскрытия сверху вниз по течению не является преобладающей. В приустьевой части Пинеги заметную роль в формировании заторов играет подпор воды во время половодья на Северной Двине, вскрывающейся обычно раньше.

Методики прогнозов максимальных заторных уровней воды Пинеги разработаны по данным наблюдений на гидрологических постах у сел Кулогоры и Кузомень. Прогностические зависимости представлены в виде линейных уравнений

$$H_z = 0,0864Q_{\text{кр.Кул}} + 0,248L + 182 \quad (8.82)$$

для с. Кулогоры и

$$H_z = 0,0986Q_{\text{кр.Кул}} + 0,473(H' - H_{\text{лс}}) + 389 \quad (8.83)$$

для с. Кузомень,

где $Q_{\text{кр.Кул}}$ – расход воды у кромки ледяного покрова при вскрытии Пинеги у с. Кулогоры, $\text{м}^3/\text{с}$; L – расстояние от с. Кулогоры до места положения кромки на дату выпуска прогноза, км; $(H' - H_{\text{лс}})$ – разность уровней у с. Кузомень на дату выпуска прогноза и в начале ледостава, см.

Дата выпуска прогноза приурочена к ранней из дат вскрытия Пинеги на участке от д. Согры до с. Усть-Покшеньга. Заблаговременность прогнозов при этом изменяется от 2 до 12 суток. Она связана с расходом воды $Q_{\text{кр.Кул}}$ и зависит от ледовой обстановки на реке в день выпуска прогноза.

Расход воды $Q_{\text{кр}}$ у с. Кулогоры предвычисляется по формуле

$$Q_{\text{кр.Кул}} = 0,556Q_{\text{Сее}} + 0,593Q_{\text{Зас}} + M_{\text{кр}}\Delta A\eta \cdot 10^{-3}, \quad (8.84)$$

где $Q_{Сев}$ – расход воды Пинеги у пос. Северный на дату составления прогноза, $м^3/с$; $Q_{Зас}$ – то же у д. Засурье, $м^3/с$; $M_{ср}$ – средний модуль притока воды в крупную русловую сеть, рассчитанный по данным о стоке в день выпуска прогноза небольших рек-аналогов (табл. 8.9) $л/с км^2$; $\Delta F=36700 км^2$; η - трансформационная функция бокового притока (табл. 8.10).

Предвычисленные по формулам (8.82) и (8.83) максимальные уровни воды лишь в половине случаев имеют заторное происхождение. Прогноз факта образования затора осуществляется путем сравнения ожидаемого подъема уровня $H_3-H_{Q_{кр}}$ с подъёмом, определенным по выражению (8.4). Оправдываемость такого прогноза равна 77 %.

Таблица 8.9

Перечень рек, данные о которых используются для расчета притока воды в крупную русловую сеть р. Пинега

Река	Пункт	Площадь водосбора, $км^2$	Начало наблюдений за стоком, год	Средняя многолетняя дата вскрытия
Пинега Вья	д. Согры	3120	1933	02.05
	д. Гаврилово (д. Зайцево, д. Окуловская)	2440	1948	04.05

Таблица 8.10

Координаты трансформационной функции бокового притока в крупную русловую сеть р. Пинега

Расход притока на дату составления прогноза, $м^3/с$	Координаты функции η	Расход притока на дату составления прогноза, $м^3/с$	Координаты функции η
400	1,50	2000	1,30
800	1,45	2400	1,27
1200	1,38	2800	1,26
1600	1,32	3200	1,22

Прогноз заторных максимумов уровня воды Пинеги уточняется во второй день со дня вскрытия реки у д. Засурье. При этом рассчитывается новое значение расхода воды $Q_{кр}$ у с. Кулогоры. Расчет выполняется по формуле

$$Q_{кр.Кул} = 1,87 k_{зас.1-2} \cdot Q_{зас.1} + 1,44 M_{з-к} \cdot \Delta F + 541, \quad (8.85)$$

где $k_{зас.1-2}$ – коэффициент, определяемый в зависимости от величины изменения среднего суточного значения уровня воды с первого на второй день со дня вскрытия Пинеги у д. Засурье (рис. 8.5); $Q_{зас.1}$ – расход воды Пинеги в первый день вскрытия (начало ледохода или заторообразования) у д. Засурье, м³/с; $M_{з-к}$ – модуль бокового притока воды в русло реки на участке д. Засурье – с. Кулогоры, л/с км²); ΔF – площадь частного бассейна, км² ($\Delta F=19600$ км²).

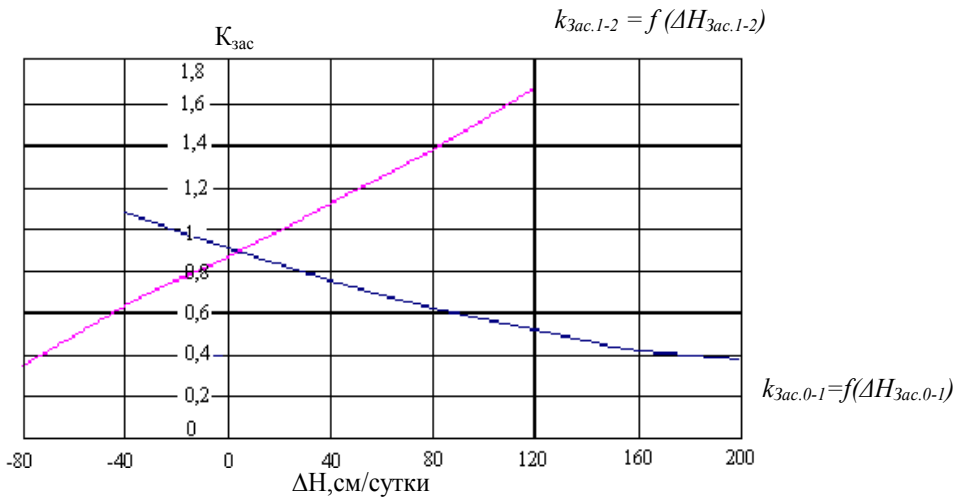


Рис. 8.5. Зависимости $k_{зас.0-1} = f(\Delta H_{зас.0-1})$ и $k_{зас.1-2} = f(\Delta H_{зас.1-2})$ для р. Пинега д. Засурье.

Для определения расхода $Q_{кр.Кул}$ нужен средний суточный уровень $H_{зас.1}$ и подъем уровня воды в первый день вскрытия у д. Засурье. По уровню с летней кривой расходов снимается значение расхода $Q'_{зас.1}$, а по подъему $\Delta H_{зас.0-1}$ с кривой на рисунке 8.5 значение зимнего коэффициента $k_{зас.0-1}$. Искомый расход $Q_{зас.1}$ вычисляется по формуле

$$Q_{зас.1} = k_{зас.0-1} \cdot Q'_{зас.1}. \quad (8.86)$$

Модуль бокового притока в формуле (8.85) есть среднее значение модулей стока р. Юла в створе д. Киренжиха ($F = 4470$ км²) и р. Покшеньга у пос. Сылога ($F = 2880$ км²).

Максимальный заторный уровень во втором варианте прогноза предвычисляется по формуле

$$H_3 = 0,140Q_{кр.Кул} + 0,425L + 55 \quad (8.87)$$

для с. Кулогоры и

$$H_3 = 0,134Q_{кр.Кул} + 0,613 \Delta H_{зас.0-1} + a \quad (8.88)$$

для с. Кузомень,

где a – свободный член линейного уравнения, равный 286 в случае, если на день выпуска прогноза р. Пинега у с. Кузомень не вскрылась, и 138, если река вскрылась.

Заблаговременность прогнозов по формулам (8.87) и (8.88) на 1-2 суток меньше, чем по формулам (8.82) и (8.83). Она также связана с величиной расхода $Q_{кр}$ и определяется ледовой обстановкой на реке в день составления прогноза, как в первом варианте прогностического расчета.

Чтобы не терять часть информации, заложенной в первом варианте прогностических зависимостей, в день составления прогнозов по второму варианту выполняется оптимизация прогнозов, составленных по двум имеющимся методикам. Для оптимизации используются следующие линейные зависимости:

$$H_3 = 0,576H_{3.1вар} + 0,563H_{3.2вар} - 54 \quad (8.89)$$

для с. Кулогоры и

$$H_3 = 0,486H_{3.1вар} + 0,633H_{3.2вар} - 63 \quad (8.90)$$

для с. Кузомень.

На Мезени подъем уровня воды, обусловленный затором, зависит от трех факторов: степени зашугованности русла реки, расхода воды в период заторообразования и местоположения головы скопления льда относительно расчетного створа. Численным показателем первого фактора является уровень $H_{лс}$, второго и третьего – расход воды в период заторообразования ($Q_{кр}$). Расчетная зависимость для участка реки у д. Малонисогорская может быть представлена в виде линейного уравнения

$$\Delta H_3 = -0,0103Q_{кр.мал} + 0,556H_{лс} - 3 \quad (8.91)$$

Факт образования затора на Мезени устанавливается так же, как в ранее изложенных методиках, с помощью формулы (8.4), а максимальный заторный уровень вычисляется по формуле (4.7).

Расход воды $Q_{кр.Мал}$ прогнозируется в день вскрытия р. Вашка у д. Решельская по формуле

$$Q_{кр.Мал} = 1,99Q_{Реш} + 0,335Q_{Б.Пыс} + 1450, \quad (8.92)$$

где $Q_{Реш}$ – расход воды Вашки в створе гидрологического поста Решельская, определяемый по данным о среднем суточном уровне и его изменении за сутки на дату составления прогноза; $Q_{Б.Пыс}$ – расход воды Мезени у с. Большая Пысса на ту же дату.

Суточный подъем уровня $\Delta H_{\text{Реи}}$ используется при определении зимнего коэффициента для Вашки. Зимний коэффициент для Мезени устанавливается в зависимости от ледовой обстановки на реке в день выпуска прогноза.

Заблаговременность прогноза по изложенной методике зависит от расхода воды $Q_{\text{кр.Мал}}$ и ледовой обстановки на реке у д. Малонисогорская.

На Печоре исследован наименее изученный в отношении прогнозов заторных явлений участок, расположенный ниже устья реки Ижма, которая в значительной мере формирует режим этого участка. Текущая с юга на север Ижма вскрывается в среднем на 8-10 дней раньше широтного участка Печоры, в нижней части которого она впадает в основную реку. Разрушение ледяного покрова и образование заторов льда в нижнем течении Печоры происходит при этом на первой волне половодья, сформировавшейся на Ижме и двух других левобережных притоках Печоры: Пижме и Цильме. Последующие волны, перемещающиеся с верхней части Печоры и ее притока Усы, играют несущественную роль в процессе вскрытия нижнего участка реки. Связь между заторным подъемом уровня и затороформирующим расходом воды на рассматриваемом участке Печоры, также как и на Сухоне, обратная, что связано, здесь с наличием широкой поймы, при выходе воды и льда на которую резко замедляется прирост уровня. К факторам, влияющим на мощность заторов в нижнем течении Печоры, следует отнести также подготовленность ледяного покрова к вскрытию, численным показателем которой может служить превышение уровня воды на дату составления прогноза (дата первого после весенних ледовых явлений на р. Ижма у д. Картайоль максимума уровня) над максимальным уровнем воды в начале ледостава. Вышеизложенное отражено в зависимостях, установленных для участков Печоры у сел Усть-Цильма и Ермицы,

$$\Delta H_z = -0,0106Q_{\text{кр.У.-Ц}} + c, \quad (8.93)$$

и

$$\Delta H_z = -0,0187Q_{\text{кр.У.-Ц}} - 0,261(H' - H_{\text{лс}}) + 497, \quad (8.94)$$

где $Q_{\text{кр.У.-Ц}}$ – расход воды у кромки ледяного покрова при вскрытии Печоры у с. Усть-Цильма, м³/с; c – величина, зависящая от ледовой обстановки у с. Усть-Цильма в день составления прогноза, см (табл. 8.11).

Расход воды $Q_{\text{кр.У.-Ц}}$ предвычисляется со средней заблаговременностью 9 суток по формуле

$$Q_{\text{кр.У.-Ц}} = 4,86 Q_{\text{И.К}} + 0,744 Q_{\text{М.М}}, \quad (8.95)$$

где $Q_{\text{И.К}}$ и $Q_{\text{М.М}}$ – расходы воды на день выпуска прогноза в реках Ижма у с. Картайоль и Печора у д. Мутный Материк.

На Печоре в этот день может иметь место различная ледовая обстановка, которая учитывается при расчете расхода $Q_{\text{М.М}}$ через зимний коэффициент.

Ожидаемые максимальные заторные уровни воды Печоры у сел Усть-Цильма и Ермицы определяются суммированием подъемов ΔH_z с уровнями $H_{Q_{\text{кр.}}}$. Значения последних устанавливаются по летней кривой расходов.

Значения коэффициента «с» в формуле (8.93)

Ледовая обстановка на Печоре у с. Усть-Цильма в день выпуска прогноза	<i>c</i>
Ледостав	341
Подвижка	294
Ледоход	233

Заблаговременность прогнозов максимальных заторных уровней Печоры по изложенной методике зависит от значения расхода $Q_{кр.У.-Ц}$ и ледовой обстановки в день выпуска прогноза на расчетном участке реки.

Разработанные методики краткосрочных прогнозов максимальных заторных уровней рек Севера оценены по двум критериям: отношению средней квадратической ошибки прогноза (s) к природной вариации предсказываемого уровня (σ_H) и отношению ошибки s к вариации изменения уровня за период заблаговременности прогноза ($\sigma_{\Delta H}$). Для сопоставления с оправдываемостью прогнозов (p) были определены также обеспеченности непревышения допустимой ошибки прогноза, если в качестве ожидаемого уровня берется средний многолетний уровень или уровень, предвычисленный по формуле

$$H_s = H' + \overline{\Delta H} \quad , \quad (8.96)$$

где $\overline{\Delta H}$ - норма превышения максимального заторного уровня над уровнем на дату выпуска прогноза (H'). Все количественные показатели эффективности разработанных методик прогнозов сведены в таблице 8.12.

Разработанные локальные методики прогнозов максимальных заторных уровней воды следует отнести к категории удовлетворительных как при оценке по критерию $\frac{s}{\sigma_H}$, так и $\frac{s}{\sigma_{\Delta H}}$. Бóльшую эффективность имеют методики прогнозов уровней Пинеги, где значителен вклад в формирование заторных максимумов уровня расходов воды. Менее точны методики прогнозов максимальных заторных уровней реки Сухона, которые формируются в основном под влиянием местных ледовых условий.

Река Лена

Главной особенностью гидрометеорологических условий заторообразования на Лене является преимущественная зависимость максимального уровня воды, обусловленного затором, от весенних факторов, что

нашло отражение в методах прогноза, разработанных для этого участка в ГГИ и Якутском УГМС.

В методе прогноза, разработанном сотрудником Якутского УГМС А.С. Рудневым, заторный подъем уровня воды над меженью прогнозируется в соответствии с мощностью затора, которая устанавливается путем авиаразведки [173]. При этом можно прогнозировать уровни воды для участков р. Лены с непостоянными от года к году местами образования заторов, однако заблаговременность прогноза небольшая.

Согласно методу, разработанному в ААНИИ для придельтового участка Лены [66], максимальный заторный уровень воды р. Лены у с. Кюсюр определяется в зависимости от максимального уровня вышерасположенного гидрологического поста - с. Джарджан, условий замерзания реки и суммы положительных значений температуры воздуха к моменту вскрытия. Заблаговременность прогнозов составляет в среднем 7 суток.

В работе [148] показано, что основным интегральным показателем процесса заторообразования на Средней Лене может служить расход воды у кромки ледяного покрова на пути ее перемещения в пределах ледосборного участка, длина которого равна произведению скорости перемещения льдин на продолжительность густого и среднего ледохода. Связь между максимальным заторным уровнем и расходом воды у кромки ледяного покрова выявлена для трех участков р. Лены у с. Крестовское, г. Ленска и с. Мача. Расход $Q_{кр}$ определяется по данным наблюдений гидрологических постов, расположенных выше по течению. Выпуск прогноза для Ленска приурочен к первому дню ледохода у д. Ичера, расположенной в 369 км выше по течению. Средний расход у кромки в этот день приравнен

$$Q_{кр} = 0,5(Q_{Зм} + Q_{Ич}), \quad (8.97)$$

где $Q_{Зм}$ - расход воды Лены у д. Змеинова, м³/с; $Q_{Ич}$ - то же у д. Ичера.

Значения расходов $Q_{Зм}$ и $Q_{Ич}$ снимаются по значениям уровней воды в день выпуска прогноза с кривых расходов, построенных отдельно для условий затора и ледохода разной интенсивности на реке у гидрологического поста.

Согласно авторской проверке метода, он характеризуется средней заблаговременностью, равной 3 суткам, и отношением средней квадратической погрешности прогноза (s) к среднему квадратическому отклонению изменения уровня за период заблаговременности от его нормы ($\sigma_{ДН}$), равному 0,73. Таким образом, метод относится к категории удовлетворительных. Дальнейшая проверка его на независимом материале показала, что в отдельные годы, когда Витим в устье и Средняя Лена вскрываются одновременно, погрешность прогноза превышает допустимую, что является следствием недоучета в прогностической схеме роли расходов воды и льда Витима, сопоставимого по размерам со Средней Леной.

Таблица 8.12

Сведения об эффективности методик краткосрочных прогнозов максимальных заторных уровней воды рек севера ЕТР

N п.п.	Река	Пункт	Средняя заблаговремен- ность прогнозов	Средняя квадр. погреш- ность s, см	Оценка эффективности через среднее квадратическое отклонение от нормы					
					уровня воды (σ_H)			изменения уровня за период заблаговременности прогноза ($\sigma_{\Delta H}$)		
					$\frac{s}{\sigma_H}$	Оправд. Прогнозо в%	Обесп. прогноза по норме	$\frac{s}{\sigma_{\Delta H}}$	Оправд. Прогнозов %	Обесп. прогноза по норме
1	Северная Двина	д. Медведки	4	66	0,71	62	39	0,58	72	44
2		г. Котлас	5	65	0,59	75	42	0,47	80	59
3		д. Абрамково	3	75	0,62	70	59	0,68	67	46
4		с. Нижняя Тойма	4	82	0,62	72	51	0,62	72	44
5		д. Сидоровская	6	85	0,62	69	49	0,68	62	54
6	Сухона	д. Каликино	7	99	0,71	67	56	0,73	64	44
7		г. Великий Устюг	4	92	0,59	70	56	0,64	74	46
8	Юг	д. Гаврино	3	74	0,65	90	62	0,54	89	28
9	Вага	г. Шенкурск	3	81	0,69	56	38	0,80	54	44
10		с. Усть-Сюма	5	65	0,58	75	59	0,59	75	47
11	Пинега	с. Кулогоры	4	57	0,53	82	51	0,60	74	54
12		с. Кузомень	5	76	0,55	82	54	0,61	82	46
13	Мезень	д. Малонисогорская	3	42	0,74	67	51	0,58	77	51
14	Печора	с. Усть-Цильма	9	115	0,72	72	44	0,74	72	56
15		с. Ермицы	11	77	0,72	67	51	0,42	90	38

В работе [28] показано, что при незначительной изменчивости интенсивности заторообразования по длине реки для прогноза заторных максимумов на некоторых участках Лены может быть использован метод соответственных уровней воды. В ряде случаев корреляция между максимальными заторными уровнями р. Лены удовлетворительная при расстоянии между гидрологическими постами более 350 км (табл. 8.13), что, по-видимому, определяется однородностью гидрометеорологических условия заторообразования на соседних участках реки с постоянными от года к году очагами заторов. Для целей прогноза пригодна связь между максимальными заторными уровнями каких-либо двух гидрологических постов, если коэффициент корреляции этой связи более 0,7, а разность дат наступления уровней не менее суток.

Автору еще одного метода прогнозов заторных наводнений на Средней Лене - В.В. Кильмянинову на основе анализа изменчивости факторов процесса заторообразования по длине реки [99,100] удалось установить фоновые прогностические зависимости, позволяющие предсказывать возможность наводнения с заблаговременностью от 15 до 50 суток. Этого достаточно не только для принятия экстренных мер по снижению ущерба от наводнения, но и для выполнения противозаторных мероприятий с целью наиболее полного предотвращения убытков. Долгосрочный прогноз выхода воды на пойму при заторах льда, образующихся на участке между устьями Витима и Олекмы, основывается на учете условий формирования ледяного покрова и его толщины в конце зимы. Установлено, что наводнения на этом участке бывают в случае, если

$$0,161\Delta H_{лс}/\sqrt{\Delta \bar{H}}_{лс} + 1,36 k_{\Sigma} - 1,35 > 0, \quad (8.98)$$

где $\Delta H_{лс}/\sqrt{\Delta \bar{H}}_{лс}$ - нормированное отклонение максимального уровня воды в начале ледостава, вычисленное по данным гидрологических постов Витим и Олекминск; k_{Σ} - модульный коэффициент суммы отрицательных средних суточных температур воздуха по метеостанции Витим.

Согласно авторской проверке оправдываемость прогнозов наводнения по формуле (8.98) составляет 71%, а отсутствия явления – 87 %. Средняя заблаговременность равна 44 суткам. Для перехода от фонового прогноза к локальному прогнозу используется характеристика пространственного распределения толщины ледяного покрова по длине реки. В 72 % случаев наводнение у Ленска отмечается тогда, когда модульный коэффициент толщины у этого города больше среднего модульного коэффициента у выше расположенных постов Витим, Пеледуй и Крестовское. Последующие годы показали, что число таких случаев уменьшается.

В 2001 году В.В. Кильмянинов [101] предложил использовать для прогноза заторных наводнений на реке Лена у города Ленск дополнительные характеристики:

- среднюю температуру воздуха с даты устойчивого перехода ее через 0°C до даты вскрытия реки у Ленска (θ_{cp}), как косвенную характеристику количества льда, поступающего к Ленску (заметим также, что и его прочности);

- минимальную среднюю суточную температуру воздуха в Ленске в период от даты вскрытия реки у города до даты максимального заторного уровня воды,

Таблица 8.13

Коэффициент корреляции между максимальными заторными уровнями воды р. Лены смежных пунктов наблюдений

Пункт	Расстояние между смежными пунктами, км	Коэффициент корреляции между заторными уровнями
П. Жигалово	56	0,71
С. Грузновка	128	0,64
с. Орлинга	155	0,49
с. Усть-Кут	47	0,15
с. Подымахино	98	0,74
с. Марково	164	0,59
г. Киренск	16	0,89
Д. Змеинова	162	0,83
Д. Ичера	188	0,75
д. Паршина	70	0,67
с. Витим	26	0,65
с. Пеледуй	31	0,62
с. Крестовское	154	0,62
г. Ленск	84	0,47
с. Нюя	111	0,74
с. Мача	98	0,49
с. Кочегарово	112	0,40
г. Олекминск	25	0,90
с. Солянка	127	0,60
с. Хатынг-Тумул	66	0,69
с. Саняхтат	60	0,60
д. Чуран	251	0,192
с. Покровск	47	0,59
с. Табага	36	0,71
г. Якутск	34	0,65
пос. Кангаласцы	54	0,75
с. Намцы	226	0,31
пос. Сангары	423	0,38
с. Жиганск	242	0,42
с. Джарджан	144	0,78
с. Сииктээх	157	0,31
с. Кюсюр	162	0,03
пос. Тит-Ары		

определяющую длительность задержки вскрытия реки на рассматриваемом участке при образовании затора ($\theta_{ми}$). Значения

$$\theta_{ми} < 2,65 \theta_{ср} - 6,60 \quad \text{при } \theta_{ср} < 4^{\circ}\text{C} \quad (8.99)$$

$$\text{и } \theta_{ми} < \theta_{ср} \quad \text{при } \theta_{ср} \geq 4^{\circ}\text{C} \quad (8.100)$$

(холодный тип температурных условий процесса заторообразования), соответствуют продолжительному затору с превышением максимального заторного уровня воды над отметкой выхода воды на пойму.

В случае, когда выполняются условия неравенств (8.99) и (8.100) рекомендуются следующие формулы для предвычисления заторного максимума уровня у Ленска:

$$H_з = 1098 \ln t_{л, Нюя} - 4150 \quad (8.101)$$

$$\text{и } H_з = 365,4 H_{лс, Ленск}^{0,3021}, \quad (8.102)$$

где $t_{л, Нюя}$ - максимальная толщина ледяного покрова у с. Нюя, см; $H_{лс, Ленск}$ - максимальный уровень воды Лены у Ленска в начале ледостава, см.

Окончательным результатом прогноза, когда противозаторные мероприятия не проводятся, является наименьшее значение уровня из вычисленных значений по уравнениям (8.101) и (8.102), так как рост заторного уровня ограничивается наиболее неблагоприятными для процесса заторообразования условиями. Если на реке ниже Ленска проводятся мероприятия, связанные с нарушением прочности ледяного покрова и его целостности, то прогноз дается только по формуле (8.102), так как, согласно Кильмянинову, такие мероприятия способствуют активизации процесса заторообразования.

Согласно авторской проверке изложенного метода средняя квадратическая погрешность прогноза составляет 47 см, а наибольшая не превышает 91 см. Его заблаговременность определяется датой вскрытия Лены у Ленска и заблаговременностью метеопрогноза, необходимого для установления значения $\theta_{ми}$. К сожалению, проверочные прогнозы составлены всего для 16 случаев, когда выполнялись условия неравенств (8.99) и (8.100). Прогноз наводнения 2001 года не оправдался. Весна 2001 года имела тёплые признаки условий формирования затора. При $t_{л, Нюя} = 186$ см и $H_{лс, Ленск} = 275$ см наименьшее значение $H_з$, полученное по уравнениям (8.101) и (8.102), составляет 1588 см. Фактический уровень был равен 2012 см. Заметим также, что теснота связи $t_{л, Нюя}$ и $H_{лс, Ленск}$ с $H_з$ слабая, что делает изложенное прогностическое решение неустойчивым.

В дальнейших исследованиях [104, 105] В.В. Кильмянинов, рассматривая затор льда как фильтрующую плотину, выдвинул положение о том, что подпорный заторный уровень $H_з$ имеет тесную связь с объемом воды $W_з$, поступившей за период затора к месту формирования скопления льда. Эмпирическое выражение, описывающее связь между $H_з$ и $W_з$ для Лены у Ленска, имеет следующий вид:

$$H_з = 390,6 \ln W_з + 1007, \quad (8.103)$$

где H_3 в см над нулем графика гидрологического поста; W_3 – в км³.

По выражению (8.103) можно ежедневно предвычислять с заблаговременностью 1 сутки ход уровня воды Лены у Ленска при заторе льда, если W_3 рассчитывается по формуле

$$W_3 = 86,4 \cdot 10^{-6} (Q_1 + Q_2 + \dots + Q_{n-1}), \quad (8.104)$$

где $Q_1 + Q_2 + \dots + Q_{n-1}$ – сумма средних суточных расходов воды в гидрометрическом створе с. Крестовское с последнего дня ледостава на Лене у Ленска, включая подвижки, до $n-1$ дня формирования затора.

День прорыва затора определяется выполнением условия

$$\theta_n > 2,65 \theta_{cp} - 6,60 \quad \text{при } \theta_{cp} < 4^\circ\text{C}, \quad (8.105)$$

$$\theta_n > \theta_{cp} \quad \text{при } \theta_{cp} \geq 4^\circ\text{C}, \quad (8.106)$$

где θ_n – температура воздуха по метеопрогнозу на следующие сутки.

Такой подход к определению момента разрушения скопления льда не учитывает гидродинамической составляющей условия прорыва затора, что, безусловно, сказывается на точности прогноза максимального заторного уровня воды Лены у Ленска.

По методу, созданному в ГГИ с целью планирования противозаторных мероприятий на реке Лене у города Ленск, также прогнозируется ход уровня в период затора и продолжительность этого периода. Заторный уровень воды определяется суммированием заторного подъема уровня и бытового уровня, соответствующего заторному расходу воды в условиях свободной ото льда реки. При этом подъем уровня ΔH_3 в метрах устанавливается по эмпирической зависимости от объема воды, поступившего к затору с расположенного выше по течению речного участка за период его формирования

$$\Delta H_3 = 7,31 W_3^{0,277}. \quad (8.107)$$

Расходы воды в период затора находятся с заблаговременностью 2 суток по данным наблюдений гидрологического поста Пеледуй, расположенного в 185 км от Ленска. Для этого нужны сведения о среднем суточном уровне воды и ледовой обстановке в день выпуска прогноза на участке реки у поста Пеледуй.

Объем воды W_3 в км³ рассчитывается как сумма средних суточных расходов воды в гидрометрическом створе Пеледуй на n – ый день формирования затора у Ленска. Бытовой уровень воды H_{Q_3} у Ленска определяется по кривой расходов для условий свободной ото льда реки.

Прогнозирование заторных уровней воды у Ленска начинается с даты вскрытия реки у р.п. Пеледуй, за которую принимается дата первого дня затора или ледохода у этого пункта. Ожидаемые заторные уровни воды у Ленска прогнозируются ежедневно с заблаговременностью 2 суток до даты прорыва затора льда. Расчет хода уровней прекращается в день, когда уровень, установленный

через объём воды W_3 , превысит уровень воды, соответствующий условиям прорыва затора льда (рис. 8.6).. При этом максимум уровня при увеличении расхода воды в период заторообразования соответствует уровню прорыва затора (H_{np}).

Условия прорыва затора определяются средней температурой воздуха с даты устойчивого перехода ее через 0°C до даты вскрытия реки у Ленска (θ_{cp}) и минимальной средней суточной температурой воздуха в Ленске в период от даты вскрытия реки у города до даты максимального заторного уровня воды (θ_{mn}) [45]. Они устанавливаются по метеопрогнозу.

Предвычисленные уровни воды при заторе льда могут падать при уменьшении расхода воды в период заторообразования. В этом случае максимум уровня соответствует максимальному расходу воды. Расход в период заторообразования имеет также ограничения, накладываемые продолжительностью ледохода

$$Q_3 \leq Q_{3,l} + 9000 \quad (8.108)$$

при образовании затора по холодному типу,

$$Q_3 \leq Q_{3,l} + 6000 \quad (8.109)$$

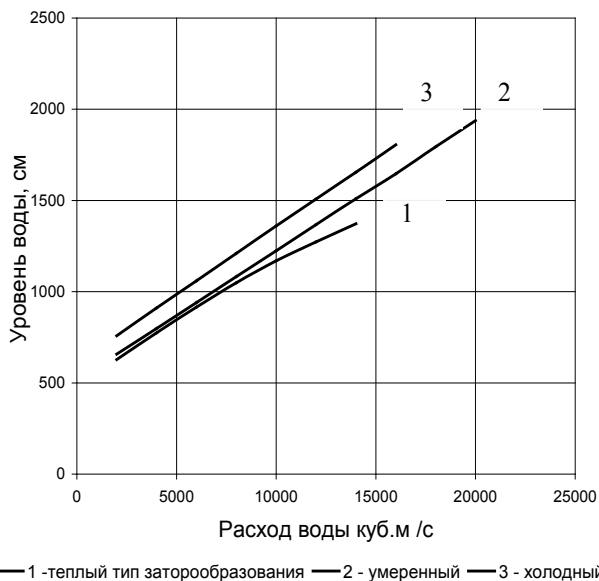


Рис. 8.6. Зависимость уровней от расходов воды при прорыве заторов льда на р. Лена у г. Ленск.

при образовании затора по умеренному типу температурных условий и

$$Q_3 \leq Q_{3,l} + 3000 \quad (8.110)$$

при заторообразовании по теплomu типу, где $Q_{3,1}$ расход воды в первый день образования затора льда.

Эффективность разработанной методики оценена по критериям s/σ_H и $s/\sigma_{\Delta H}$. По результатам проверки её можно оценить как хорошую. Оправдываемость прогнозов существенно больше природной обеспеченности. Однако в ряде лет ошибки прогнозов существенно превышают допустимую ошибку: более чем в 1,5 раза. Как правило, они имеют место в годы, когда процесс вскрытия Лены на участке Пеледуй – Мача, развивается по схеме, существенно отличной от традиционной: вскрытие происходит последовательно сверху вниз по течению на фоне увеличения водности реки. Примерами могут служить одновременное вскрытие реки без заторов у Пеледую, Ленска, и Мачи в 1955 году или вскрытие 1972 года на спаде волны весеннего половодья. В подобных случаях при вычислении прорывного расхода воды следует вводить поправочный коэффициент, равный 0,7. Более сложные случаи больших ошибок прогноза имели место в 1960, 1961, 1980, 1987, 1997 и 2003 годах. За исключением 1960 года, в перечисленные годы ожидаемый уровень был выше фактического. Причина подобных ошибок в большом временном шаге расчета (сутки) при относительно коротком периоде существования затора (1-5 суток), что сказывается на точности определения расхода воды при прорыве скопления льда и объема воды W_3 .

Увеличение заблаговременности прогноза можно достичь, если для предсказания расхода воды у Ленска использовать информацию о развитии паводка вскрытия и весеннего половодья в верхней части бассейна Лены. Учитывая, что затороформирующий расход воды на Лене у Ленска складывается в основном из расходов воды у Киренска и ее притока р. Киренги у д. Шорохово, в короткий период густого и среднего ледохода на этих речных участках была установлена прогностическая зависимость, график которой приведен на рисунке 8.7 (где $Q_{\text{Киренск}}$ – расход воды на день выпуска прогноза на Лене у г. Киренск; $Q_{\text{Шорохово}}$ – то же на р. Киренга у д. Шорохово; $Q_{\text{Бодайбо}}$ – то же на р. Витим у г. Бодайбо). Она позволяет предсказывать максимальный заторный уровень воды Лены у Ленска по данным о расходах воды Верхней Лены, Киренги и Витима, определенных на день окончания среднего ледохода на реках у Киренска и Шорохово, с заблаговременностью 6 суток. Для определения расходов воды служат кривые расходов, установленные для различной ледовой обстановки на перечисленных выше речных участках.

Еще одной зависимостью, которая может применяться для прогноза максимального заторного уровня воды Лены у Ленска с заблаговременностью две недели, может служить зависимость

$$H_3 = 32,2 \theta_{\text{МК, Усть-Кут}} + 731, \quad (8.111)$$

где $\theta_{\text{МК, Усть-Кут}}$ – максимальная средняя суточная температура воздуха по метеостанции Усть-Кут накануне вскрытия Верхней Лены, °С.

Температура $\theta_{\text{МК, Усть-Кут}}$ характеризует максимальную интенсивность снеготаяния в бассейне Верхней Лены. Необходимо заметить, что уравнение (8.111) описывает верхнюю огибающую поля точек связи H_3 с $\theta_{\text{МК, Усть-Кут}}$. Прогноз по ней достаточно точен при больших запасах льда и снега в бассейне реки. Если

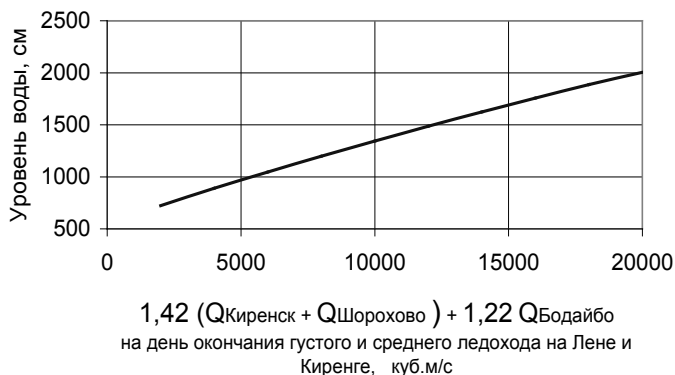


Рис. 8.7. Зависимость для прогноза максимального заторного уровня воды р. Лена у г. Ленск с заблаговременностью 6 суток.

они минимальны после серии лет с теплыми погодными условиями, то уравнение (8.111) дает завышенный результат прогноза.

Достаточно тесно максимальные заторные уровни воды р. Лена на участке с. Покровск – пос. Кангалассы связаны с максимальными уровнями на участке с. Мача – г. Олекминск. Это обстоятельство позволило выявить для Лены у пос. Табага следующую зависимость для прогноза максимального заторного уровня со средней заблаговременностью 5 суток

$$H_z = 0,503H_{\text{Олек}} - 7,61\Delta D_{\text{Олек}} + 0,737t_l + 372, \quad (8.112)$$

где $H_{\text{Олек}}$ – максимальный за период среднего и густого ледохода уровень воды Лены у г. Олекминск в см над нулем гидрологического поста; ΔD – отклонение даты вскрытия Лены у Олекминска от средней даты за многолетний период (17 мая); t_l – максимальная за зиму толщина ледяного покрова у с. Табага.

Оправдываемость прогнозов по зависимости (8.119) равна 72% при допустимой погрешности прогноза, равной 100 см.

В.В. Кильмянинов предложил прогнозировать максимальные заторные уровни воды Лены у города Якутск, используя данные о расходах воды в гидрометрическом створе в 30 км выше Якутска (п. Табага) и сведения о ледовой обстановке по материалам регулярных наблюдений на гидрологических постах [105]. Им выявлены связи максимальных уровней от расходов воды для свободного русла и при различном характере процесса вскрытия реки у Якутска (рисунок 8.10). Установлено также, что расход воды Лены у г. Якутск, обеспечивающий условия для образования заторов льда, больше 19000—20000 м³/с.

Кроме гидродинамических условий в первые дни ледохода, для образования мощных заторов ниже Якутска характерно наличие высоких уровней воды в начале ледостава предшествующей осенью у п. Кангалассы ($H_{\text{лс}}$). Влияние $H_{\text{лс}}$ заметно при значениях, превышающих его среднюю многолетнюю величину, равную 170 см.

Выполненный анализ позволил выделить три типа условий формирования уровня воды при вскрытии и ледоходе на участке реки у Якутска.

Первый тип — максимальный уровень воды формируется при стеснении русла во время ледохода, что осуществляется при условии $Q < 19000 \text{ м}^3/\text{сек}$ в первые два дня ледохода, $H_{\text{лс}} < 170 \text{ см}$.

Второй тип — уровень воды формируется при образовании небольшого, кратковременного, фильтрующего затора и полном транзите воды и льда по протокам и пойме. Для этого достаточно выполнения одного из условий, характерных для первого типа формирования уровня.

Третий тип — максимальный уровень формируется при образовании мощных заторов в основном русле, когда $Q > 19000 \text{ м}^3/\text{сек}$ в первые два дня ледохода, $H_{\text{лс}} > 170 \text{ см}$. и только при условии понижения средней суточной температуры воздуха после вскрытия реки ниже ее среднего многолетнего значения (нормы). Затопы льда, образующиеся при этих условиях, устойчивы и имеют длительный период формирования.

Для прогноза уровня при среднем и густом ледоходе, используется максимальный расход за период среднего и густого ледохода у п. Табага. Для третьего типа формирования уровней воды аргументом прогностической зависимости является максимальный расход за период формирования затора у п. Табага. Поскольку боковая приточность на участке п. Табага - с. Солянка (550 км выше по течению) не превышает 15 %, то для предсказания максимального уровня воды Лены у Якутска можно использовать и расход воды у с. Солянка. Заблаговременность прогноза при этом увеличивается до 5 суток.

9 Влияние изменения климата на зазорные и заторные явления

Как известно, данные по обобщению результатов наблюдений мировой гидрометеорологической сети и исследований глобальной климатической системы [225] указывают на происходящее потепление, связанное, прежде всего, с антропогенным ростом концентрации углекислого газа в атмосфере. Обобщения, выполненные в ФГБУ «Гидрометцентр России» и опубликованные во «Втором оценочном докладе Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации», [М., 2014] (рис. 9.1) подтверждают эти выводы, демонстрируя четко выраженный тренд за период с 1976 по 2012 гг. В свою очередь это неизбежно вызывает изменение водного и ледового режима рек, которые являются интегральными показателями изменений климата.

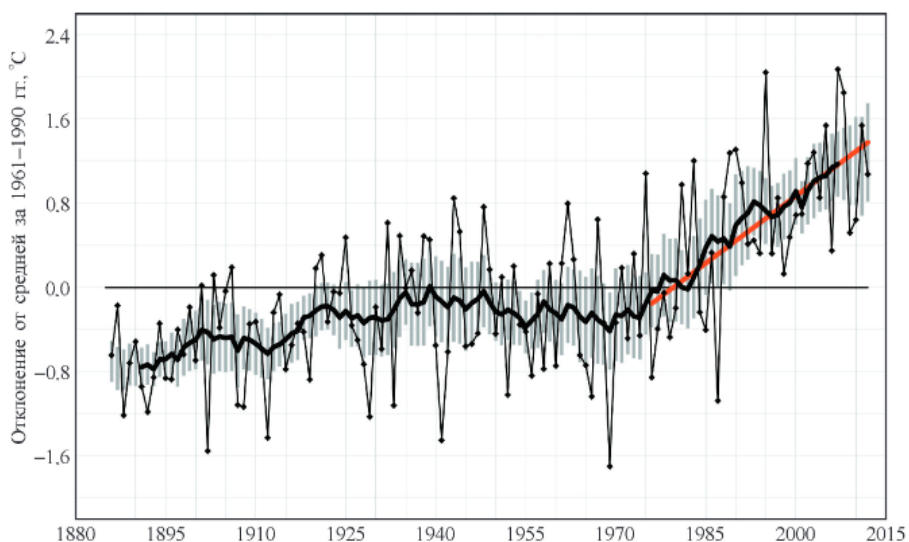


Рис 9.1. Изменения аномалий среднегодовой температуры приземного воздуха, осредненных по территории России, в течение 1886 – 2012гг. Аномалии рассчитаны как отклонения от средних за 1961 – 1990 гг. Жирная кривая показывает сглаженный ход температуры (11- летние скользящие средние) Вертикальным отрезкам показан 95% - ный доверительный интервал для 11 – летних средних (без учета ошибок пространственного осреднения и нарушений однородности). Красная линии - тренд за 1976 – 2012.

В условиях глобального потепления последних десятилетий имеет место заметное увеличение стока крупных рек бассейна Северного Ледовитого океана и суммарного притока речных вод в океан. Чувствительным индикатором климатических изменений является ледовый режим рек. Проведенные в ФГБУ «Гидрометцентр России» [64] и ФГБУ «ГТИ» [207] статистические оценки многолетних изменений сроков замерзания и вскрытия рек России указывают на наличие заметных трендов, связанных с сокращением длительности периода с ледовыми явлениями на многих реках. На ряде участков р. Лена в течение

последних 30 лет продолжительность ледостава уменьшилась на 4 - 8 суток и заметно уменьшилась максимальная толщина ледяного покрова. Можно предполагать, что в результате изменения климата изменятся не только сроки, но и характер ледовых явлений. Всё чаще при потеплении наблюдается процесс замерзания, в ходе которого ледообразование происходит в основном внутри водной массы, а доля льда поверхностного происхождения снижается. После установления ледостава длительное время сохраняются полыньи, являющиеся своеобразными фабриками шуги. В результате увеличения количества шуги и осенней водности рек в руслах последних чаще формируются зажоры, которые весной являются очагами заторов льда.

Увеличению повторяемости и масштаба заторных наводнений при потеплении климата способствует ещё одна особенность последствий изменения климата. Менее всего последствия изменения климата наблюдаются в высоких широтах, а более всего в низких. Фронт вскрытия на реках, текущих на север, часто задерживается на широте 58 – 60 градусов. Здесь весной наблюдается наибольший территориальный контраст температуры воздуха с переходом от аномалий с положительным знаком за фронтом вскрытия (верховья рек) к аномалиям с противоположным знаком перед ним, что способствует образованию мощных заторов (рис.5.7).

Увеличение толщины ледяного покрова – фактор повышения вероятности образования заторов и их мощности. Однако в связи с повышением зимних температур воздуха толщина ледяного обнаруживает многолетнюю тенденцию к уменьшению (рис. 9.2), что приводит к уменьшению расхода воды, вскрывающего реку (рис. 9.3) и увеличению частоты беззаторных вскрытий. Тем не менее, на фоне постепенного многолетнего уменьшения толщины льда, вызванного повышением зимних температур воздуха, в последнее десятилетие XX века и первое XXI века возникали мощные заторы льда на Сухоне (1998 и 2013 гг.), Лене (1998, 1999 и 2001 гг.), Томи (2010 г.).

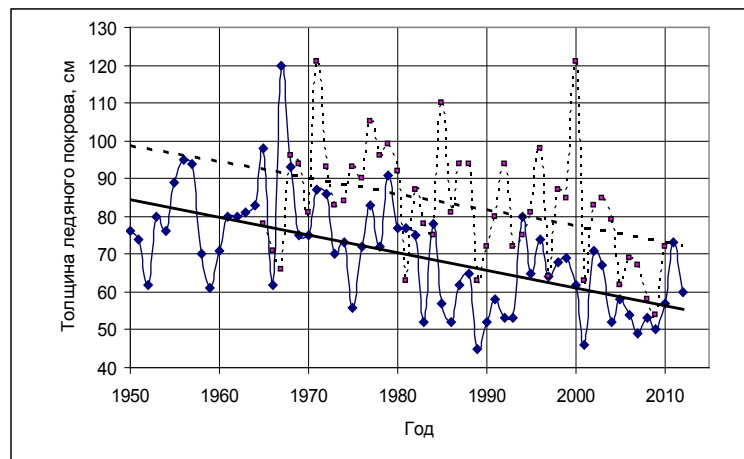


Рис. 9.2. Многолетние изменения и тренды максимальной за зиму толщины ледяного покрова Сухоны у Великого Устюга и Томи у Томска (пунктирная линия).

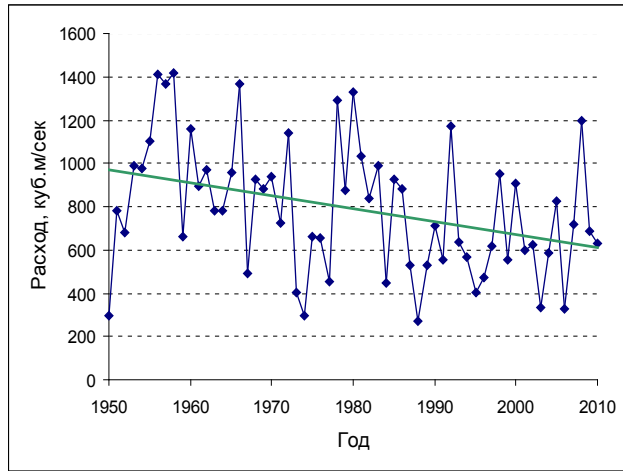


Рис. 9.3. Многолетние изменения расхода воды Сухоны в первый день ледохода у г. Тотьма.

Выявилось, что с начала 80-х годов прошлого века климатический фактор приводит к изменению детерминированных вкладов отдельных факторов в формирование максимальных заторных уровней воды северных рек России, которые вычислялись по формуле (8.19). Если в 1950-70-х годах в формировании максимального заторного уровня воды преобладали условия вскрытия реки, то в последующие годы главным фактором, определяющим высоту максимального уровня, стала зашугованность речного русла (табл. 9.1). Таким образом, в последние десятилетия происходят разнонаправленные изменения в ледовых процессах на реках, связанные с изменением климата. Поэтому они оказывают незначительное влияние на повторяемость и масштаб заторных наводнений, которые, по-прежнему определяются естественной цикличностью природных явлений.

Для оценки влияния климатического фактора на зажорные и заторные явления были рассчитаны для нескольких десятков речных участков в разных регионах страны по данным каталога [98] отношения $\frac{\hat{A}_3}{A_0}$, где \hat{A}_3 - превышение наивысшего зажорного (заторного) уровня воды над меженным уровнем, A_0 - то же наивысшего уровня, обусловленного наибольшим расходом воды при свободном ото льда русле. Далее были построены графики связи между отношениями $\frac{\hat{A}_3}{A_0}$ и средней многолетней зимней температурой воздуха ($\bar{\theta}_{XII-II}$). Также были построены графики связи повторяемости зажоров и заторов с температурой $\bar{\theta}_{XII-II}$. Полученные связи оказались недостаточно тесными: они представляют собой поле точек, в котором можно провести верхние огибающие линии. Эти линии соответствуют участкам рек, где климатический фактор оказал наибольшее влияние на зажорные и заторные подьёмы уровня воды. Координаты огибающих линий приведены в таблицах 9.2 и 9.3. Из приведённых в них цифр следует, что

наибольшие изменения характеристик зажорных и заторных явлений в результате изменения климата должны наблюдаться в регионах России с высокой зимней температурой воздуха (ЕТР) и наименьшие изменения, наоборот, с низкой температурой (Восточная Сибирь). Этот вывод подтверждается результатами расчётов предельно возможных изменений наивысших зажорных и заторных уровней и повторяемости зажоров и заторов, выполненных для ряда рек, протекающих в разных гидролого-климатических регионах страны (табл. 9.4 и 9.5).

Изменения характеристик зажоров и заторов в результате происходящего изменения климата разнонаправлены. В условиях потепления климата максимальные зажорные уровни растут, а повторяемость зажоров увеличивается. Наиболее интенсивность зажорных явлений увеличивается в южных частях бассейнов Оби и Енисея, где зажорные максимумы уровня на отдельных реках могут возрасти в ближайшие 10-20 лет на 0,8 м, а повторяемость зажоров увеличиться на 20 %.

Для заторов имеет место обратная картина. При этом все изменения невелики: в уровнях от 0,1 до 0,8 м, а в повторяемости явлений до 20%. Наибольшие изменения интенсивности заторных явлений в ходе потепления климата происходят в бассейне Волга. Максимальные заторные уровни воды на отдельных реках этого бассейна могут уменьшиться в ближайшие 10-20 лет на 2,5 м, а повторяемость заторов на 16 %.

В условиях изменения климата ряды максимальных заторных уровней воды рек с естественным ледовым режимом являются однородными (рис.9.4), что подтверждают результаты анализа многолетней их изменчивости на четырёх затороопасных речных участках с разным территориально-бассейновым расположением. Это узел рек Сухона- Юг- Малая

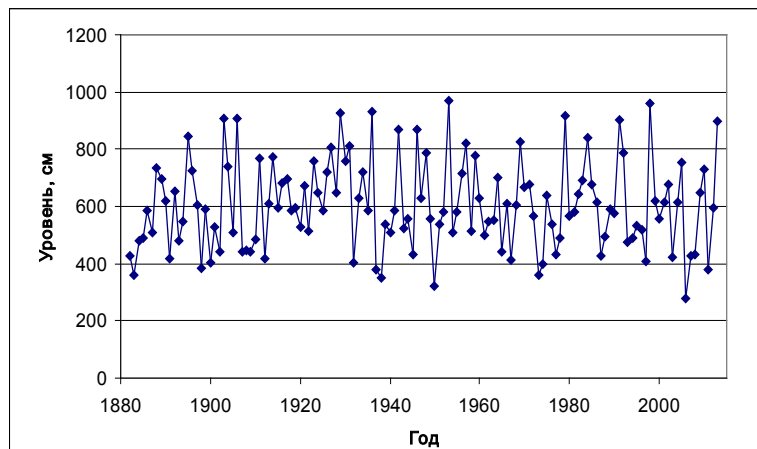


Рис. 9.4. Хронологический график максимальных заторных уровней воды реки Сухона у города Великий Устюг.

Северная Двина, нижнее течение реки Томь и река Лена у городов Ленск и Якутск. Оценка была выполнена по критериям Стьюдента и Фишера. Критические значения критериев St и F определялись при уровне значимости $\alpha = 5\%$. Она производилась по выборочным средним значениям и дисперсиям, рассчитанным по двум выборкам рядов наблюдений. Результаты оценки статистической значимости изменений в многолетнем ряде максимальных заторных уровней воды Сухоны, Томи и Лены показали, что наблюдающиеся изменения режима уровней воды в период их вскрытия на участках этих рек с естественным ледовым режимом (Сухона и Лена) статистически незначимы (табл. 9.6).

Статистически значимые изменения зимнего уровня режима наблюдаются на Малой Северной Двине у Котласа (табл.9.2).. Здесь максимальные уровни, обусловленные заторами льда, как отчётливо видно на рисунке 9.5, снижаются с 1960 года. Причина постепенного их снижения после этого года определяется антропогенными причинами. Основную роль в снижении максимумов заторных уровней играет появившаяся после ввода в строй Котласского ЦБК огромная полынья на реке у г. Котлас, а, возможно, и противозаторные мероприятия, осуществляемые на участках выше по течению реки.

Выемки песчано-гравийной смеси из русла привели к существенному снижению заторных уровней воды на р. Томь у Томска (рис.9.6). Полынья в пределах города создаёт условия для аккумуляции значительной части воды и транзитного льда при вскрытии реки, что также снижает заторные уровни воды на речных участках выше по течению. Задержка льда у мостов в Томске увеличивает продолжительность стояния высоких уровней воды при заторе, особенно после сооружения Северского моста (1999 год), который стал дополнительным очагом заторов на Томи у Томска.

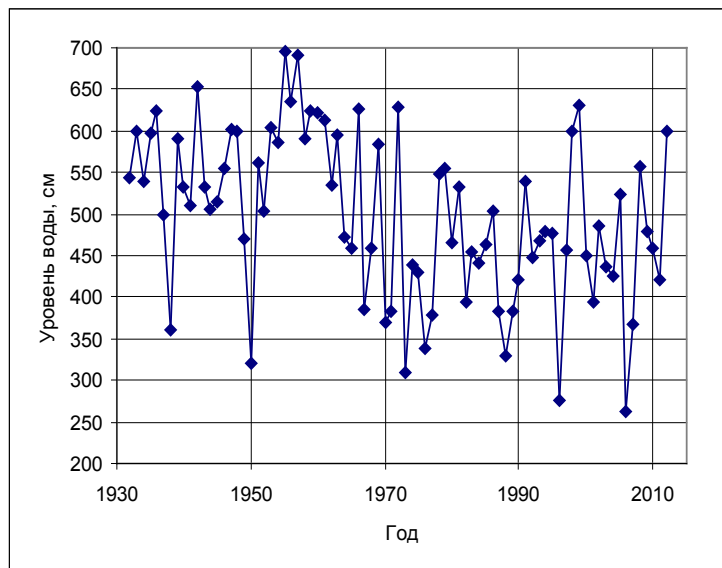


Рис. 9.5. Многолетние изменения максимального заторного уровня воды р. Северная Двина у г. Котлас

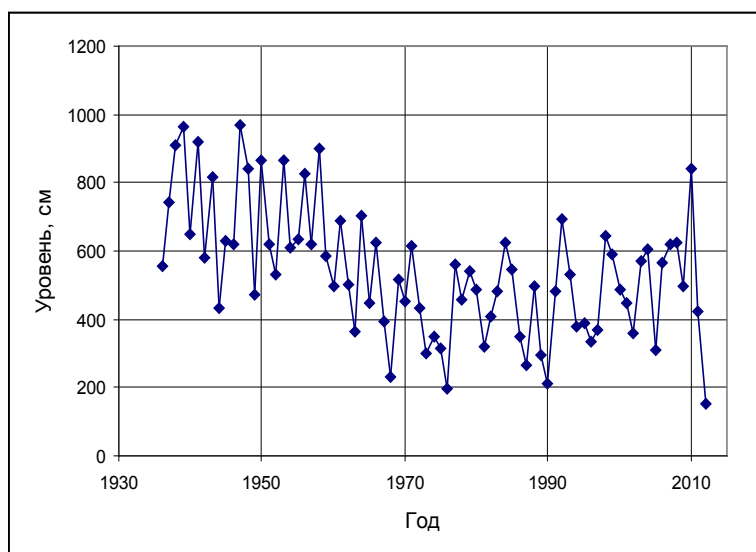


Рис. 9.6. Многолетние изменения максимального заторного уровня р. Томь у г. Томск (68 км от устья).

Таблица 9.1

Детерминированные вклады гидрометеорологических факторов в формирование максимальных заторных уровней воды

Река - пункт	Период наблюдений, по которому установлена зависимость, гг.	Аргументы			
		Характеризующие осень-зиму		Характеризующие Весну	
		Ледоставный уровень воды, см	Максимальная толщина ледяного покрова	Расход (уровень) воды при вскрытии реки	Температура воздуха при вскрытии реки
Сухона - г. Великий Устюг	1950-1972	0,13	0,07	0,80	0
	1973-2010	0,87	0	0,13	0
Северная Двина - д. Медведки	1950-1972	0,03	0	0,93	0,04
	1973-2001	0,53	0,05	0,41	0,01
Томь – г. Томск (74 км от устья)	1964-1987	0,08	009	0,68	0,15
	1988-2010	0,24	003	0,57	0,16
Лена – г. Якутск	1951-1974	0,01	0,03	0,71	0,25
	1975-2010	0,11	0,07	0,52	0,30

Таблица 9.2

Координаты верхних огибающих линий полей точек связей $\frac{A_x}{A_0} = f(\bar{\theta}_{xii-i})$ и $P_3 = f(\bar{\theta}_{xii-i})$ для зажоров

$\bar{\theta}_{xii-i}$	$\frac{A_x}{A_0}$	$P_3, \%$
-32	0,29	3
-31	0,44	16
-30	0,58	28
-29	0,71	39
-28	0,84	49
-27	0,95	59
-26	1,06	67
-25	1,16	75
-24	1,26	81
-23	1,34	87
-22	1,42	92
-21	1,49	94
-20	1,56	97
-19	1,61	98
-18	1,66	99
-17	1,70	100
-16	1,73	100
-15	1,76	100
-14	1,78	
-13	1,79	
-12	1,79	
-11	1,79	

Таблица 9.3

Координаты верхних огибающих линий полей точек связей $\frac{A_x}{A_0} = f(\bar{\theta}_{xii-i})$ и $P_3 = f(\bar{\theta}_{xii-i})$ для зажоров

$\bar{\theta}_{xii-i}$	$\frac{A_x}{A_0}$	$P_3, \%$
-32	1,69	100
-31	1,69	100
-30	1,68	100
-29	1,68	99
-28	1,67	99
-27	1,67	98
-26	1,66	98
-25	1,66	97
-24	1,65	96
-23	1,65	95
-22	1,64	94
-21	1,64	93
-20	1,63	92
-19	1,63	91
-18	1,62	90
-17	1,62	89
-16	1,61	87
-15	1,60	85
-14	1,59	82
-13	1,58	79
-12	1,56	75
-11	1,53	70
-10	1,46	64
-9	1,37	58
-8	1,27	50
-7	1,14	42
-6	1,00	33
-5	0,83	22

Предельно возможные изменения характеристики зажоров при изменении средней многолетней температуры воздуха зимнего периода

Река	Пункт	$\bar{\theta}_{XII-II},$ °C	$\bar{A}_0,$ м	Изменение характеристик											
				наивысшего уровня (м)					повторяемости (%)						
				при $\Delta\bar{\theta}$ °C		при $\Delta\bar{\theta}$ °C			при $\Delta\bar{\theta}$ °C		при $\Delta\bar{\theta}$ °C				
				-2	-1	+1	+2	-2	-1	+1	+2	-2	-1	+1	+2
Норилка	пос. Валек	-27,6	1,50	-0,40	-0,20	0,17	0,3	-0,40	-0,20	0,17	0,3	-0,40	-0,20	0,17	0,3
Сухона	д. Каликино	-12,8	4,10	-0,12	-0,04	0,00	0,00	-0,12	-0,04	0,00	0,00	-0,12	-0,04	0,00	0,00
Сев. Двина	д. Березник	-12,4	5,80	-0,06	0,00	0,00	0,00	-0,06	0,00	0,00	0,00	-0,06	0,00	0,00	0,00
Паша	д. Дубровино	-8,8	2,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Обь	с. Александровское	-20,5	4,60	-0,69	-0,32	0,32	0,55	-0,69	-0,32	0,32	0,55	-0,69	-0,32	0,32	0,55
Печора	д. Савинобор	-16,5	3,40	-0,24	-0,10	0,10	0,17	-0,24	-0,10	0,10	0,17	-0,24	-0,10	0,10	0,17
Мама	пос. Конкудера	-27,8	1,70	-0,44	-0,22	0,19	0,37	-0,44	-0,22	0,19	0,37	-0,44	-0,22	0,19	0,37
Ока	г. Муром	-10,3	2,80	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Клязьма	г. Владимир	-9,9	2,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Томь	г. Кемерово	-17,1	3,20	-0,29	-0,13	0,10	0,19	-0,29	-0,13	0,10	0,19	-0,29	-0,13	0,10	0,19
Иртыш	г. Омск	-17,9	3,20	-0,32	-0,16	0,13	0,22	-0,32	-0,16	0,13	0,22	-0,32	-0,16	0,13	0,22
Енисей	г. Кызыл	-31,2	2,80	-0,84	-0,42	0,39	0,76	-0,84	-0,42	0,39	0,76	-0,84	-0,42	0,39	0,76
Селенга	г. Улан-Удэ	-24,6	2,20	-0,46	-0,22	0,22	0,40	-0,46	-0,22	0,22	0,40	-0,46	-0,22	0,22	0,40
Амур.	с. Иннокентьевка	-13,0	3,70	-0,11	-0,04	0,00	0,00	-0,11	-0,04	0,00	0,00	-0,11	-0,04	0,00	0,00
Селемджа	с. Стойба	-28,8	1,06	-0,29	-0,14	0,14	0,25	-0,29	-0,14	0,14	0,25	-0,29	-0,14	0,14	0,25
Тигиль	с. Тигиль	-16,8	2,90	-0,26	-0,12	0,09	0,26	-0,26	-0,12	0,09	0,26	-0,26	-0,12	0,09	0,26

Таблица 9.5

Предельно возможные изменения характеристик заторов при изменении средней многолетней температуры воздуха зимнего периода

Река	Пункт	$\bar{\theta}_{\text{ХЛ-П}}$, °С	\bar{A}_0 , м	Изменение характеристик						
				наивысшего уровня (м)			повторяемости (%)			
				при $\Delta\theta_{\text{ХЛ-П}}$	+1	+2	-2	-1	+1	+2
Пясина	пос. Усть-Таряя	-29,7	10,70	0,11	0,00	-0,11	0	0	0	0
Таймура	Факт. Кербо	-32,6	5,70	0,00	0,00	0,00	0	0	0	0
Индиگیرка	Местн. Воронцово	-36,8	6,80	0,00	0,00	0,00	0	0	0	0
Кольма	г. Средне-Кольмск	-35,7	10,60	0,00	0,00	0,00	0	0	0	0
Амгуэма	пос. Ангуэма	-26,3	1,80	0,02	0,00	-0,02	2	1	-1	-2
Сухона	д. Каликино	-12,8	9,20	0,18	0,09	-0,18	-0,46	6	3	-4
Сев. Двина	д. Березник	-12,4	11,50	0,34	0,23	-0,34	-1,15	7	4	-5
Печора	д. Савинобор	-16,5	9,20	0,09	0,09	-0,09	-0,18	3	2	-2
Иртыш	г. Тобольск	-18,0	6,20	0,06	0,06	0,00	-0,06	2	1	-1
Н. Тунгуска	с. Преображенка	-27,3	9,30	0,09	0,00	-0,09	-0,09	1	1	0
Лена	г. Якутск	-39,5	9,30	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0	0
Нера	пос. Ала-Чубук	-32,3	1,90	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0	0
Уда	пос. Удское	-24,4	5,30	0,05	0,05	0,00	-0,05	2	1	-1
Анадырь	свх Снежное	-24,6	4,90	0,05	0,00	-0,05	-0,05	1	1	-1
Тайй	с. Талон	-27,5	3,80	0,04	0,04	0,00	-0,04	1	0	-1
Ока	г. Кашира	-9,4	11,90	1,90	1,07	-1,19	-2,74	12	6	-8
Волга	г. Старика	-9,1	8,80	1,41	0,79	-0,88	-2,02	12	6	-8
Иртыш	г. Омск	-17,9	6,00	0,06	0,06	0,00	-0,06	2	1	-1
Томь	г. Кемерово	-17,1	6,70	0,07	0,00	-0,07	-0,13	2	1	-2
Селенга	г. Улан-Удэ	-24,6	2,30	0,02	0,00	-0,02	-0,02	1	1	-1
Енисей	г. Кызыл	-31,2	6,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0	0	0
Амур	г. Благовещенск	-21,6	5,60	0,06	0,06	0,00	-0,06	2	1	-1

Таблица 9.6

Значения критериев Стьюдента и Фишера и коэффициентов линейных уравнений трендов максимальных заторных уровней воды Сухоны, Малой Северной Двины, Томи и Лены

Река - пункт	Статистические характеристики											
	Расчетные периоды Наблюдений		Критерий Стьюдента			Критерий Фишера		Коэффициенты уравнения тренда				
			Средние за период, см	St	Дисперсия за период, см		F	A				
	1	2			1	2		1	2	b		
Сухона - г. Великий Устюг	1882-1962	1963-2010	650	601	1,63	177	137	1,67	0,450	1,27	631	570
М. Северная Двина - г. Котглас	1933-1956	1957-2010	552	474	3,30	82,2	100	0,67	1,01	-1,84	539	524
Томь - г. Томск, 68 км от устья	1936-72	1973 -2010	641	460	2,54	168	123	2,15	-9,02	-0,55	814	560
Лена - г. Ленск	1927-1982	1983-2010	1082	1038	0,68	215	311	2,09	-1,66	9,74	1129	896
Лена - г. Якутска	1941-1981	1982 -2010	623	613	0,25	154	178	0,74	-4,36	7,75	715	497

10. Эффективность мероприятий по предупреждению зажоров и заторов и мер борьбы с ними

Поскольку зажоры льда формируются в период низкой водности реки и отрицательной температуры воздуха, то они очень устойчивы, и бороться с ними практически невозможно. Заторы менее устойчивы, так как образуются при больших расходах воды и в основном при положительной температуре воздуха. Кроме того, наводнения, обусловленные ими, более опасны, чем наводнения, обусловленные зажорами льда. Поэтому в настоящее время, в основном, разработаны и применяются меры, направленные на предупреждение заторов, борьбу с ними и защиту от них.

Существуют противозаторные мероприятия разовые, направленные на предотвращение мощных заторов и борьбу с ними в конкретном году, и долгосрочные, кардинально решающие проблему защиты той или иной прибрежной территории от затопления и повреждения льдом сооружений, находящихся на ней [135, 209].

Разовые мероприятия по целевому назначению и общему направлению подразделяются на три вида:

- 1) предупредительные - недопущение образования затора;
- 2) регуляционные - ограничение развития затора по достижении определенной величины подпора уровня воды, смещение места очага затора и искусственное образование скопления льда в заданном месте;
- 3) ликвидационные - разрушение образовавшегося затора.

Предупредить образование затора можно путем предварительного ослабления ледяного покрова его зачернением, разрезанием на блоки ледорезной машиной, подрывами льда (рис. 10.1) и ледокольными работами (рис.10.2).



Рис. 10.1. Разрушение ледяного покрова Томи у Томска взрывами.



Рис. 10.2. Ликвидация заторного скопления льда ледоколами на реке Юг в апреле 2008 г.

Зачернение применяется в местах заторообразования, где задержка вскрытия происходит вследствие увеличения толщины и прочности ледяного покрова. Желаемый эффект от зачернения верхней поверхности льда после перехода температуры воздуха к положительным значениям достигается лишь при солнечной погоде. В пасмурную погоду он незначителен.

Взрывают ледяной покров вдоль береговой линии в местах концентрации касательных напряжений, возникающих во льду с начала подъёма уровня воды в реке. Другое направление взрывных работ состоит в оперативном разрушении ледяных перемычек, образующихся при ледоходе и являющихся потенциальными очагами скопления льда [199]. Необходимо заметить, что взрывы негативно сказываются на рыбном поголовье.

Ослабление ледяного покрова путем зачернения, расчленения его на блоки и подрывов дают ожидаемый результат, если их осуществлять в очаге затора и ниже по течению на участке длиной (км)

$$L = \frac{\Delta H_z}{I_{Qz}}, \quad (10.1)$$

где ΔH_z в метрах, а I_{Qz} в промиллях. При $\Delta H_z = 5$ м и $I_{Qz} = 0,1\text{‰}$, получаем $L = 50$ км. На участке такой длины в короткий период положительных температур воздуха ослабить ледяной покров толщиной более 0,5 м, изложенными выше способами невозможно, поэтому чаще всего приходится бороться с образующимся или уже образовавшимся затором. Эти же способы целесообразно использовать главным образом для защиты мостов от разрушения их льдом.

Как правило, противозаторные мероприятия выполняются на речных участках значительно меньшей протяжённости и часто в условиях понижения

температуры воздуха до отрицательных значений, которое приводит к смерзанию разрушенного ледяного покрова [191]. Таким образом, проводимые ежегодно в увеличивающемся объеме противозаторные мероприятия, к сожалению, не способствуют уменьшению мощности заторов и вносят в природный процесс некоторый элемент случайности, что неблагоприятно сказывается на точности прогнозов максимальных заторных уровней воды.

На значительных расстояниях в короткие сроки способны разрушать ледяной покров суда на воздушной подушке (СВП) с поддержанием давления более 2 Мпа. Они разрушают ледяной покров резонансным методом, в основе которого лежит использование эффекта возбуждения изгибно-гравитационных волн во льду. Положительный опыт разрушения льда с помощью СВП имеется на Припяти [196].

Достаточно эффективным мероприятием по предотвращению заторов в устьях судоходных рек являются ледокольные работы, которые сводятся к пробивке канала во льду и его расширению с целью увеличения льдопропускной способности русла. Результатом ледокольных работ в устье Северной Двины является почти полное прекращение образования заторов в главном рукаве дельты, повторяемость которых до этого была 50 % [162]. Эффект этого мероприятия зависит от водности реки в период вскрытия. С уменьшением водности уменьшается эффект ледокольных работ, но в годы с малой весенней водностью и заторы не бывают большими.

В местах, где находятся важные хозяйственные объекты, возможно применение для предотвращения заторов русловых выправительных работ. Цель их заключается в создании благоприятных условий на речном участке для транзита ледяного материала, что может быть достигнуто спрямлением крутых поворотов или созданием сосредоточенного водного потока с повышенным уклоном за счет перекрытия отдельных рукавов на разветвленных участках реки. Следует иметь в виду, что уничтожение руслового препятствия на данном участке не гарантирует беззаторного пропуска льда на нижних участках. К категории регуляционных работ относятся также взрывные работы для создания искусственных русел, отводящих воду из зоны подпора.

Опасность заторных наводнений в значительной мере можно снизить намораживанием ледяных перемычек и плотин выше заторного участка, сооружением запаней, строительством шпор, «спичечных» и низконапорных плотин. Перечисленные ледоудерживающие сооружения уменьшают ледосборный участок и устраняют такой, имеющий большое значение, фактор, как прорывающиеся сверху компактные массы льда, создающие при остановке мощные заторы. Кроме того, они изменяют места образования скоплений льда.

Во всех случаях разрушение формирующихся или уже сформировавшихся скоплений льда достигается взрывными работами, артиллерийским обстрелом и бомбометанием. Положительный эффект от таких работ достигается, если ниже затора имеется открытая водная поверхность, а разрушение его производится снизу вверх по течению реки. Под воздействием взрывов происходит встряхивание скопления льда. При этом крупные льдины располагаются наверху, а мелкие ближе ко дну. Центр тяжести скопления льда опускается, что делает его более устойчивым как к опрокидыванию при увеличении уклона водной поверхности с увеличением разности высот уровня выше и ниже скопления, так и к активным воздействиям [105].

Мероприятия по разрушению образовавшегося затора вытекают из условия его устойчивости на сдвиг и сводятся к обрушению головы затора путем подрыва его низового откоса, а также прокладки взрывами канала для пропуска льда в расположенном ниже по течению ненарушенном ледяном покрове.

При планировании мероприятий по разрушению скопления льда важно знать место головы затора. Определить это место и его продвижение вниз по реке можно по графикам хода уровней в период заторообразования в разных створах реки (рис. 6). Графики $H = f(L, t)$ являются чрезвычайно информативными при анализе заторных подъемов уровней и определении мест формирования головы затора на участках, где нет наблюдений за уровнем воды [45]. Они содержат информацию об изменении уровней воды в любом створе реки и на любую дату, об уклонах водной поверхности, о продолжительности затопления прибрежных территорий и поймы (если известна их отметка), о длине подпорного участка ит.д. На них можно отмечать места впадения притоков, расположения пойм, населенных пунктов и других объектов.

Для подрыва ледяного покрова лучше использовать заряды с плавильником, Производимый таким зарядом подледный взрыв имеет значительно больший КПД, чем наледный взрыв. Для выявления мест подрыва - низовых откосов голов заторов, рекомендуется использовать радиолокатор, установленный на вертолете.

Сохранение не нарушенного ледяного покрова ниже затора, усиление и стабилизация его при понижении температуры воздуха до отрицательных значений не благоприятствуют искусственному разрушению скопления льда.

На участках рек, где заторы образуются ежегодно в одном месте, для разрушения скоплений льда может использоваться импульсная подача под лед сжатого воздуха, который подается от компрессора в уложенные на дне реки перфорированные отверстиями трубопроводы. Этот способ борьбы с заторами, конечно, более экологичен по сравнению с взрывами и бомбометанием.

К *долгосрочным мерам* защиты от заторных наводнений относятся сооружение высоконапорной ГЭС выше по течению, искусственное повышение поверхности затопляемой территории, возведение заградительных дамб, обвалование, сооружение водоотводов из зон подпора воды [227,228], наконец, перенос жилых и хозяйственных построек на незатопляемые территории.

Створ ГЭС ограничивает ледосборный участок. При этом лед с верхних участков реки и ее притоков собирается водохранилищем и тает в нем. Маневрирование расходом воды через гидроузел, а, следовательно, и уровнем водохранилища – мера, позволяющая перемещать в зоне выклинивания кривой подпора воды очаг затора с места на место. К сожалению, положительный эффект регулирования уменьшается здесь из-за увеличения после заполнения водохранилища повторяемости и мощности заторов [62,204]. В нижнем бьефе регулированием сбросных расходов можно поддерживать необходимое соотношение между приращением уровня воды и тепловой подготовкой ледяного покрова к вскрытию, влияя тем самым на длину ледосборного участка ниже гидроузла.

Основным средством защиты от заторных наводнений являются земляные оградительные дамбы. Однако заторы часто полностью их разрушают, и главную роль в разрушении играет лед. При весеннем подъеме воды вместе со льдом поднимается вмержший в него булыжник. Во время подвижек лед бороздит по откосу дамбы, распахивая его, и снимает предохранительную одежду. С началом

ледохода льдины, упиравшись в откос, подрезают его, образуя уступ. В дальнейшем откос оттаивает и осыпается, а далее начинается подмыв и разрушение надворных построек и жилых зданий, телефонных, телеграфных и электролиний. Поэтому дамбы должны создаваться в сочетании с лесозащитными насаждениями.

В настоящее время существуют различные мнения об эффективности вмешательства человека в процесс заторообразования, как правило, не подтвержденные объективными статистическими данными, носящими в основном субъективный характер. В частности, многолетний опыт противозаторных мероприятий на Лене показывает, что эффективность распиловки ледяного покрова под любым углом к берегу невелика. При подъёме уровня воды распиленный на льдины, но еще крепкий лед после подвижки недалеко уходит от участка распиловки, упершись в препятствие – не пропиленный ледяной покров. Подныривая под него, льдины образуют многослойное скопление – задел для формирования мощного затора при подходе сверху волны вскрытия. Если же река вскрывается в естественных условиях, то бороться с задержкой огромных ледяных полей, образующихся в начале вскрытия, которые упираются в мелководья, острова и изгибы берега, проще путем подрывов «замков» - небольших участков льда, цепляющихся за препятствие. Таким образом, более правильно не требовать от реки «преждевременных родов». Ей надо помогать, разрушая скопление льда уже на волне половодья.

В работе [105] В.В. Кильмянинов также отмечает, что активные воздействия при ледоставе (распиловка и зачернение ледяного покрова) повлиять на высоту максимального заторного уровня Лены у Ленска не в состоянии. Бомбежки же уже образовавшегося затора у о. Батамайский, по его мнению, следует производить с учетом ледовой обстановки на ниже расположенных участках у островов Сомнагас и Ньюский. Если русло реки у этих островов также забито всторощенным льдом с образованием цепочки заторов на 70–80 километровой участке ниже Ленска, то начинать подрывать нужно с головы нижнего затора в районе 70-го километра, продвигаясь вверх по течению.

В естественных условиях существует достаточно тесная связь между максимальным заторным уровнем (H_z) и затороформирующим расходом воды (Q_z), являющимся характеристикой сил, развиваемых водным потоком в зоне торшения льда и приводящим к прорыву затора. Любое антропогенное воздействие на затор, приводящее к его преждевременному прорыву, должно приводить к нарушению этой связи. Активные бомбежки заторов льда у Ленска и ниже города проводились в 1967, 1968, 1994, 1998 и 2001 годах. К сожалению, они способствовали только повышению максимального заторного уровня воды (рис. 10.3), что обусловлено уже упомянутым эффектом встряхивания скопления льда и сказывается на уменьшении его пористости [105]. В этом случае часть расхода воды идет на увеличение подпорной призмы затора.

На многих реках севера ЕТР проводятся противозаторные мероприятия, в частности, на р. Сухона у г. Великий Устюг. С заторами льда на Сухоне, Юге и Малой Северной Двине начали постоянно бороться с 1953 года. Причём объём работ по борьбе с заторами и их состав год от года возрастали (табл. 10.1). В основном боролись с уже образовавшимися заторами путём их подрывов, бомбёжек и разрушения скоплений льда ледоколами. С 1960 года производятся работы по предупреждению образования заторов льда: зачернение, раздробление

взрывами и разрезание ледяного покрова. В 2011 году с 9 марта, спасатели пропилили более 90 километров льда

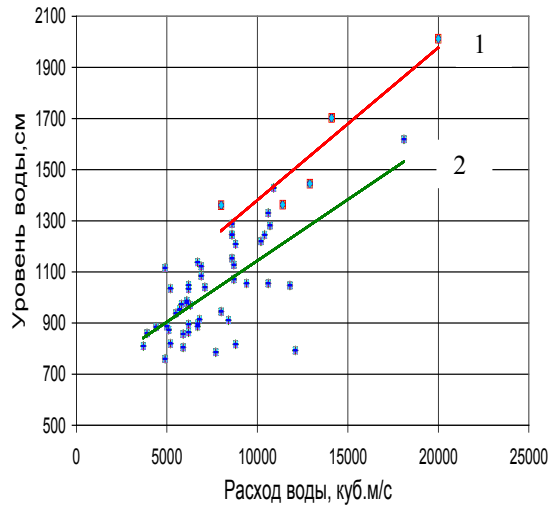


Рис. 10.3. Зависимость максимальных заторных уровней и расходов воды Лены у Ленска при бомбёжке затора (1) и без неё (2).

Таблица 10.1

Мероприятия по предупреждению и ликвидации заторов на реках Сухона и Малая Северная Двина за период 1999-2012 гг.

Год	Превентивные мероприятия	
	Ледорезные работы, км	Взрывные работы, км
1999	16,1	1,5
2000	20	1,5
2001	27	3,6
2002	24,5	13,5
2003	30,06	11,7
2004	52	15
2005	52,45	14
2006	70,7	21,1
2007	43,05	40
2008	55,8	19,4
2009	99,4	24,9
2010	111	33
2011	90	30
2012	90	30

В период с 1966 по 2013 год накануне вскрытия Сухоны проводились особенно большие работы по ослаблению ледяного покрова (ледорезные и подрывные). На рисунках 10.4 и 10.5 представлены связи $H_3 = f(Q_3)$ для Сухоны у Великого Устья, установленные по данным наблюдений на гидрологическом посту за период 1950-1965 г.г. и после 1965 года. Как видно из рисунков кривая $H_3 = f(Q_3)$ для периода наблюдений после 1965 года расположена немного ниже в зоне высоких уровней воды, что свидетельствует всё же о некоторой эффективности противозаторных мероприятий.

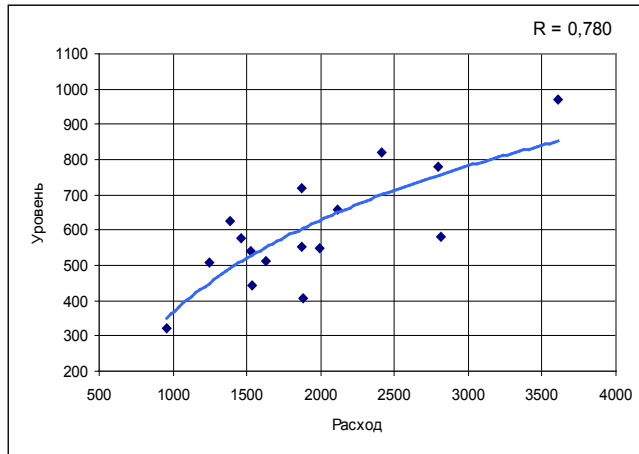


Рис.10.4 Связь максимальных заторных уровней и расходов воды Сухоны у Великого Устья за период 1950-1965 г.г.

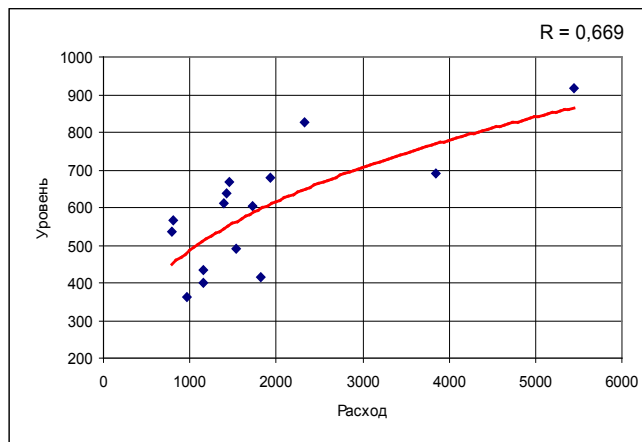


Рис. 10.5 Связь максимальных заторных уровней и расходов воды Сухоны у Великого Устья после 1965 г.

Противозаторные мероприятия должны были сказаться на высоте максимальных уровней воды, обусловленных заторами льда, в период с 1966 по 2013 год в сторону их снижения. Однако, судя по картине многолетних изменений максимального заторного уровня воды (рис. 9.4), этого не наблюдается.

Определение наиболее эффективного способа воздействия на процесс заторообразования и средства защиты от заторов основывается на анализе местных гидрологических условий формирования скоплений льда, а также на сравнении ожидаемого ущерба со стоимостью противозаторного мероприятия при учете имеющихся технических возможностей.

Ежегодное их проведение требует больших денежных затрат. Так, средняя стоимость взрывных и ледорезных работ составляет около 250 руб./м³, а с применением для работы вертолетов может доходить до 300 – 600 руб./м³. Для разрушения льда взрывами и ледорезными машинами на площади 300 x 300 м с толщиной 1,5 м требуются затраты в размере примерно 34 млн. рублей. Затраты на бомбометание на той же площади льда составляют около 85 млн. рублей. Использование при планировании противозаторных мероприятий данных прогноза может существенно сократить затраты на их проведение, значительно уменьшить ущербы в случае заторных наводнений, а самое главное прогноз затора с заблаговременностью от 2 до 6 суток позволяет своевременно эвакуировать население из опасных районов.

Использование же при планировании противозаторных мероприятий данных прогноза может существенно сократить затраты на их проведение. Ледяной покров на той же Сухоне у Великого Устюга можно не резать и не подрывать, если

$$H_{лс} < H_{лс}' \quad , \quad (10.2)$$

где $H_{лс}'$ – значение максимального уровня воды в начале ледостава, определенное по верхней линии огибающей поле точек связи $H_3 = f(H_{лс})$ (рис. 10.6) через уровень, соответствующий критической отметке начала затопления территории.

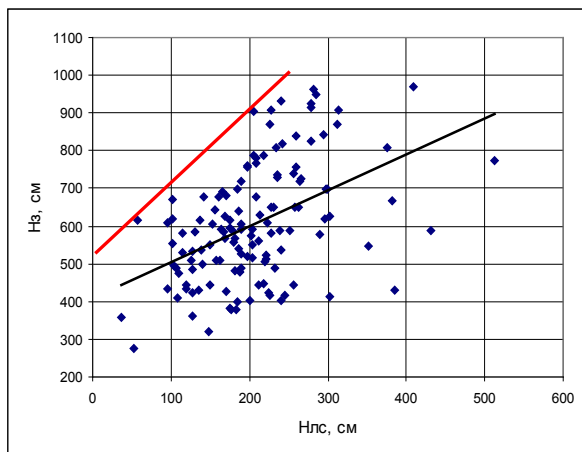


Рис. 10.6. Связь максимальных заторных и ледоставных уровней воды р. Сухона у г. Великий Устюг.

От проведения мероприятий, направленных на ликвидацию уже образовавшегося затора (бомбометание, артиллерийский обстрел), можно полностью отказаться, когда

$$H_{з,прогноз} + 2s < H_{крит} , \quad (10.3)$$

где s - средняя квадратическая погрешность прогноза, см; $H_{з,прогноз}$ - спрогнозированный уровень воды, см; $H_{крит}$ - критическая отметка начала затопления территории.

Систематическое использование прогнозов заторных наводнений в случае применения мер защиты требует знания не предотвращенных остаточных потерь

$$N = \varepsilon \cdot N_{лк} , \quad (10.4)$$

где ε - коэффициент потерь, изменяющийся от 0 (когда все потери предотвращены) до 1 (когда потери максимальны).

Коэффициент ε зависит от точности прогноза максимального заторного уровня, выражаемой отношением фактической погрешности предсказания (δ) к допустимой ($\delta_{доп}$). Если $-\infty < \delta/\delta_{доп} < 0$, то $\varepsilon = \delta/\delta_{доп}$, а если $0 < \delta/\delta_{доп} < \infty$, то $\varepsilon = 0$, из чего следует, что потери в случае завышения ожидаемого уровня всегда меньше, чем при занижении. В первом случае они сводятся только к издержкам на противозаторные мероприятия и мероприятия по адаптации к ожидаемым неблагоприятным условиям. Во втором случае материальный ущерб может достигнуть максимума.

Рассмотрим порядок составления прогноза и планирования противозаторных мероприятий на конкретных примерах вскрытия реки Лена у города Ленск в 1971 и 2001 годах.

Установлено, что если сумма

$$H_{лс} + 0,9 t_{л, Нюя} \leq 300 \text{ см} , \quad (10.5)$$

то вероятность выхода воды на пойму у Ленска при заторе льда практически отсутствует. Если эта сумма больше 300 см, то можно ожидать наводнения. В формуле (10.5) $H_{лс}$ – максимальный уровень в первые дни ледостава у Ленска; $t_{л}$ – максимальная за зиму толщина ледяного покрова у с. Нюя, см.

В 1971 году к 1 апреля имелись следующие данные: максимальный уровень воды в начале ледостава на Лене у Ленска ($H_{лс}$), был равен 129 см, максимальная толщина ледяного покрова у Нюя ($t_{л, Нюя}$) достигла 170 см. С учетом этих данных вычисляем

$$H_{лс} + 0,9 t_{л, Нюя} + 129 + 0,9 \cdot 170 = 282 \text{ см},$$

что меньше критических 300 см, из чего следует, что выхода воды на пойму у Ленска не будет, и ослаблять ледяной покров путем распыления зачерняющих лед материалов и соли с воздушного судна над рекой или ледорезных работ не нужно.

4 мая начался ледоход на р. Киренга у д. Шорохово. На Лене у Киренска первый день ледохода пришелся на более поздний день – 5 мая. Однако закончился

интенсивный ледоход здесь раньше, чем на Киренге, где это произошло только 6 мая. В этот день уровень воды Киренги составил 341 см, Лены у Киренска 256 см при редком ледоходе и Витима у Бодайбо 62 см при подвижке. Имея перечисленные сведения, определяем с помощью кривых расходов воды, построенных для различных ледовых условий

$$Q_{\tau, \text{Шорохово}} = 1800 \text{ м}^3/\text{с}, \quad Q_{\tau, \text{Киренск}} = 1610 \text{ м}^3/\text{с} \quad \text{и} \quad Q_{\tau, \text{Бодайбо}} = 420 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Далее вычисляем

$$1,42 (Q_{\tau, \text{Киренск}} + Q_{\tau, \text{Шорохово}}) + 1,22 Q_{\tau, \text{Бодайбо}} = 1,42 (1800 + 1610) + 1,22 \cdot 420 = 5747 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Имея это значение расхода, по зависимости на рис. 8.7 прогнозируем, что максимальный заторный уровень воды Лены у Ленска через 6 дней (12 мая) будет равен 1026 см. Учитывая, что средняя квадратическая погрешность прогноза составляет 134 см, по формуле (7.8) имеем

$$H_{z, \text{мк прогноз}} + 2 s = 1026 + 268 = 1294 \text{ см}.$$

что меньше отметки начала затопления поймы (1350 см), поэтому взрывные работы не планируются

Перед катастрофическим наводнением весной 2001 года 1 апреля имелись следующие данные: $H_{\text{лс}} = 270 \text{ см}$, $t_{\text{л, Нюя}} = 186 \text{ см}$. Если по ним рассчитать сумму

$$H_{\text{лс}} + 0,9 t_{\text{л, Нюя}} = 270 + 0,9 \cdot 186 = 437 \text{ см} ,$$

то ее значение оказывается больше критического значения, что указывает на возможность выхода воды на пойму у Ленска при соответствующих температурных и водных условиях вскрытия Лены. Отсюда вытекает необходимость выполнения работ по ослаблению ледяного покрова.

11 мая 2001 года вскрылась Киренга у Шорохово, а 12 мая Лена у Киренска. Средний ледоход в этот год позднее закончился у Киренска, а именно: 14 мая при уровне 698 см. На Киренге у Шорохово уровень воды в день выпуска прогноза был равен 462 см при редком ледоходе, а на Витиме у Бодайбо 582 см при густом ледоходе. Перечисленным значениям уровней соответствуют расходы

$$Q_{\tau, \text{Шорохово}} = 3450 \text{ м}^3/\text{с}, \quad Q_{\tau, \text{Киренск}} = 5880 \text{ м}^3/\text{с} \quad \text{и} \quad Q_{\tau, \text{Бодайбо}} = 5240 \text{ м}^3/\text{с},$$

а сумма

$$1,42 (Q_{т, Киренск} + Q_{т, Шорохово}) + 1,22 Q_{т, Бодайбо} = 1,42 (3450 + 5880) + 1,22 \cdot 5240 = 19642 \text{ м}^3/\text{с}.$$

Рассчитанному значению суммы на рис. 8.7 соответствует ожидаемый через 6 суток заторный максимум уровня воды у Ленска, равный 1982 см.

Поскольку

$$H_{лс} + 0,9 t_{л, Нюя} = 1982 + 216 = 2198 \text{ см},$$

то имеется явная угроза катастрофического наводнения и надо быть готовым к подрыву затора.

Если противозаторные мероприятия проведены до дня выпуска прогноза, то, в принципе, необходимо учесть их влияние на максимальный заторный уровень воды. Как правило, изменение уровня за счет противозаторных мероприятий находится в пределах допустимой погрешности прогноза. Поэтому их можно не учитывать при прогнозе.

Заключение

Настоящая книга содержит обобщение основных достижений в области исследований зажоров и заторов льда, что важно для гидрометеорологического обслуживания хозяйства страны, надёжного проектирования объектов сооружаемых на берегах рек России и своевременного предупреждения возникающих опасных ледовых явлений.

Преимущество расположения городских построек и промышленных площадок на более низких отметках бесспорно и очевидно. В этом случае сокращаются капиталовложения на строительство гидротехнических сооружений, уменьшаются напоры при водоснабжении предприятий и жилых зданий, сокращаются расходы на организацию хозяйства пристаней для судов и т.д. Поэтому многие поймы северных рек страны, несмотря на угрозу зажорных и заторных наводнений, всё же застроены, и для них большое значение приобретает мониторинг опасных ледовых ситуаций.

Зажоры и заторы – сложные природные явления, возникновение и развитие которых обуславливается взаимодействием ряда природных факторов, характеризующих климатические, морфометрические и другие условия протекания реки. За этими весьма своеобразными элементами режима рек, имеющими большую пространственно-временную изменчивость, ведутся систематические наблюдения на сети гидрологических станций и постов Росгидромета, но изучены зажорные и заторные явления пока недостаточно из-за несоответствия стационарной сети, предназначенной для изучения режима стока воды, динамике формирования зажоров и заторов.

К сожалению, систематические наблюдения за многими важными характеристиками процесса зажоро - и заторообразования не ведутся и, в частности, за толщиной скоплений льда. В настоящее время количественных данных об этих характеристиках очень мало, они носят отрывочный характер. Однако они вместе с установленными расчетными зависимостями всё же дают представление о диапазоне рассмотренных в книге характеристик и могут использоваться не только для прогнозов, но и, например, при проектировании противообледенительных устройств на водозаборах.

Одним из главных аргументов зависимостей для расчета и прогноза зажоров и заторов служит прочность масс льда при их срезе. От нее зависят силы сопротивления льда внешнему воздействию. И все же, несмотря на свою очевидность и важность, зависимость физико-механических свойств льда от метеорологических факторов почти не изучена, результатом чего являются ошибки расчета и прогноза максимальных зажорных и заторных уровней воды.

На многих реках зажоры обуславливают наименьшие расходы воды. Однако условия формирования этих расходов изучены слабо. Практически также неизучен процесс эволюции в течение зимы скоплений льдин и шуги. Знание всех сторон этого процесса нужно при решении задач зимней гидрометрии. Ведь такие характеристики как коэффициент шероховатости нижней поверхности льда и толщина скопления определяют пропускную способность русла в зимний период. Изучение закономерностей эволюции скоплений шуги и льдин в течение зимы является важным направлением дальнейших исследований.

Еще одной слабо изученной областью зимней гидрологии рек являются вопросы исследования условий формирования и прогноза речного стока при наличии льда в русле. Ледяной покров, создавая дополнительные гидравлические сопротивления, связывает некоторый объем воды, освобождая его лишь тогда, когда река вскрывается. При этом формируется без дополнительного притока воды в русло так называемый паводок вскрытия, который по размерам может быть сопоставим с весенним половодьем и дождевыми паводками. Ледовые условия влияют и на время добега воды по руслу, знание которого важно при прогнозе весеннего половодья.

Приведенные в книге алгоритмы могут служить основой для реализации системы мониторинга опасных ледовых явлений. Изложенные выше прогностические решения, полученные на теоретической основе, достаточно универсальны и дают возможность предсказания характеристик зажоров и заторов даже при ограниченном числе лет наблюдений. Точность прогнозов, составленных по ним, зависит от обеспеченности этих решений материалами натурных исследований прогнозируемых процессов и явлений.

Критической при пользовании общими зависимостями, также как и теоретическими моделями, является проблема учета влияния на мощность заторов морфометрических и ледовых условий ледохода на участках рек, где формируются скопления льда. К ним относятся:

- наличие поймы, обеспечивающей пропуск части расходов воды и льда в обход скопления льда;
- особенности русла, снижающие его ледопропускную способность;
- условия, обуславливающие дополнительный объем льда на речном участке;
- местоположение расчетного створа относительно очага и верхней кромки скопления льда.

Для установления расчетных зависимостей с показателями местных условий формирования скоплений льда нужны данные обследований большого количества заторных участков рек за многолетний период. Такие данные в настоящее время отсутствуют из-за значительной стоимости массовых обследований, поэтому в будущем, по-видимому, наиболее реальный путь к установлению этих зависимостей – это параллельное выполнение лабораторных экспериментов на гидравлических моделях речных участков и многолетних исследований на характерных участках – полигонах. Исследования на речных участках – полигонах должны решить еще одну важную задачу – изучить зависимость физико-механических характеристик скоплений льда от погодных условий.

Ранее при изучении ледовых явлений использовались, прежде всего, данные наблюдений на сети стационарных гидрологических постов Росгидромета. К сожалению, существующая сеть наблюдений не обеспечивает воссоздание реальной ледовой обстановки по всей длине реки. Поэтому велико значение организации детальных экспедиционных исследований зажоров и заторов, включающей создание дополнительных (временных) постов, нивелировку участков реки, где образовалось скопление льда. В дальнейшем более полно должны использоваться информационные возможности дистанционных средств наблюдений за ледовым режимом рек с применением современных средств передачи и обработки полученной ледовой информации. Лабораторное моделирование ледовых явлений даст качественное и количественное описание тех ключевых фрагментов, которые в природе тяжело поддаются рассмотрению. В

теоретических исследованиях главным приоритетом должна быть разработка по возможности наиболее полных математических моделей ледовых процессов на базе дифференциальных уравнений баланса тепла, сил, масс воды и льда.

Разработка численных моделей ледовых процессов и зимних паводков является наиболее важной. Вместе с тем, необходимо заметить, что существующие в настоящее время численные гидродинамические модели паводков на реках пригодны только для условий свободного ото льда русла. Чтобы перейти к моделям для русла со льдом, нужны параметры, труднодоступные для инструментального определения, например, коэффициенты гидравлического сопротивления, физико-механические характеристики скоплений льда, льдопропускная способность различных форм русла. В этом случае может помочь комплексный подход, при котором процесс моделируется на гидравлической модели исследуемого речного участка с интерпретацией полученных результатов на теоретической модели, позволяющей расширить пространственно-временные границы исследования. Конечным итогом такого подхода должна быть компьютерная информационно-прогностическая система контроля наводнений, включающая подсистему принятия решений об активных воздействиях на процессы, обуславливающие наводнение.

Методики прогнозов максимальных заторных уровней воды существуют в настоящее время для 52 участков 9 рек, среди которых Северная Двина, Печора, Ока, Обь, Енисей, Лена и Амур. Оправдываемость прогнозов, составленных по ним, находится в пределах от 70 до 92 %, что больше природной обеспеченности прогноза по норме на 10–30 %.

Направления будущих исследований в области прогнозов зажорных и заторных явлений определяются рядом ещё не решённых задач. К ним, по-прежнему, относится задача разработки метода прогноза места образования скопления льда. Плохо изучена взаимосвязь факторов, определяющих скорость перемещения кромки ледяного покрова, без знания которой невозможно предсказание дат образования зажоров и заторов. Невелика заблаговременность прогноза зажоров, которую можно увеличить при учёте закономерностей атмосферной циркуляции в летний и осенний синоптические сезоны. Отсутствуют методы прогноза периода заторобразования и недостаточно разработаны методы учёта влияния противозаторных мероприятий на высоту заторного уровня.

В связи с изменением климата и антропогенным вмешательством в ледовый режим рек, необходимо прогнозирование нового режима рек и исследование последствий изменения режима на функционирование хозяйственных объектов. Понятно, что такие разработки не могут быть выполнены на основе данных многолетних гидрометеорологических наблюдений за прошлые годы. Они возможны только на базе комплексного использования методов статистического анализа, теоретического и гидравлического моделирования.

Определение наиболее эффективного способа воздействия на процесс заторообразования и средства защиты от заторов остаётся задачей дальнейших исследований. Ведь помимо анализа гидрометеорологических условий процесса и имеющихся технических возможностей оно должно основываться на ожидаемом результате. К сожалению, в настоящее время его предсказать часто бывает трудно из-за отсутствия обобщения практического опыта предупреждения и предотвращения наводнений, обусловленных заторами льда.

Поскольку заторы являются азональным явлением, имеющим специфические особенности процесса образования на каждом отдельном речном участке, то важным методом их исследования является моделирование на пространственных физических моделях. Положительный опыт таких исследований получен ГПИ при изучении процесса заторообразования и эффективности противозаторных мероприятий на Лене у Ленска. Аналогичные исследования могут быть выполнены для других проблемных в части заторных наводнений речных участков: Сухоны у Великого Устюга, Оки у Нижнего Новгорода, Оби у Новосибирска и др.

Применение гидравлической модели на реке Лена позволило достаточно детально увидеть явление образования и формирования заторов льда одновременно на большом участке реки и в многовариантном сочетании определяющих факторов, оценить эффективность различных противозаторных мероприятий и разработать рекомендации по их оптимальному планированию в зависимости от конкретного прогноза развития процесса заторообразования.

Своевременность принятия мер по уменьшению опасности наводнения, обусловленного зазором или затором льда, зависит от оперативности сбора и передачи информации о развитии явления. Существующая система гидрологических наблюдений не в состоянии обеспечить необходимую оперативность принятия административных решений в критических, быстро развивающихся ситуациях.

Учитывая стремительность развития заторных и зазорных наводнений, в настоящее время назрела необходимость создания современной системы автоматизированного мониторинга зазорных и заторных явлений на больших реках, функциями которой должны быть: автоматическое измерение уровня воды в ряде пунктов контроля, передача данных измерения по техническим каналам связи, обработка, диагностирование и прогнозирование опасных ситуаций, а также передача необходимой информации по межкомпьютерной связи административным органам для принятия ими решений. Для ее технической реализации имеется широкий выбор стандартных средств вычислительной и коммуникационной техники, представленных обширной номенклатурой средств передачи цифровой информации по каналам связи различных типов: проводной, сотовой, спутниковой. В качестве измерителя необходим автоматический электронный датчик уровня воды, имеющий выход в перечисленные каналы связи и способный работать в суровых климатических условиях. Накопленные на сегодня материалы наблюдений за ледовыми явлениями и разработанность теоретических основ процесса заторообразования вполне достаточны для создания системы автоматизированного мониторинга заторных явлений, включающей развитый пользовательский интерфейс, управляющий расчетным блоком. Такая система может проектироваться на основе интегрированного подхода и принципа открытой архитектуры аппаратного и программного обеспечения, что позволяет поэтапно наращивать состав функций и технических средств системы, в частности, постепенно увеличивать число постов, оснащенных автоматическими уровнемерами, на проблемных речных участках. Необходимо иметь в виду, что автоматизированный уровеньный пост не может служить полной заменой классического гидрологического поста, так как не дает сведений о ледовой обстановке и толщине ледяного покрова.

Низкую плотность сети стационарных наблюдений за зазорными и заторными явлениями раньше компенсировали ледовые авиаразведки. Они

позволяли выявить динамику ледовой ситуации, установить размеры скоплений льда, охарактеризовать особенности перераспределения стока льда по протокам и рукавам, определить последовательность вскрытия притоков, зоны напряженного состояния ледяного покрова, оценить площади затопления. К сожалению, в настоящее время ледовые авиаразведки почти не проводятся из-за их высокой стоимости. Спутниковая информация данные ледовых авиаразведок может заменить лишь отчасти, так как она позволяет охарактеризовать только ключевые моменты замерзания и вскрытия больших рек.

Список литературы

1. *Абраменков Н. М.* Моделирование процесса замерзания шугоносных рек.— М.: Гидрометеиздат, Труды САННИИ, вып. 101 (182).1984.— 100 с.
2. *Александров М.В., Бузин В.А.* О создании системы автоматизированного контроля процесса замерзания реки Нева. – Метеорология и гидрология, 1998, № 9, с 108-114.
3. *Алексеев Г.А.* Формулы для определения стандартных параметров кривых распределения суммы, разности и произведения независимых статистических величин. – Сб. работ по гидрологии № 1, 1959, с. 128-133.
4. *Алексеев Г.А.* Графо-аналитические способы определения и приведения к длительному периоду наблюдений параметров кривых распределения. – Труды ГГИ, 1960, вып. 78, с. 90-140.
5. *Алексеев Р.Я.* К вопросу о влиянии осеннего и весеннего стока льда на максимальные заторные уровни и подъемы воды. – Труды ГГИ, 1989, вып. 345, с. 41-45.
6. *Альтберг В. Я.* Подводный лед.— Л.: ГОНТИ, 1939.— 160 с.
7. *Ангелопуло П.П.* Динамика заторов льда на р. Западная Двина в районе г. Яунелгава. – Сб. работ Рижской ГМО, 1964, № 6, с. 38-66.
8. *Ангелопуло П.П.* О некоторых особенностях заторообразования. – Сб. работ Рижской ГМО, 1965, № 7, с. 40-50.
9. *Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д.* Курс гидрологических прогнозов. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 160 с.
10. *Асарин А.Е.* Наводнения на реке Лене: причины и пути смягчения. – Сб. «Безопасность энергетических сооружений», 2003, вып. 11, с. 186 - 200.
11. *Бедрицкий А.И., Коршунов А.А., Хандожко Л.А., Шаймарданов М.З.* Проблема экономически выгодного использования метеорологических прогнозов. – Метеорология и гидрология, 1998, № 9, с. 5-11.
12. *Белоконь П.Н.* Инженерная гидравлика потоков под ледяным покровом. – М.-Л.: Госэнергоиздат, 1940. – 160 с.
13. *Берденников В. П.* Расчет некоторых элементов зажоров на реках Ангаре и Енисее.— Труды ГГИ, 1958, вып. 65, с. 100—121.
14. *Берденников В.П.* Динамические условия образования заторов льда на реках. – Труды ГГИ, 1964, вып. 110, с. 3-11.
15. *Берденников В.П.* Физические характеристики льда заторов и зажоров. – Труды ГГИ, 1965, вып. 129, с. 19-43.
16. *Берденников В. П.* Методы расчета давления заторных и зажорных масс льда на сооружения.— Труды ГГИ, 1967, вып. 148, с. 3—28.
17. *Берденников В.П.* Модельные исследования механизма заторообразования для обоснования схемы ледозадержания на р. Днестре и определения ледовых нагрузок. – Труды ГГИ, 1974, вып. 219, с 31-56.
18. *Берденников В.П., Шматков В.А.* Натурные и лабораторные исследования образования заторов льда. – Труды IV гидрологического съезда, 1976, т. 6, с. 361-370.
19. *Берг Е.В., Платунов Г.А.* Наивысшие уровни воды при наводнениях и ледяных зажорах на участке р. Невы от завода «Большевик» до завода им. Ленина. Известия ГГИ, № 50 - 51, 1932.

20. *Берг Е.В., Платунов Г.А.* Уровни воды р. Невы при ледяных зажорах. Исследования рек СССР, вып. 9, 1936.
21. *Бибиков Д. Н.* Термический и ледовый режим незамерзающих водных потоков. Автореф. дис. на соискание ученой степени д-ра техн. наук.— Л., 1954.—20 с.
22. *Близняк Е.В.* Река Енисей от Красноярска до Енисейска, ч. II: Зимнее состояние реки. – С-Пб., 1916. – 79 с.
23. *Болотников Г.И.* О применении теоретических моделей заторов льда для натуральных условий. – Сб.: Вопросы гидрологии суши, 1982, с. 43- 50.
24. *Болотников Г.И.* Полуэмпирическая модель процесса формирования заторов. – Труды ГГИ, 1985, вып. 309, с. 37-44.
25. *Болотников Г.И.* Исследование ледовых явлений на гидравлических моделях речных участков. - Труды ГГИ, 1989, вып. 345, с. 3-17.
26. *Бузин В.А.* Прогноз максимальных заторных уровней воды Днестра с учетом гидрометеорологических условий в период вскрытия реки. – Труды ГГИ, 1975, вып. 227, с. 55-63.
27. *Бузин В.А.* Факторы, определяющие максимальный заторный уровень воды. - Труды ГГИ, 1980, вып. 270, с. 33-39.
28. *Бузин В.А., Шаночкин С.В.* О возможности применения метода соответственных уровней воды для прогноза заторных максимумов на реке Лена. – Труды ГГИ, 1982, вып. 287, с. 94-97.
29. *Бузин В.А., Шаночкин С.В.* Прогнозы максимальных заторных уровней воды рек Амура и Усури. – Труды ГГИ, 1985, вып. 309, с. 44-52.
30. *Бузин В.А., Чачина Н.С., Шаночкин С.В.* Прогнозы максимальных зазорных и заторных уровней воды рек Северной и Западной Двины. – Труды ГГИ, 1986, вып. 323, с. 19-27.
31. *Бузин В.А.* Результаты расчета зажоров в состоянии равновесия. – Труды ГГИ, 1989, вып.345, с.54-62.
32. *Бузин В.А.* Исследования в области расчетов заторных уровней воды. – Метеорология и гидрология, 1989, № 3, с. 95-101.
33. *Бузин В.А.* Прогноз расходов воды Верхнего Амура в период вскрытия. - Труды ГГИ, 1989, вып. 345, с. 81-86.
34. *Бузин В.А.* Методы прогнозов заторных и зазорных явлений. – Труды V гидрологического съезда, 1989, т. 7, с. 312-319.
35. *Бузин В.А., Болотников Г.И., Филиппов А.М.* Методы изучения, расчета и прогноза заторов и зажоров. – Сб.: Проблемы современной гидрологии, Л.: Гидрометеоиздат, 1989, с. 220-231.
36. *Бузин В.А.* Результаты расчета параметров теоретических моделей заторов льда по данным гидрометрических наблюдений. – Труды ГГИ, 1991, вып. 354, с. 3-11.
37. *Бузин В.А.* Расчет максимальных заторных уровней воды заданной вероятности превышения при недостатке и отсутствии данных наблюдений. – Метеорология и гидрология, 1992, № 3, с. 73-82.
38. *Бузин В.А.* Условия и прогноз подвижек льда при замерзании реки Нева. – Метеорология и гидрология, 1997, №8, с.87-94.
39. *Бузин В.А.* Применение теоретической модели затора льда для прогноза максимальных заторных уровней воды рек севера. – Сб. работ по гидрологии, 1999, №23, с. 108-115.

40. Бузин В.А. О наводнениях на реках, вызванных заторами льда. – Водные ресурсы, 2000, т. 27, № 5, с. 524-530.
41. Бузин В.А. Метод прогноза максимальных уровней воды при заторах льда на средних реках. – Метеорология и гидрология, 2001, № 9, с. 84-89.
42. Бузин В.А. Закономерности формирования и прогноз максимального уровня воды при заторе льда. – Метеорология и гидрология, 2006, № 8, с. 83-91.
43. Бузин В.А. Факторы образования и прогноз заторов льда на реках севера ЕТР. – Метеорология и гидрология, 2010, № 4, с. 63-74.
44. Бузин В.А., Дьяченко Н.Ю. Прогноз внутриводного ледообразования и зажоров льда на реке Нева. – Метеорология и гидрология, 2011, № 11, с. 94-101.
45. Бузин В.А., Банищикова Л.С. Условия формирования и прогноз наводнений на р. Лена у г. Ленск. – Сб. работ по гидрологии, 2011, №28, с. 49-68.
46. Букина Л. А. Распределение по размерам кристаллов внутриводного льда в турбулентном потоке.— ДАН СССР. Физика атмосферы и океана. 1967, т. 3, вып. XI, с. 58—65.
47. Булатов С.Н. Расчет прочности тающего ледяного покрова и начала ветрового дрейфа льда. – Труды ГМЦ, 1970, вып 74, – 118 с.
48. Бураков Д.А., Ковшова Е.П. Прогноз элементов зимнего режима рек Енисей и Ангара на участках перемещения кромки ледостава в нижних бьефах Красноярской и Усть-Илимской ГЭС. – Гидрометеорология Сибири, 2000, вып. 103, с.135-144.
49. Бураков Д.А. и др. Опыт разработки методов долгосрочного прогноза максимальных уровней воды сибирских рек. – Доклады VI Всероссийского гидрологического съезда, М.: Метеоагенство, 2006, секция 2, с. 112 -117.
50. Быдин Ф. И. Зимний режим рек и методы его изучения. Исследования рек СССР. — Л.: Изд. ГГИ, 1933.—237 с.
51. Быдин Ф.И. Вскрытие и замерзание рек. – Труды ГГИ, 1933, вып. 9, с. 42-48.
52. Ваганов П.А. Экологический риск. – Изд-во С-Пб. ун-та, 1999. – 115 с.
53. Вартазаров С.Я. Внутриводный лед на горных реках. – Труды сектора энергетики АН ГрузССР, 1941, №1, с.43-50.
54. Васильев О.Ф., Атавин А.А., Пичугина С.В. Гидрологические особенности эксплуатации Новосибирского гидроузла в зимний период. – Доклады VI гидрологического съезда, М.: Метеоагенство Росгидромета, 2008, секция 2, с.131-136.
55. Вендров С.Л. и Бубырь А.А. Краткое описание состояния зазорного участка р. Невы 15 декабря 1931 г. Известия ГГИ, № 411, 1931.
56. Вендров С. Л. Краткий отчет о работе ГГИ по изучению осенне-зимнего ледостава и зазора на р. Неве в 1932-33 г. Известия ГГИ, № 55, 1933.
57. Винников С.Д. Исследование формирования ледяного затора на модели русла. – Труды коорд. Совещаний по гидротехнике, 1976, вып.111, с. 68-72.
58. Винников С.Д. Гидравлический метод оценки заторных масс льда. – Метеорология и гидрология, 1978, № 6, с. 62-70.
59. Винников С.Д., Севастьянова Н.В. Оценка количества льда в зазоре р. Невы. – В кн.: Исследование влияния сооружений гидроузлов на ледовый и

- термический режимы рек и окружающую среду – Л.: Энергоатомиздат, 1991, с. 102-107.
60. *Владимиров Л. Л.* Условия замерзания р. Невы. СПб, 1904.
61. *Генкин З.А., Шмелева Л.А.* Разработка рекомендаций по предупреждению и борьбе с заторами и зажорами льда на р. Амударье. – В кн.: Научные исследования по гидротехнике. – Л.: Энергия, 1971, т. 2, с. 228.
62. *Генкин З.А.* Прогноз параметров затора в зоне выклинивания кривой подпора водохранилища. - Труды IV гидрологического съезда, 1976, т. 6, с. 292-296.
63. *Георгиевский В.Ю.* Оценка влияния возможных изменений климата на гидрологический режим и водные ресурсы рек территории бывшего СССР. – Метеорология и гидрология, 1996, № 11, с. 89-99.
64. *Гинзбург Б.М., Солдатова И.И.* Многолетняя изменчивость сроков ледовых явлений на реках как индикатор колебаний климата переходных сезонов. – Метеорология и гидрология, 1997, № 11, с. 99-107.
65. *Гинзбург Б.М.* Сроки замерзания и вскрытия рек в конце XX века и возможные их изменения в XXI веке. - Метеорология и гидрология, 2005, № 12, с. 88-97.
66. *Головина А.П., Головин В.С.* Прогнозирование заторных явлений на приустьевых участках Лены и Яны. – Труды ААНИИ, 1974, т. 308, с. 143-172.
67. *Готлиб Я.Л., Займин Е. Е., Раззоронов Ф.Ф., Цейтлин Б.С.* Ледотермика Ангары.— Л.: Гидрометеиздат, 1964.— 154 с.
68. *Готлиб Я.Л.* Зажорообразование и пропускная способность русла в нижнем бьефе Братской ГЭС. – Труды корд. совещаний по гидротехнике, 1968, вып. 42, с. 383-394.
69. *Готлиб Я.Л., Кореньков А.В., Коржавин К.Н., Соколов И.Н., Сокольников Н.И.* Пропуск льда при строительстве и эксплуатации гидроузлов. – М.: Энергия, 1978. – 158 с.
70. *Готлиб Я. Л., Донченко Р. В., Пехович А. И., Соколов И.Н.* Лед в водохранилищах и нижних бьефах ГЭС.— Л.: Гидрометеиздат, 1983.— 200 с.
71. *Гринсбергс Л.К.* Заторы льда на р. Даугаве и методика их прогнозирования. – Сб. работ Рижской ГМО, 1965, вып. 7, с. 11-89.
72. *Дебольская Е.И.* Динамика водных потоков с ледяным покровом. – Изд. Московского гос. ун-та природообустройства, 2003. – 278 с.
73. *Деев Ю.А., Попов А.Ф.* Весенние заторы льда в русловых потоках. – Л.: Гидрометеиздат, 1978. – 110 с.
74. *Донченко Р. В.* Физические свойства внутриводного льда (шуги). - Труды ГГИ, 1956, вып. 55, с. 5—40.
75. *Донченко Р. В., Чачина Н. С.* Оценка зазорных явлений в нижних бьефах ГЭС гидравлическим методом.— Труды ГГИ, 1972, вып. 192, с. 53—66.
76. *Донченко Р.В., Баюсова М.И.* Оценка изменений условий формирования зажоров в нижнем бьефе Волжской ГЭС им. XX съезда КПСС.- Труды ГГИ, 1973, вып. 201, с. 65-91.
77. *Донченко Р.В., Филиппов А. М Баюсова М. И., Чачина Н. С.* Исследования и расчеты интенсивности шугообразования и зазорных явлений на

- зарегулированных участках рек. - В кн.: Труды IV Всесоюз. гидрол. съезда, Л., 1976, т. 6, с. 351—360.
78. *Донченко Р. В.* Закономерности формирования зажоров льда в нижних бьефах ГЭС.— Труды ГГИ, 1974, вып. 219, с. 56—72.
79. *Донченко Р.В.* Условия образования заторов в нижних бьефах. – Труды ГГИ, 1975, вып. 227, с. 31-45.
80. *Донченко Р. В.* Модель процесса замерзания рек.— Труды ГГИ, 1980, вып. 270, с. 3—11.
81. *Донченко Р.В., Щеголева Е.В., Коробко А.С.* Закономерности формирования и распространения заторов льда на реках СССР. – Труды ГГИ, 1982, вып. 287, с. 3-15.
82. *Донченко Р. В., Щеголева Е. В.* Закономерности образования и распространения зажоров на реках СССР. — Труды ГГИ, 1985, вып. 309, с. 3-15.
83. *Донченко Р. В.* Методы расчета зажорных и заторных уровней воды на зарегулированных участках рек.— Труды ГГИ, 1986, вып. 323, с. 3—19.
84. *Донченко Р. В.* Ледовый режим рек СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1987. - 247 с.
85. *Донченко Р.В., Щеголева Е.В.* Методика прогноза максимальных зажорных уровней воды реки Невы. – Труды ГГИ, 1989, вып. 345, с.74-81.
86. *Жукова М.А.* Заторы льда на реках бассейна Северного Ледовитого океана и расчет наивысших заторных уровней воды. – Труды ГГИ, 1978, вып. 248, с. 129-138.
87. *Зайцев А.А. и др.* Основы численного моделирования наводнений, вызванных заторами льда. – Труды VI конф. «Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей», 2004, с. 143-146.
88. *Иванов К. Е., Колокольцев Н.А.* Динамика ледостава и зажоров на реке Нева. – Труды ГГИ, 1950, вып.06, 140-195.
89. *Иванов А.А., Михайлов В.Н., Магрицкий Д.В.* Причины, хроника событий и последствия наводнения в низовье р. Кубань зимой 2001 -2002 ггю - М.: изд-во НИИЭС, сб. «Безопасность энергетических сооружений», 2003, вып.11, с. 275 -283.
90. *Каинова С.А., Фролова Н.Л.* Особенности ледового режима рек бассейна Северной Двины. – Труды VI конф. «Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежной зоны морей», 2004, с. 151-154.
91. *Казакевич Д.И.* Основы теории случайных функций в задачах гидрометеорологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1989.- 230 с.
92. *Карнович В.Н., Синотин В.И., Соколов И.Н.* Особенности заторообразования на Днестре, возможность снижения заторных уровней и расчет их обеспеченности. – Труды коорд. совещаний по гидротехнике, 1970, вып. 56, с. 96-103.
93. *Карнович В.Н.* Прогноз максимальных уровней воды при заторах льда на р. Днестре у городов Могилев-Подольский и Сороки. – Труды ГМЦ, 1975, вып. 140, с. 49-55.
94. *Карнович В.Н., Куколевский Г.А., Кулешова Т.В.* Прогнозирование максимальных заторных уровней на участке береговых складов древесины в нижнем течении Ангары. – Сб.: Ледотермические явления и их учет при

- возведении и эксплуатации гидроузлов и гидротехнических сооружений. – Л.: Энергия, 1979, с. 150-155.
95. *Карнович В.Н., Кулешова Т.В.* Прогноз максимальных уровней воды при заторах льда на Северной Двине. – Метеорология и гидрология, 1984, № 12, с. 111-113.
 96. *Карнович В.Н.* Механика образования и разрушения заторов льда на реках и водохранилищах ГЭС. - Сб.: «Динамика и термика рек и водохранилищ», М.: Наука, 1984, с. 234-239.
 97. *Карнович В.Н., Сурикова Ж. Н.* Прогноз максимальных зазорных уровней на Неве.— Метеорология и гидрология, 1984, № 12, с. 111—113.
 98. *Каталог* заторных и зазорных участков рек СССР.— Л.: Гидрометеиздат, 1976, т. 1.—260 с.; т. 2—288 с.
 99. *Кильмянинов В.В.* Прогнозы максимальных заторных уровней на Лене с учетом толщины льда. – Труды Зап.-Сиб. НИГМИ, 1988, вып. 87, с. 55-67.
 100. *Кильмянинов В.В.* Анализ условий формирования и долгосрочный прогноз заторных уровней на Лене. – Метеорология и гидрология, 1992, № 4, с. 82-89.
 101. *Кильмянинов В.В.* Влияние температуры воздуха на формирование, разрушение заторов льда и заторные уровни воды на р. Лене у г. Ленска. – Метеорология и гидрология, 2001, № 4, с. 69-77.
 102. *Кильмянинов В.В.* Катастрофическое наводнение на р. Лене у г. Ленска в 2001 г. – Метеорология и гидрология, 2001, № 12, с. 79-83.
 103. *Кильмянинов В.В., Тазатинов В.М., Шепелев В.В.* Заторы – ледовые монстры рек Якутии – Наука и техника в Якутии, 2001, №1, с.36-40.
 104. *Кильмянинов В.В.* О роли периода заторообразования в формировании максимальных заторных уровней воды на р. Лене у г. Ленска. – Изд. метеоагенства Росгидрометета, сб. работ Якутского УГМС, 2002, с. 30 –37.
 105. *Кильмянинов В.В.* Гидродинамические условия при образовании заторов льда на р. Лене и их искусственном разрушении. – Метеорология и гидрология, 2003, № 3, с. 96 –101.
 106. *Кильмянинов В.В.* Влияние метеорологических условий перед началом ледохода на масштаб заторных наводнений на Лене. - Метеорология и гидрология, 2012, № 4, с. 86-89.
 107. *Клавлен А.Б., Бuzин В.А., Копалиани З.Д. и др.* Лабораторные исследования процесса формирования заторов льда и эффективности противозаторных мероприятий на реке Лена у города Ленск. - М., Метеоагенство, доклады VI гидрологического съезда, 2006, секция 2, с. 154- 159.
 108. *Козицкий И.Е.* О некоторых особенностях влияния морфометрии русла реки на процессы вскрытия и заторообразования. – Метеорология и гидрология, 1975, № 3, с. 74-79.
 109. *Козицкий И.Е.* Определение механических характеристик поля раздробленного льда. – Труды ГГИ, 1982, вып. 287, с. 47-55.
 110. *Колесников А. Г., Беляев В. И.* К расчету процесса кристаллизации переохлажденной воды при ее турбулентном перемешивании.— Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1956, т. 11, с. 1322—1331.
 111. *Кондратьев Н.Е., Попов И.В., Смищенко Б.Ф.* Основы гидроморфологической теории руслового процесса. – Л.: Гидрометеиздат, 1982. – 272 с.

112. *Коржуев С.С., Андреева О.Б.* Ледовые заторы и наводнения на северных реках и их экологическая оценка. – Изв. РАН, серия геогр., 1996, № 1, с. 116-131.
113. *Лавров В.В.* Деформация и прочность льда. – М.: Гидрометеиздат, 1969. – 168 с.
114. *Латышенков А.М.* Исследования ледозащитных запаней. – Гидротехническое строительство, 1946, № 4, с. 28-36.
115. *Лисер И.Я.* Характеристика весенних заторов на р. Енисее. – Сб. работ по гидрологии, 1959, № 1, с. 96-105.
116. *Лисер И.Я.* К анализу изменения расходов и уровней воды в период вскрытия рек. – Метеорология и гидрология, 1965, № 5, с.54-55.
117. *Лисер И.Я.* Заторные явления на участке выклинивания подпора Новосибирского водохранилища. – Труды Новосиб. регион. НИГМИ, 1967, вып. 1, с. 129-146.
118. *Лисер И.Я.* Весенние заторы льда на реках Сибири. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 103 с.
119. *Лисер И.Я.* О закономерностях весеннего заторообразования на участках выклинивания водохранилищ. – Труды коорд. совещаний по гидротехнике, 1968, вып. 42, с. 237-246.
120. *Лисер И.Я.* О заторном и беззаторном характере замерзания рек. – Метеорология и гидрология, 1975, № 4, с. 77-83.
121. *Лисер И.Я.* Методика прогноза максимального уровня при вскрытии р. Оби у г. Колпашево. – Труды Зап.-Сиб. НИГМИ, 1980, вып. 43, с. 3-8.
122. *Лисер И.Я.* Предсказание максимального заторного уровня в зоне выклинивания водохранилища на примере Новосибирского водохранилища на р. Оби. – Труды Зап.-Сиб. НИГМИ, 1981, вып. 51, с. 11-20.
123. *Лисер И.Я.* О зависимостях для прогноза максимальных заторных (ледоходных) уровней воды при вскрытии сибирских рек. – Метеорология и гидрология, 1981, № 11, с. 83- 87.
124. *Ловейко М.В.* К вопросу о синоптических условиях зажоров на реках Северо-западного района (Нева, Свирь, Шексна, Волхов). – Геофизика и метеорология, том IV, вып. 2, 1927, с.165-171.
125. *Лохтин В.М.* Ледяной нанос и зимние заторы на р. Неве. Материалы для описания русских рек; вып. X, СПб, 1906.
126. *Луначев Ю.В.* Особенности динамики весенних ледоходов и заторов льда в устьях Северной Двины и Печоры. Водные ресурсы, 2001, с.63-70.
127. *Льготин, В.А., Савичев О.Г.* Методика оценки уровней вод реки Томь при ледовых заторах и зажорах у г. Томск. - Известия Томского политехнического ун-та, 2001, т. 318, № 1, с 135-140.
128. *Ляпин В.Е., Разговорова Е.Л., Трегуб Г.А., Шаталина И.Н.* Возможности регулирования ледотермического режима нижних бьефов высоконапорных ГЭС. – Известия ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева, 1986, т. 188, с.5 -13.
129. *Маккавеев В. М.* Теория процессов перемешивания при турбулентном движении свободных потоков и вопросы зимнего режима рек. - Записки ГГИ, 1931, том V, с. 75-117.
130. *Марголин Л.М., Смирнов В.М.* Метод предвычисления расходов воды для целей прогноза сроков вскрытия рек. – Труды ГМЦ, 1977, вып. 184, с. 33-47.

131. *Марусенко Я.И.* Ледовый режим рек бассейна Томи. – Томск: изд. Томского ун-та, 1958. – 217 с.
132. *Машуков П.М.* Гидрометеорологические условия зимних наводнений на р. Сырдарье. – Труды Среднеазиат. НИГМИ, 1969, вып. 45. – 137 с.
133. *Машуков П.М.* Затопы и зазоры на р. Амударье. – Труды Среднеазиат. НИГМИ, 1977, вып. 47. – 120 с.
134. *Мелешко В.П., Голицын Г.С., Говоркова и др.* Возможные антропогенные изменения климата России в XXI веке: оценки по ансамблю климатических моделей. – Метеорология и гидрология, 2004, № 4, с.38-49.
135. *Методические указания* по борьбе с заторами и зазорами льда. – Л.: Энергия, 1969, ВСН-028-70. – 151 с.
136. *Методические рекомендации* по оценке однородности гидрологических характеристик и определению их расчетных значений по неоднородным данным. С.-Пб., изд-во «Нестор-История», 2010. – 176 с.
137. *Мишель Б.* Критерий гидродинамической устойчивости фронтальной кромки ледяного покрова. – Труды XI конгресса МАГИ, Л., 1965, т. 5, с. 69-70.
138. *Назаренко С. Н.* Вопросы проектирования ледотермического режима нижних бьефов гидроэлектростанций.— В кн.: Материалы конференций и совещаний по гидротехнике. Л., 1979, с. 16—18.
139. *Николаева Е.И., Шаталина И.Н.* Особенности процессов ледообразования на водохранилищах энергетического комплекса.— Изв. ВНИИГ, 1980, т. 143, с. 82—86.
140. *Нежиховский Р.А.* Коэффициенты шероховатости нижней поверхности шуголедяного покрова. — Труды ГГИ, 1964, вып. 110, с. 54—85.
141. *Нежиховский Р. А.* Расчет и прогноз стока шуги и льда в период замерзания рек.— Труды ГГИ, 1968, вып. 103, с. 18—26.
142. *Нежиховский Р.А., Некипелова Л.К., Ардашева Г.В.* Прогноз максимального заторного уровня р. Великой у г. Пскова. - Труды ГГИ, 1971, вып. 198, с. 108-118.
143. *Нежиховский Р.А., Саковская Н.П.* Прогноз максимального заторного уровня воды р. Северной Двины у г. Архангельска. – Труды ГГИ, 1972, вып. 197, с. 68-96.
144. *Нежиховский Р.А.* Типы замерзания рек и типы зазоров льда. – Метеорология и гидрология, 1974, №2, с. 68-74.
145. *Нежиховский Р.А., Саковская Н.П.* Прогнозы максимальных заторных уровней воды рек Северной Двины и Немана. – Труды ГГИ, 1975, вып. 227, с. 70-86.
146. *Нежиховский Р.А., Саковская Н.П., Ардашева Г.В.* Прогнозы максимальных заторных уровней воды в местах ежегодного образования заторов. – Труды IV гидрологического съезда, 1976, т. 7, с. 345-352.
147. *Нежиховский Р.А., Бузин В.А.* Условия образования и прогнозы заторов льда на реках. – Метеорология и гидрология, 1977, № 5, с. 70-75.
148. *Нежиховский Р.А., Ардашева Г.В., Бузин В.А., Саковская Н.П.* Прогнозы заторов льда на крупных реках Сибири и Дальнего Востока. – Труды ГГИ, 1978, вып. 248, с. 98-124.
149. *Нежиховский Р.А.* Наводнения на реках и озерах. – Л.: Гидрометеоиздат. 1988. – 184 с.

150. *Нежиховский Р.А.* Вопросы гидрологии Невы и Невской губы. – Л., Гидрометеиздат, 1988, 224 с.
151. *Определение* расчетных гидрологических характеристик. *Свод правил* СП 33-101-2003. М., Госстрой России, 2004 – 73 с..
152. *Офицеров А.С.* Давление раздробленного ледяного поля на сооружения. – Гидротехническое строительство, 1948, № 9, с. 1-3.
153. *Омельяненко А.В., Фёдорова Л.Л. и др.* Аэроледомерное радиолокационное зондирование заторов льда. – Доклады VI гидрологического съезда, М., Метеоагенство, 2006, секция 2, с. 166- 167.
154. *Оценочный доклад* об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М., 2008. Том. 1. Изменения климата. – 228 с. Том II. Последствия изменений климата. – 288 с.
155. *Панов Б.П.* Зимний режим рек. – Л.: изд. ЛГУ, 1960. – 240 с.
156. *Панфилов Д.Ф.* Закономерности движения воды и льда в широком прямоугольном русле при сплошном ледоходе. - Метеорология и гидрология, 1968, № 8, с. 41-44.
157. *Панфилов Д.Ф.* Установившееся движение уплотненных масс мелкобитого льда на прямом участке реки. – Материалы симпоз.: Лед и его воздействие на гидротехнические сооружения, Л., 1972, с. 170-174.
158. *Пасторс А.А.* Заторы льда на р. Лиелуне. – Сб. работ Рижской ГМО, 1964, вып. 6, с. 78-83.
159. *Пасторс А.А.* Заторы льда на реке Даугава в районе поста Вайкуляны. – Труды ГГИ, 1989, вып. 345, с. 63-74.
160. *Песчанский И.С.* Ледоведение и ледотехника. – Л.: Гидрометеиздат. – 461 с.
161. *Пехович А. И.* Основы гидроледотермики.— Л.: Энергоиздат, 1983.— 199 с.
162. *Попов В.П.* Исследование заторов льда в устьевой области Северной Двины с целью их предсказания. – Изд. Сев. упр. Госкомгидромета, Архангельск, 1980. – 122 с.
163. *Попов Е.Г.* Заторы льда и проблема борьбы с ними. – Метеорология и гидрология, 1968, № 8, с. 45-47.
164. *Предстоящие* изменения климата (под ред. Будыко М.И., Израеля Ю.А., Маккарена М.С. и Хекта А.Д.). – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 272 с.
165. *Проскураков Б.В., Берденников В.П.* Метод модельного исследования разрушения ледяного покрова. – Труды ГГИ, 1972, вып. 192, с. 7-23.
166. *Проскураков Б.В., Берденников В.П.* Метод оценки мощности заторов льда на реках при использовании опорных кривых. – Труды ГГИ, 1978, вып. 201, с. 38-54.
167. *Проскураков Б.В., Берденников В.П., Винников С.Д.* Метод расчета ледяного затора торошения. – Труды V гидрологического съезда, 1989, т. 7, с. 53-61.
168. *Против водной стихии.* Инженерные защитные сооружения в Республике Саха (Якутия). – Якутск, Бичик, 2013. – 120 с.
169. *Рекомендации по расчету* зажорных явлений в нижних бьефах ГЭС.— Л.: Гидрометеиздат, 1977.— 31 с.
170. *Рекомендации по расчету* ледовых явлений и пропускной способности каналов в зимний период эксплуатации. – Л.: изд. ГГИ, 1987, 40 с.
171. *Рождественский А.В., Чеботарев А.И.* Статистические методы в гидрологии. – Л.: Гидрометеиздат, 1974. – 424 с.

172. *Рождественский А.В., Бузин В.А., Лобанов В.А.* Исследование условий формирования и расчеты максимальных уровней воды на р. Лене у г. Ленска. – Метеорология и гидрология, 2003, № 2, с. 68 – 76.
173. *Руднев А.С.* Типизация заторов льда на р. Лене. – Сб. работ Якутской ГМО, 1969, № 2, с. 63-69.
174. *Руководство по гидрологическим прогнозам.* – Л.: Гидрометеиздат, 1989, вып. 3. - 168 с.
175. *Рымиша В. А.* Методика расчета стока шуги.— Труды ГГИ, 1956, вып. 55(109), с. 70—93.
176. *Рымиша В. А.* Ледовые исследования на реках и водохранилищах. — Л.: Гидрометеиздат. 1959.— 190 с.
177. *Рымиша В. А.* Распределение тепла кристаллизации переохлажденной воды по глубине в потоках и водоемах.— Труды ГГИ, 1962, вып. 93, с. 3—23.
178. *Рымиша В. А., Донченко Р. В.* Метод расчета (прогноза) условий образования внутриводного льда.— Труды ГГИ, 1962, вып. 93, с. 52—67.
179. *Рымиша В. А., Донченко Р. В.* Исследование и расчеты замерзания рек и водохранилищ.— Труды ГГИ, 1965, вып. 129, с. 3—19.
180. *Свод правил СП 33-101-2003.* Определение основных расчетных гидрологических характеристик. - М., Госстрой России, 2004 - 73 с.
181. *Синотин В.И.* Скоростная структура потока, текущего подо льдом. – Материалы симп. МАГИ по льду. Л., 1965, т. 5, с. 84-85.
182. *Синотин В.И.* О гидравлическом расчете потока в период движения в нем льда. – Метеорология и гидрология, 1967, № 9, с. 70-78.
183. *Синотин В.И., Генкин З.А.* Исследование подныривания льдин под преграду. – Труды ГГИ, 1972, вып. 192, с. 37-45.
184. *Синотин В.И.* Особенности заторообразования в зоне выклинивания кривых подпора и некоторые его количественные закономерности. – Материалы симп. МАГИ по льду. – Л., 1972, с. 104-109.
185. *Синотин В.И.* Заторообразовательные процессы и их регулирование в целях борьбы с наводнениями. – Гидротехническое строительство, 1972, № 8, с. 22-28.
186. *Соколов И. Н., Донов А. А.* К вопросу расчета длины полыньи в нижних бьефах гидроэлектростанций. — В кн.: Материалы конференций и совещаний по гидротехнике. Л., 1979, с. 25—29.
187. *Соффер М.Г.* Зависимость между пропускной способностью русла и высотой уровня при заторах. – Вестник ЛГУ, сер. геол. и геогр., 1967, вып 1, № 6, с. 140-148.
188. *Тарашкевич А.И.* О зажорах на р. Неве и способах борьбы с ними (отдельный оттиск из Ежегодника СПб Округа путей сообщения за 1911 г.), СПб, 1912.
189. *Трегуб Г. А.* Метод расчета длины полыньи в нижних бьефах ГЭС.— В кн.: Материалы конференций и совещаний по гидротехнике, Л. 1984,с. 18—26.
190. *Тройнин В.К.* Некоторые вопросы воздействия зажорных и заторных масс льда на отдельно стоящие опоры. – Труды коорд. совещаний по гидротехнике, 1970, вып. 56, с. 150-156.
191. *Файко Л.И.* О причинах устойчивости ледяных заторов на северных реках. – Метеорология и гидрология, 1958, № 6, с. 96-98.

192. *Файко Л.И.* Перспективные способы интенсификации ледяных заторов на реках для орошения лугов. – Труды Якутского НИИ сельск. хоз., 1972, вып. 12, с. 66-69.
193. *Файко Л.И.* Использование льда и ледовых явлений в народном хозяйстве. – Изд-во Красноярского ун-та, 1986. – 156 с.
194. *Федоров М.К.* Заторные и зажорные явления и их развитие на реке Лена. – Труды ААНИИ, 1956, т. 204, с. 62-95.
195. *Филиппов А.М.* Модельные исследования вовлечения льда под кромку ледяного покрова. – Труды ГГИ, 1973, вып. 201, с. 24-31.
196. *Филиппов А.М., Киселев А.А., Херсонский Э.С.* Зажоры на р. Припяти зимой 1990/91 г. и предотвращение заторов льда. – Метеорология и гидрология, 1992, № 7, с. 93-99.
197. *Циликин Б.Ф.* Моделирование пропуска льда при проведении лабораторных гидравлических исследований. – Труды ГГИ, 1972, вып. 192, с. 30-36.
198. *Ционглинский М.Ф.* О наблюдениях над замерзанием р. Невы и исследованию зажоров, произведенном в 1903 г. Сборник СПб Округа путей сообщения, вып. VIII, 1906.
199. *Цыкин Е.Н.* Предупреждение заторов на реках при помощи ослабления или разрушения ледяного покрова. – Изв. АН СССР, серия геогр., 1971, № 5, с. 61-67.
200. *Чижов А. Н.* К вопросу об исследовании шуговых явлений на горных реках.— Труды ГГИ, 1958, вып. 65, с. 84—99.
201. *Чижов А. Н.* Особенности зажорообразования на горных реках.— Труды ГГИ, 1972, вып. 192, с. 44—52.
202. *Чижов А.Н.* О механизме формирования заторов льда и их типизация. – Труды ГГИ, 1975, вып. 227, с. 3-17.
203. *Чижов А.Н.* Формирование ледяного покрова и пространственное распределение его толщины. – Л.: Гидрометеиздат, 1990. – 127 с.
204. *Шадрин Г.С.* К вопросу об образовании заторов в хвосте водохранилищ. – Труды коорд. совещаний по гидротехнике, 1966, вып. 17, с. 53-55.
205. *Шаночкин С.В., Бузин В.А.* Повышение надежности и оценка точности прогнозов ледовых явлений, основанных на статистических зависимостях. – Труды ГГИ, 1989, вып. 345, с. 86-95.
206. *Шаночкин С.В., Бузин В.А.* Пространственно-временная изменчивость заторных явлений на Амуре и Лене. – Труды ГГИ, 1991, вып. 354, с. 17-23.
207. *Шаночкин С.В.* Оценка изменений сроков основных фаз ледового режима в связи с изменением климата. – Труды ГГИ, 1991, вып. 354, с. 69-74.
208. *Шаталина И.Н., Трегуб Г.А.* О системе мероприятий по предотвращению образования ледовых заторов (зажоров) на реках РФ и борьбе с ними. – М.: изд-во НИИЭС, сб. «Безопасность энергетических сооружений», 2003, вып.11, с. 201-211.
209. *Шаталина И.Н., Трегуб Г.А.* Ледовые проблемы строительства и эксплуатации гидротехнических сооружений. – СПб.: изд-во ОАО «ВНИИГ им. Б.Е. Веденеева», 2013 – 452 с.
210. *Шуляковский Л.Г.* Прогноз расходов и уровней воды подъема паводка под ледяным покровом. – Труды ЦИП, 1950, вып. 27, с. 25-29.
211. *Шуляковский Л.Г.* О заторах льда и заторных уровнях воды при вскрытии рек. – Метеорология и гидрология, 1951, № 7, с. 45-49.

212. Шуляковский Л.Г., Еремина В.И. К методике прогноза заторных уровней воды. – Метеорология и гидрология, 1952, № 1, с. 46-51.
213. Шуляковский Л. Г. Появление льда и начало ледостава на реках, озерах и водохранилищах. Расчеты для целей прогнозов.— Л.: Гидрометеиздат, 1960.— 216 с.
214. Шуляковский Л. Г., Басурина В. М. Расчет начала ледостава на реках в естественных условиях и в условиях регулирования стока.— Труды Гидрометцентра СССР, 1967, вып. 8, с. 12—29.
215. Andres D.D., Doyle P.F. Analysis of breakup and ice jams on the Athabaska River at Fort Mc Murray, Alberta. – Can. J. Civ. Enq. 1984, vol. 11, № 3, p. 444-458.
216. Arnell N.W. Flood hazard management in the USA and the national flood insurance program. – Geaforum, 1984, 15, № 4, p. 525-542.
217. Asvall R. P. Ice jams in regulated rivers in Norway, experiences and predictions. - “Proc. Symp.: Cold Reg. Hydrol., Fairbanks, 1986”. Bethesda, Md, 1986, p. 593-602.
218. Bakony P. Simulation of unsteady flow due to ice jams formation. – Proc. of the intern. conf. on fluvial hydraulic., 1988, p. 310-315.
219. Beltaos S. River ice jam: theory, case studies and applications. – J. Hydraul. Eng., 1983, v. 109, № 10, p. 1338-1359.
220. Beltaos S. Configuration and properties of a breakup jam. Canadian Journal of Civil Engineering, 1988, 15 (4), 685–697.
221. Carson, R., Beltaos, S., Groeneveld, J., Healy, D., She, Y., Malenchak, J., Morris, M., Saucet, J.-P., Kolerski, T., Shen, H.T., 2011. Comparative testing of numerical models of river ice jams. Canadian Journal of Civil Engineering 38, 669–678.
222. Chee S.P. Hydraulics of river morphology for flow with on ice cover. – Int. Symp. on river and ice, 1974, contr. to sub. 13, p. 65-71.
223. Devik O. Thermische und dynamische Bedingungen der Eisbildung in Wasserläufen auf Norwegische Verhältnisse angewandt. – Geofysiske Publikationer, Oslo, 1931, vol. 9, № 1, s. 1-100.
224. Johns T.C., Cornell R.E., Crossly J.F., Gregory J.M., Mitchell J.F.B., Senior C.A., Tett S.F.B., Wood R.A. The Second Hadley Center coupled atmosphere – ocean GCM: model description, spin up and validation. – Climate dynamics, 13, 1997, p. 103-134.
225. Jones J.A.A. Climate change and sustainable water resources: placing threat of global warming in perspective. – Hydrological Sciences J., 44 (4), 1999, p. 541-557.
226. Kamphuis J.W., Moir J.R. Ice breakup and jamming observations along the Mackenzie River. – Can. J. Civ. Eng., 1983, v. 10, № 1, p. 78-91.
227. Kennedy J.F. Ice jams mechanics. – In., Proc., IAHR Symp. on ice problems, Hanover, 1975, p. 143-164.
228. Lindenschmidt, K.-E., Sydor, M., Carson, R., 2011. Ice jam modelling of the Red River in Winnipeg. 16th CRIPE Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers, Winnipeg, September 2011, pp. 274–290.
229. Lindenschmidt, K.-E., Sydor, M., Carson, R.W., Harrison, R., 2012. Ice jam modelling of the Lower Red River. Journal of Water Resource and Protection 4, 1–11.

230. *Michel B.* Ice accumulations at freeze-up or break-up. – In: IAHS Symposium on Ice Problems, Lulea, Sweden, 1978, part.2, p. 301-318.
231. *Osterkamp T.E.* Frazil-ice formation: a review. – «J. Hydraul. Div. Proc. Amer. Soc. Civ. Eng.», 1978, 104, № 9, p. 1239-1255.
232. *Pariset, E., Hausser, R.*, 1961. Formation and evolution of ice covers on rivers. Transactions of the Engineering Institute of Canada 5 (1), 41–49.
233. *Parizet N., Hausser R.* Formation of ice covers and ice jams in rivers. – J. Hydraulic. Div. ASSE, 1966, NHY, p. 1-24.
234. *Petcovic S.* Hydraulics of river ice. – Inst. For Water Res. Dev., v. 24, № 54, p. 41-51.
235. *River and Lake Ice Engineering.* (Ed. Ashton G.D.), Water Resources Publications, Littleton, Colorado, U.S.A., 1986 – 306 p.
236. *River ice jams.* (Ed. Beltaos S.) - Water Resources Publ., LLC, 1995. – 372 p.
237. *Shen H.T., Chen Y.C., Crissman R.D.* Lagrangian discrete parcel simulation of river ice dynamics. – Proc. 3 rd. Int. Offshore and Polar. Eng. Conf., 1993, v. 2, p. 562-566.
238. *Starosolzky O.* Relationships of fluvial and ice hydraulics. – Int. Symp. on river and ice, Budapest, 1974, p. 1-14.
239. *Tatinclaux J.C., Lee C.L.* Initiation of ice jams – a laboratory study. – Can. J. Civ. Eng., 1978, 5, № 2, p. 202-212.
240. *Tatinclaux J.C.* River ice – jam models. – In. Proc. IAHR Symp. on ice problems, Lulea, 1978, part. 2, p. 449-459.
241. *Unterschultz K. D., Van der Sanden J., Hicks F. E.* Potential of RADARSAT-1 for the monitoring of river ice. - J. «Cold Regions Science and Technology», 2009, vol. 55, p.p. 238-248.
242. *Uzuner M.S., Kennedy J.F.* The mechanics of river ice jams. – Int. Symp. on river and ice, cont. to sub. A, Budapest, 1974, p. 7-15.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Приложение А

Таблица А. Каталог характеристик зажоров льда на средних и больших реках России

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость зажоров, %	Период, в течение которого наблюдается образование зажоров	Наибольший подъем уровня воды при зажоре, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	За счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Реки Кольского полуострова										
1	Туллома	пор. Томкиш	17500	62-64	-	60	Декабрь-февраль	1,4	1,4	-
2	Кола	г. Кола	3850	0-1	-	100	Декабрь-январь	2,2	2,0	-
3	Воронья	4 км ниже впадения р. Серебряной	8610	53-55	-	-	Декабрь-январь	1,8	1,8	-
4	«	пос. Серебрянский	8670	44-45	-	-	«	1,7	1,7	-
5	«	стан. Голицино	9570	19-20	-	100	Ноябрь-декабрь	1,9	1,9	-
6	Иоканьга	стан. Иоканьга	6020	1-5	7	100	Декабрь-январь	1,9	1,9	-
7	Поной	с. Краснощелье	3810	288-290	-	55	Ноябрь	2	1,4	-
8	«	с. Каневка	10200	111-114	-	83	Ноябрь-декабрь	1,5	1,4	-
9	«	с. Поной	15300	10-13	2-2,6	100	Октябрь-ноябрь	3,3	3,1	-
10	Стрельна	с. Стрельна	2770	0-1	1,1-1,4	100	Октябрь-январь	3,6	3,3	-
11	Варзуга	с. Варзуга	7940	22-25	0,9-1,4	86	Ноябрь-декабрь	1,6	1,1	-

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, ‰	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	За счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Реки побережья Белого моря между Невой и Северной Двиной										
12	Кереть	ж.-д. мост	2560	37-39	0,5	89	Ноябрь-декабрь	1,4	1,3	-
13	Кемь	с. Юшкозеро	19800	170-172	10,0	61	Декабрь-январь	1,3	1,3	-
14	«	с. Панозеро	23200	91-112	0,5	82	Декабрь	2,0	1,2	-
15	«	пос. Шомба	24700	83-91	1,0	100	«	2,7	2,5	2,4
16	«	с. Подужемье	27600	17-21	-	95	Ноябрь-декабрь	2,2	2,2	3,1
17	«	г. Кемь	27700	0-2	1,0	85	Декабрь-февраль	2,1	2,1	-
18	Нижний Выг	г. Беломорск	27100	0-3	1,0	100	Январь-февраль	2,8	2,5	-
19	Лужма	д. Ильина Гора	3480	14-20	До 7,5	-	«	1,4	1,4	2,4
20	Волома	д. Сондалы	2050	0-4	0,4	75	Декабрь-январь	1,5	1,3	-
21	Онега	д. Петуховская	20800	358-362	-	100	Ноябрь-декабрь	3,3	2,6	-
22	«	д. Череповская	29500	291	-	95	«	2,7	2,4	0,7

Продолжение табл. А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость Зажоров, %	Период, в течение которого наблюдается образование зажоров	Наибольший подъем уровня воды при зажоре, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	За счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
23	Онега	Д.Казаково	40600	229	-	100	Ноябрь-декабрь	2,2	1,9	-
24	«	Д.Змиево	40900	218	-	84	«	2,4	1,8	-
25	«	пос. Ямецкая Пустынь	41300	198	-	100	Январь-февраль	2,0	2,0	-
26	«	с. Ярнема	42500	161	-	-	«	3,5	3,2	-
27	«	с. Турнасово	42800	143	-	100	Ноябрь-декабрь	4,0	2,8	-
28	«	с. Порог	55700	31	-	15	«	1,3	1,3	-
29	«	д. Грибановская	56200	24	-	-	«	1,6	1,6	-
31	Свидь	д. Горки	6450	42-45	-	98	Ноябрь	1,6	1,5	1,1
32	Волошка	д. Тороповская	7040	0-5	-	91	Ноябрь-декабрь	1,3	1,3	0,8
33	Кожа	с. Половина	2960	59	-	100	Ноябрь-декабрь	2,1	1,7	1,6
34	«	д. Петровская	4210	17	-	77	«	1,8	1,5	1,3

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	За счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Реки бассейна Северной Двины										
35	Северная Двина	д. Медведки	86900	715-720	-	97	Ноябрь-декабрь	3,6	3,3	-
36	«	г. Коглас	88300	673-676	-	100	«	3,8	2,2	-
37	«	д. Усть-Курье	209000	668	-	100	«	3,1	2,8	-
38	«	с. Красноборск	217000	620	-	96	«	2,9	2,4	-
39	«	пог. Лябля	217000	598-615	-	100	Декабрь	2,3	2,0	-
40	«	д. Абрамково	220000	491-528	-	96	Ноябрь-декабрь	3,3	3,3	1,5
41	«	с. Нижняя Тойма	227000	442-462	-	98	«	3,2	3,3	-
42	«	д. Сидоровская	236000	382-389	-	96	«	3,7	3,7	-
43	«	д. Березник	278000	342-365	-	98	«	5,8	3,5	-
44	«	д. Почтовская	285000	276-282	-	100	«	4,7	4,2	-
45	«	д. Звоз	285000	259-261	-	97	«	3,8	3,8	1,5

Продолжение табл. А

п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость Зажоров, %	Период, в течение которого наблюдается образование зажоров	Наибольший подъем уровня воды при зажере, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	За счет льда	
	2	3	4	5	6	7	8	9		
46	Северная Двина	д. Часовня	304000	190-233	-	91	Ноябрь-декабрь	5,1	5,1	-
47	«	д. Погост	304000	190	-	100	«	5,4	2,9	-
48	«	д. Колачево	305000	170	-	-	«	2,0	2,0	-
49	«	д. Орлецы	305000	163	-	-	«	1,8	1,8	-
51	«	с. Усть-Пиньга	348000	135-142	-	92	«	3,1	3,1	0,8
52	Сухона	шлюз Знаменитый	15000	550-555	-	52	Ноябрь	1,6	1,6	-
53	«	д. Рабанныга	15500	522-527	-	76	Ноябрь-декабрь	2,8	1,8	-
54	«	с. Наремы	23600	433-447	-	95	«	2,7	1,7	-
55	«	д. Дороватка	27100	371-391	-	67	«	3,3	2,0	-
56	«	с. Усть-Толшма	31800	312-348	-	87	«	2,3	2,1	-
57	«	г. Тотьма	34800	273-289	-	87	«	2,3	2,1	-
58	«	д. Кошеньга	39700	215-220	-	100	«	3,6	3,6	-
59	«	д. Березовая Слободка	43300	165-170	-	98	«	3,6	3,3	-
60	«	д. Брызгалово	45200	115-125	-	98	«	4,0	3,7	-
61	«	д. Порог	46200	54-60	-	100	«	4,0	3,9	-

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	За счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
62	Сухона	д. Скорятино	48600	49	-	90	Ноябрь-декабрь	4,6	4,6	-
63	«	д. Каликино	49200	39	-	97	«	4,1	3,9	2,1
64	«	д. Подсосенье	50100	15	-	-	«	2,7	2,7	-
65	«	г. Великий Устюг	50300	3,0	-	88	«	4,3	4,0	-
66	Вологда	г. Вологда	2640	25-30	-	71	«	2,6	2,3	-
67	Юг	г. Никольск	2310	365-370	-	66	Ноябрь-январь	1,3	1,3	-
68	«	с. Подосиновец	15200	116-121	-	73	Октябрь-декабрь	2,7	2,1	1,2
69	«	д. Гаврино	34800	0-38	-	81	Ноябрь-декабрь	2,8	1,5	0,8
70	Луза	д. Красавино	16300	96-101	-	99	Октябрь-декабрь	1,7	1,4	-
71	Вычегда	с. Парч	15700	770-777	-	100	Ноябрь-декабрь	1,9	1,9	-
72	«	с. Малая Кужба	26500	660-665	-	100	Ноябрь	2,6	1,9	-

Продолжение табл. А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
73	Вычегда	с. Сторожевск	38200	542-550	-	97	Ноябрь-декабрь	2,0	2,0	-
74	«	г. Сыктывкар	66900	413-420	-	98	«	3,0	2,2	-
75	«	с. Яренск	100000	200-207	-	100	«	2,7	2,5	-
76	«	д. Федяково	112000	70-77	-	100	«	2,1	2,0	-
77	«	г. Сольвычегодск	120000	16-23	-	99	«	4,5	3,3	-
78	Нем	с. Краснояр	4180	13-18	-	100	Ноябрь	2,4	1,8	0,4
79	Сысола	с. Палауз	8750	209-215	-	92	«	1,9	1,9	-
80	«	с. ИБ	15700	91-96	-	100	«	1,9	1,9	-
81	«	пос. Макасовка	17200	9-15	-	100	«	1,8	1,8	-
82	Вымь	ГМС Шомвуква	8750	270-276	-	-	«	1,9	1,9	-
83	«	с. Весляна	19100	135-153	-	100	Октябрь-ноябрь	2,8	2,2	1,3

Продолжение табл. А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость Зажоров, %	Период, в течение которого наблюдается образование зажоров	Наибольший подъем уровня воды при зажоре, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
84	Вызь	д. Ванвиздино	25600	0-5	-	85	Ноябрь	2,0	2,0	-
85	Яренга	с. Тохта	4930	17-25	-	93	Октябрь-ноябрь	2,6	2,5	-
86	Вага	г. Шенкурск	38400	150-162	-	96	Ноябрь-декабрь	2,0	1,7	-
87	«	с. Усть-Сюма	43900	54-58	-	100	«	2,8	2,5	1,0
88	«	с. Кипа	44600	32-39	-	77	«	2,5	2,4	-
89	Вель	д. Березинская	4840	19-50	-	75	Ноябрь-декабрь	2,1	2,1	-
90	Устья	с. Шангалы	9730	100-109	-	76	«	2,8	2,1	0,4
91	Ледь	д. Зеленинская	2240	39-45	-	80	«	1,5	1,5	0,3
92	Ваенга	д. Филимоновская	2470	36-45	-	88	Октябрь-декабрь	1,9	1,5	0,7
93	Емца	с. Сельцо	7980	56-63	-	98	Ноябрь-декабрь	2,5	2,3	0,4
94	«	с. Емецк	13400	6-11	-	92	Ноябрь	3,9	2,8	-
95	Мехреньга	д. Чурозгора	4120	28-37	-	100	Ноябрь	2,3	1,9	1,0

Продолжение табл. А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость, %	Период, в течение которого наблюдается образование зажоров	Наибольший подъем уровня воды при зажоре, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
96	Ваймуга	д. Пермилово	2810	33-43	-	97	Ноябрь	1,8	1,6	0,9
97	Пинегга	д. Согры	3120	653-661	-	97	Октябрь-ноябрь	1,7	1,3	0,4
98	«	с. Усть-Покшеньга	31300	257-267	-	98	Ноябрь-декабрь	2,8	2,2	-
99	«	с. Кулогоры	36700	105-123	-	93	«	1,9	1,6	1,0
100	«	с. Кузомень	39300	58-68	-	90	«	4,0	2,6	-
101	Юла	д. Каренжиха	4510	18-22	-	100	«	2,1	1,7	1,1
102	Покшеньга	пос. Сылога	2780	48-52	-	92	Ноябрь	1,2	1,2	0,5
103	«	д. Земпово	4050	24-25	-	92	«	2,2	2,2	-
Реки бассейнов Белого и Баренцева морей к востоку от р. Северная Двина										
104	Кулой	д. Кулой	3040	206-213	9-24	-	Октябрь-декабрь	1,6	1,2	-
105	«	д. Карьеполье	11700	103-108	-	100	Ноябрь	2,1	1,8	-
106	Сояна	Рыбозавод	4870	32-42	-	100	«	1,4	1,4	0,2
107	«	д. Сояна	5570	17-20	-	96	Октябрь-ноябрь	2,3	2,0	1,3

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
108	Мезень	д. Макариб	6450	673-681	-	100	Октябрь-ноябрь	2,4	2,2	0,5
109	«	с. Кослан	11700	600	-	-	«	1,2	1,2	-
110	«	д. Разгорт	12700	582	-	100	Ноябрь	2,1	2,1	-
111	«	с. Ваягорское	21800	340-383	-	100	Ноябрь-декабрь	2,3	2,3	-
112	«	с. Койнас	26400	323-330	-	100	«	1,4	1,4	-
113	«	д. Малонисогорская	56400	186	-	100	«	3,6	3,1	0,9
114	«	д. Бугаевская	56900	164	-	100	«	2,6	2,2	-
115	«	с. Дорогорское	74100	40-125	-	100	«	2,0	1,8	-
116	Большая Лоптюга	д. Буткан	2010	3-7	-	100	Октябрь-ноябрь	1,4	1,3	-
117	Мезенская Пижама	с. Ларкино	2930	59-61	-	100	«	1,8	1,2	-
118	Вашка	д. Вендинга	6980	270-275	-	92	«	1,9	1,6	-
119	«	с. Вашгорт	13000	168-174	-	98	Ноябрь-декабрь	1,8	1,8	-
120	«	д. Рещельская	19000	50-60	-	97	«	2,0	1,6	-

Продолжение табл.А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость Заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
121	Пеца	д. Сафоново	4520	275-308	-	100	Октябрь-ноябрь	2,6	2,6	-
122	«	д. Игумново	12000	60-70	-	100	Ноябрь	2,2	2,2	-
123	Печора	с. Усть-Унья	4430	1642-1652	-	92	«	1,8	1,8	-
124	«	д. Якша	9620	1503-1508	-	96	«	2,0	2,0	-
125	«	с. Троицко-Печорск	35600	1355-1360	-	96	Ноябрь-декабрь	3,0	3,0	-
126	«	д. Савинбор	42800	1180-1195	-	100	«	3,4	3,0	-
127	«	с. Усть-Шугор	67500	1027-1037	-	95	«	4,8	4,2	-
128	«	с. Усть-Кожва	74600	868-876	-	90	«	2,6	2,6	-
129	«	с. Усть-Уса	188000	744-773	-	96	Ноябрь	2,6	2,6	-
130	«	д. Мутный Материк	205000	605-615	-	97	Ноябрь-декабрь	3,3	3,0	-
131	«	с. Щелья-Юр	212000	475-485	-	95	«	3,3	3,3	-
132	«	с. Усть-Цильма	248000	398-429	-	98	«	3,7	3,7	-

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость Зажоров, %	Период, в течение которого наблюдается образование зажоров	Наибольший подъем уровня воды при зажере, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
133	Печора	с. Ермаицы	295000	226-254	-	97	Октябрь-ноябрь	4,8	3,4	-
134	«	с. Оксино	312000	0-144	-	60	«	3,6	2,4	-
135	Унья	д. Усть-Бердыш	2370	37-44	-	57	Ноябрь-декабрь	1,4	1,1	-
136	Ильч	д. Максимово	10800	42-50	-	100	Ноябрь	1,5	1,5	-
137	Щугор	д. Мичабичев-ник	9220	22-35	0,9	100	Октябрь-ноябрь	2,7	2,7	-
138	Кожим	пос. Кожим Рудник	4980	10-17	-	100	Ноябрь	2,3	2,3	-
139	Ижма	с. Кедравом	17900	202-210	-	100	«	2,0	1,8	-
140	«	д. Картайоль	22700	150-156	-	100	«	2,8	2,6	-
141	Пижма	д. Левкинская	2250	249-255	-	100	«	1,2	1,2	-
142	«	д. Боровая	4890	51-57	-	94	Октябрь-ноябрь	1,6	1,5	-

Продолжение табл. А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость Зажоров, %	Период, в течение которого наблюдается образование зажоров	Наибольший подъем уровня воды при зажоре, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
143	Цильма	д. Номбур	9420	105-123	-	100	Октябрь-ноябрь	2,2	2,2	-
144	Сула	д. Коткина	8500	97-104	-	100	«	3,2	2,5	-
Бассейн р. Нева										
145	Нева	г. Отрадное	278000	45	-	100	Декабрь-январь	3,0	2,9	5,0
146	«	пос. Усть-Славянка	281000	29	-	100	«	3,6	3,2	5,0
147	«	з-д «Большевик»	281000	23	-	100	«	3,4	3,3	6,0
148	Олонка	г. Олонец	2120	27-30	-	38	Ноябрь-декабрь	2,5	1,2	-
149	Оять	д. Шахтиполье	4220	86-90	-	48	«	2,5	1,6	-
150	«	д. Шангиничи	4930	37-39	0,15	75	«	3,0	1,9	0,6
151	Папа	д. Дуброво	3910	136-138	0,36	83	«	2,1	1,8	0,8
152	«	с. Часовенское	5710	50-54	0,08	63	«	2,8	1,6	-

Продолжение табл.А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость Зажоров, %	Период, в течение которого наблюдается образование зажоров	Наибольший подъем уровня воды при зажоре, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
153	Шуя	д. Канозеро	4080	175-177	1,5	28	Ноябрь-декабрь	2,9	2,0	-
154	«	д. Бесовец	9560	9-13	1,0	72	Декабрь-январь	1,6	1,6	3,8
155	Суна	д. Фокина Гора	4750	89-94	1,0	-	«	2,4	2,4	-
156	Волга	д. Половина	6300	143-149	1,0	94	«	4,0	3,4	-
157	«	д. Волда	8010	126-128	1,0-1,5	-	«	1,8	1,5	-
158	«	д. Харловская	12000	39-45	0,2	56	Ноябрь-декабрь	2,2	1,4	-
159	Сясь	д. Яхново	6230	25-27	0,3	70	Декабрь	1,9	1,8	1,0
160	«	с. Колчаново	6900	17-19	0,3	70	Ноябрь-декабрь	2,1	2,1	-
161	Тихвинка	д. Горелуха	2070	15-17	0,8	72	«	2,4	1,8	1,0
162	Мста	с. Березовский Рядок	5180	387-390	0,35	66	Ноябрь-январь	2,2	1,6	-
163	«	с. Опеченский Посад	12700	340-342	1,6	63	Декабрь	2,2	1,5	-
164	«	пос. Погерепицы	13200	311-322	0,21	82	Ноябрь-декабрь	2,7	2,4	2,2

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, ‰	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
165	Мста	с. Бор	16900	219-222	0,16	72	Ноябрь-декабрь	2,2	1,7	-
166	«	д. Девкино	22500	81-88	0,16	78	«	3,9	3,0	-
167	Ловать	г. Великие Луки	3270	340-356	1,2	100	«	2,4	2,1	1,6
168	«	д. Сельцо	8230	257-263	0,35	56	«	1,9	1,3	0,8
169	«	г. Холм	14700	192-194	0,35	14	«	2,9	1,5	1,4
Реки южного побережья Финского залива										
170	Луга	г. Кингисепп	12200	49-64	1,3	83	«	2,4	1,9	2,0
171	Нарва	д. Степановщина	48100	58-77	-	100	Декабрь-январь	3,4	3,1	3,6
172	Великая	д. Дорбыши	2920	282-288	0,3	56	«	1,9	1,7	-
173	«	г. Опочка	3500	224-226	0,5	76	Ноябрь-декабрь	1,9	1,5	0,5
174	«	д. Гуйтово	13400	92-100	0,13	90	«	2,8	2,1	1,2
175	«	д. Пятоново	20000	32-41	-	80	«	1,8	1,4	1,4

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, ‰	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
2		3	4	5	6	7	8	9	10	11
Реки бассейна Азовского моря										
176	Северский Донец	г. Изюм	22600	600-602	0,03	22	Декабрь-январь	2,4	1,3	-
177	«	с. Еремовк	38300	571-572	0,25	-	«	2,0	1,3	-
178	Кубань	х. Дегтяревский	7340	713	0,3	19	«	1,9	1,9	-
179	«	г. Невинномыск	8060	698-702	-	86	Ноябрь-январь	2,3	2,3	-
180	«	г. Армавир	16900	584	3,7	-	«	1,4	1,4	-
181	«	ст-ца Темлябская	18800	501	0,5	55	«	1,6	1,3	-
182	Лаба	х. Догужиев	12000	17	0,1-0,16	52	«	2,7	1,8	-
183	Белая	х. Кирпичный	2310	135-136	0,6	67	«	1,8	1,8	-
184	«	х. Северный	5790	29	4,0	36	«	3,8	2,4	-
Реки бассейна Волги										
185	Волга	с. Ельцы	9130	3368-3370	0,4	52	Декабрь-январь	3,3	2,2	0,9
186	«	г. Ржев	12200	3266-3268	0,2	79	«	3,4	2,1	1,3

Продолжение табл.А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, ‰	Повторяемость, %	Период, в течение которого наблюдается образование зажоров	Наибольший подъем уровня воды при зажоре, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
187	Селижаровка	д. Яровинка	2390	17-23	0,3	73	Ноябрь-декабрь	1,8	1,6	0,9
188	Вазуза	д. Золотилово	5510	22-24	0,3	30	«	2,4	2,4	1,2
189	Молога	с. Спас-Забережье	10200	236-238	0,05	26	Декабрь-январь	2,9	2,2	1,5
190	«	д. Овинчищи	14300	135-136	0,12	47	Ноябрь-декабрь	2,8	1,8	0,4
191	«	г. Устюжна	19100	79-85	-	55	«	3,6	1,6	-
192	«	с. Лептьево	29000	53-60	-	75	«	4,9	2,2	-
193	Кожога	д. Мощеник	2350	25-31	-	44	«	2,6	1,3	-
194	Чаголоша	д. Анисимово	2720	140-147	-	91	«	1,5	1,5	-
195	«	с. Мегрино	7330	107-114	-	70	«	2,4	2,0	-
196	«	д. Слудно	8740	54-61	-	61	«	1,9	1,5	-
197	«	с. Мережа	9280	12-18	-	100	«	1,8	1,5	-
198	«	с. Лептьево	9680	0,5	-	86	«	4,0	3,9	-
199	Сула	с. Борисово-Судское	2440	150-157	-	97	«	1,4	1,4	-

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, ‰	Повторяемость Зажоров, %	Период, в течение которого наблюдается образование зажоров	Наибольший подъем уровня воды при зажоре, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
200	Колпь	д. Верхний Двор	3160	27-45	-	64	Ноябрь-декабрь	3,5	2,1	-
201	Андога	д. Королево	2340	23	-	100	«	1,6	1,4	-
202	Шола	д. Смолино	2360	20	-	79	«	2,0	1,6	-
203	Унжа	г. Кологрив	11500	232-289	-	44	Ноябрь	1,9	1,6	-
204	«	г. Мангурово	16200	126-185	0,04-0,29	47	Ноябрь-декабрь	2,1	1,8	-
205	«	г. Макарьев	18500	44-50	0,02-0,10	24	«	1,9	1,3	-
206	Межа	д. Загагино	2120	37-39	0,2-0,4	64	«	1,6	1,3	-
207	Ока	с. Половское	99000	648-489	-	33	«	4,2	2,3	-
208	«	г. Муром	188000	211-215	0,02-0,05	7	«	2,8	2,4	-
209	Угра	д. Мокрое	10800	115-116	0,03-0,13	25	«	2,0	1,9	-
210	Клязьма	г. Владимир	14300	283-292	0,3	17	«	2,4	1,4	-
211	Ветлуга	г. Ветлуга	22200	390-392	-	31	«	3,4	1,7	-

Продолжение табл. А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
212	Яйва	д. Лубнище	5740	86-88	0,4-0,6	20	Ноябрь-декабрь	2,4	2,3	-
213	Инзер	д. Азово	4260	57-58	-	83	«	1,5	1,3	-
214	Уфа	с. Янбай	31800	360-361	-	18	«	2,3	1,9	-
215	«	с. Верхний Суян	32400	317-318	-	45	«	2,5	2,0	-
216	Вятка	г. Киров	48300	690-692	0,09-0,10	16	«	3,1	1,4	-
217	«	пгт. Аркуль	96900	276-282	0,5		«	2,0	1,6	-
Реки бассейна западного побережья Каспийского моря										
218	Терек	ст-ца Чернорская	19600	397	0,2-0,4	25	Ноябрь-январь	1,3	1,3	-
219	«	г. Моздок	20600	359	-	19	«	1,5	1,2	-
220	«	с. Степное	35400	164-170	-	17	«	1,7	1,7	-

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
221	Терек	ст-ца Гребенская	36100	137-145	-	46	Ноябрь-январь	1,3	1,3	-
222	«	ст-ца Каргалинская	37400	106-108	-	56	«	1,9	1,7	-
Реки бассейнов Оби и рек впадающих в Карское море между устьями рек Оби и Енисея										
223	Обь	с. Усть-Чарышская Пристань	138000	3545-3555	-	43	Ноябрь	1,6	1,6	-
224	«	г. Барнаул	169000	3368-3475	0,04-0,10	44	«	3,5	3,0	-
225	«	с. Шелаболиха	207000	3282-3290	-	44	«	2,5	1,7	-
226	«	г. Камень-на-Оби	216000	3100-3168	-	50	Ноябрь-декабрь	2,0	1,4	1,9
227	«	с. Молчаново	343000	2557	0,04	38	Ноябрь	2,9	2,7	-
228	«	пос. Могочин	482000	2518	-	39	«	2,6	2,6	2,5
229	«	г. Копашево	486000	2422	-	30	«	2,6	2,2	-
230	«	с. Александровское	765000	1830-2180	-	38	«	4,6	3,9	-
231	Бия	с. Кобезень	21000	270-271	0,05	42	Декабрь-январь	2,2	1,6	-
232	«	с. Турочак	25300	218-220	-	100	«	2,8	2,8	1,7
233	«	с. Соусканиха	35800	86-95	-	76	Ноябрь-декабрь	1,9	1,9	-

Продолжение табл. А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость, %	Период, в течение которого наблюдается образование зажоров	Наибольший подъем уровня воды при зажере, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
234	Бия	с. Енисейское	36600	39-56	-	100	Ноябрь-декабрь	1,9	1,9	1,0
235	Чульшман	с. Чодро	4700	82-83	-	71	«	2,1	1,9	-
236	«	пос. Балыкча	16600	9-10	-	82	«	1,6	1,2	-
237	Кагуль	с. Тюнгур	13500	427-429	0,6-1,0	60	Декабрь-январь	3,6	3,3	2,7
238	«	с. Малый Ялман	36800	348	1,3	100	«	1,7	1,6	2,0
239	«	Курорт Чемал	48900	192-200	-	100	«	3,4	3,2	2,6
240	«	с. Сростки	58400	50-54	0,5-0,7	81	«	1,8	1,5	6,0
241	Кокса	с. Усть-Кокса	5600	0-2	2,5-3,5	100	Ноябрь-декабрь	3,2	3,2	1,2
242	Чуя	с. Белый Бом	10900	37-51	-	49	«	2,2	1,9	-
243	Иша	Усть-Иша	3360	12-15	-	29	Ноябрь	2,2	1,4	-
244	Ануй	с. Солонешное	2540	243-244	-	23	«	1,0	0,9	0,4
245	Чарыш	с. Усть-Кумир	3480	478-482	-	85	Ноябрь-декабрь	1,3	1,2	0,6
246	«	с. Карпово	13900	250-284	-	90	«	1,9	1,6	1,3
247	«	с. Белоглазово	17600	167-201	-	79	«	2,3	1,8	2,5
248	«	евх. Чарышский	20700	80-81	-	51	«	2,5	2,0	0,6
249	Чумыш	с. Сорokino	15900	247-254	0,65	32	Ноябрь	2,6	2,0	-
250	«	р.п. Тальменка	20600	67-76	-	32	«	2,1	1,4	0,7

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Поврежденность заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
251	Бердь	р.п. Маслянино	2480	198-201	-	31	Ноябрь	1,5	1,3	-
252	Томь	г. Междуреченск	5880	653-658	-	60	Ноябрь-декабрь	1,9	1,8	1,1
253	«	пос. Балбаны	19600	628-630	-	23	«	2,5	2,0	-
254	«	г. Новокузнецк	29800	628-630	-	49	«	3,0	2,8	0,6
255	«	пгт. Крапивино	42600	367-371	-	22	«	1,9	1,5	-
256	«	г. Кемерово	47400	269-309	-	44	Ноябрь	3,9	3,8	-
257	«	с. Поломошное	51400	171-175	-	32	«	3,9	2,9	-
258	«	с. Яркое	54900	92-159	-	68	«	4,9	4,3	-
259	«	г. Томск	57800	53-74	-	79	«	5,8	4,2	1,2
260	«	д. Козюлина	61400	13	-	25	«	2,9	2,8	-
261	«	у плотбища	62000	0,5	-	44	«	3,4	3,2	-
262	Уса	г. Междуреченск	3320	0-8	-	88	Ноябрь-декабрь	2,1	2,1	1,6
263	Мрас-Су	улуc Усть-Кабырза	3170	200-201	-	95	Ноябрь	2,2	2,2	1,6
264	«	г. Мыск	8790	0,6	-	67	«	1,5	1,5	0,9

Продолжение табл.А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование зажоров	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
265	Кондома	с. Кондомское	2510	210-212	-	28	Ноябрь	2,7	2,4	0,7
266	«	рп. Кузедеево	7080	72-73	-	44	«	4,0	2,8	1,8
267	Чулым	с. Тегульдэт	55300	597-600	-	30	«	1,5	1,4	-
268	«	с. Зырянское	92500	371-377	-	33	«	2,6	1,6	-
269	«	с. Сергеево	109000	275-283	-	54	«	1,6	1,5	-
270	Белый Июс	пос. Малая Сья	3520	120-124	2,0	100	«	1,6	1,5	-
271	Кия	пос. Макарекий	3420	373-388	-	100	«	1,1	1,0	0,9
272	«	пос. Смирновский	3590	339-351	-	68	«	2,8	2,5	0,9
273	«	г. Мариинск	9820	250-300	-	46	«	4,7	3,0	2,0
274	«	д. Окунеево	14900	34	-	29	«	3,3	1,8	-
275	Яя	р.п. Яя	3460	190-200	-	60	«	2,0	1,9	-
276	«	с. Семеновское	11500	13-29	-	54	«	3,2	2,4	-

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, ‰	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
277	Иртыш	пгт. Черлак	596000	1981-1988	0,05	17	Ноябрь	2,9	1,9	-
278	«	г. Омск	769000	1744-1822	0,054	29	Октябрь-ноябрь	3,7	3,7	-
279	Лозьва	с. Бурмантово	4520	470-472	0,74	33	Ноябрь	1,7	1,7	-
Река Енисей и реки восточной части побережья Карского моря										
280	Енисей	г. Кызыл	115000	3483-3487	0,5	100	Ноябрь-декабрь	2,8	2,8	2,3
281	«	с. Усть-Уса	168000	3224-3232	0,3-0,4	52	«	2,3	2,3	-
282	«	Большой порог	171000	3160-3165	-	95	«	5,4	5,4	-
283	«	Крутой поворот	172000	3124-3129	0,5	88	«	1,8	1,8	-
284	«	пос. Някитино	182000	3015-3020	0,4	90	«	2,5	2,5	2,1
285	«	с. Казачинское	353000	2148-2214	0,17	100	Ноябрь	5,3	5,3	-
286	«	г. Енисейск	1400000	1976-2056	0,08	100	Ноябрь-декабрь	5,1	5,1	1,6
287	«	с. Назимово	1440000	1806-1878	0,08	100	«	5,0	5,0	-
288	«	с. Ярцево	1460000	1740-1776	0,07	100	«	5,8	5,8	-
289	«	с. Ворогово	1510000	1660	-	100	Ноябрь	3,3	3,3	-
290	«	Основый порог	1520000	1610	-	100	Октябрь-ноябрь	3,0	3,0	-
291	Малый Енисей	с. Сарыг-Сеп	7670	100	1,8	100	Декабрь-январь	1,2	1,2	-

Продолжение табл.А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при зажере, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
292	Кызыл-хем	з. Янзели	26100	0-5	-	100	Декабрь	2,5	2,5	-
293	Ус	пос. Иджим	3110	103-108	2,5-3,0	100	Ноябрь	2,3	2,3	-
294	Абакан	Улус Райков	31300	18-44	0,2-0,5	94	«	1,7	1,4	-
295	Туба	с. Городок	36700	19-33	0,2-0,3	43	«	1,9	1,8	-
296	Манна	пос. Кой	3520	330-335	0,5-1,2	100	«	1,5	1,5	-
297	«	с. Нарва	4410	240-245	0,7-1,8	94	«	1,2	1,2	-
298	Кан	с. Улье	3950	490-493	-	85	«	3,5	3,5	-
299	«	с. Подпорог	36800	14-19	0,5-1,8	33	«	1,2	1,2	-
300	Кунгус	с. Ильинка	3600	28-33	2,2	79	«	1,1	1,0	-
301	Ангара	с. Невон	785000	797-807	-	100	«	7,2	6,5	9,0
302	«	с. Кежда	806000	620-630	0,11-0,16	100	«	2,7	2,2	-
303	«	с. Богучаны	866000	288-320	0,1	100	«	2,8	2,8	-
304	«	с. Каменка	900000	193-210	0,12-0,16	100	«	3,6	3,6	-
305	«	д. Тагарка	1040000	7-32	0,17	100	«	2,0	1,9	-

Продолжение табл.А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, ‰	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
306	Уда	д. Хая	52100	122-150	0,1	70	Октябрь-ноябрь	2,0	1,9	-
307	Ина	с. Ина	3270	72-73	-	15	«	1,4	1,4	-
308	Турка	с. Соболиха	5050	26	0,18	78	Октябрь	0,9	0,9	0,8
309	Селенга	с. Усть-Кяхта	283000	365-371	-	87	Ноябрь	1,1	1,1	-
310	«	с. Ново-Селенгинск	360000	258-273	-	84	«	2,3	1,6	2,5
311	«	г. Улан-Удэ	440000	146-152	-	73	«	2,2	1,4	-
312	«	рзд. Мостовой	440000	116-126	-	86	«	3,1	2,9	3,1
313	«	с. Никольское	445000	66-67	-	94	Октябрь-ноябрь	2,2	1,5	-
314	«	с. Мурзино	446000	23	-	100	«	2,0	1,4	-
315	Чикой	с. Усть-Урлук	36600	244-248	-	28	Ноябрь	1,5	1,5	-
316	«	Чиковский Кожзавод	41400	128-130	-	37	«	0,6	0,6	-
317	«	с. Поворог	44700	20-22	-	69	«	1,2	1,2	0,9
318	Аса	с. Аза	2010	15-17	0,8	59	Октябрь-ноябрь	1,3	1,3	-
319	Менза	пр -к Дразжный	13700	12	1,2	44	«	1,2	0,9	1,4

Продолжение табл. А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, ‰	Повторяемость зажоров, %	Период, в течение которого наблюдается образование зажоров	Наибольший подъем уровня воды при зажоре, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
320	Хлюк	г. Хлюк	15400	519-522	1,0	50	Октябрь-ноябрь	0,9	0,9	-
321	«	с. Малга	25700	248-250	0,4	48	«	1,3	1,3	0,7
322	«	з. Хайластуй	38300	20-22	0,8	27	«	1,4	1,4	0,9
323	Уда	с. Первомаевка	28300	73-78	-	69	«	0,9	0,9	-
324	«	г. Улан-Удэ	34700	3-5	0,3-0,5		«	0,9	0,9	-
325	Курба	с. Новая Курба	5500	4-5	-	25	«	0,6	0,6	-
326	Вельмо	7 км ниже устья р. Тен	22900	182-187	0,3	80	«	3,6	2,4	-
327	Норилка	пос. Валек	19800	17-19	0,2-0,4	60	Октябрь	1,5	1,5	-
328	Рыбная	29 км от устья	6060	28-29	0,2-0,4	100	«	2,0	1,8	-
Реки побережья моря Лаптевых										
329	Тутура	д. Грехова	7100	24-25	-	43	Ноябрь	1,7	1,7	-
330	Илга	д. Половинное	7960	23-25	-	50	«	1,9	1,9	-
331	Мамакан	г.м.ст. Тельмама	9120	28-30	-	100	Октябрь-ноябрь	3,7	3,7	-
332	Мама	пос. Конкулера	15500	121-122	-	46	Ноябрь	1,7	1,7	-
333	Конкулера	пос. Конкулера	4940	0-1	-	22	«	2,0	2,0	-

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость зажоров, %	Период, в течение которого наблюдается образование зажоров	Наибольший подъем уровня воды при зажере, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Реки побережья Восточно-Сибирского и Чукотского морей										
334	Буонда	3,8 км ниже устья р. Буркаг	9090	263-267	-	89	Октябрь-ноябрь	1,2	1,2	-
Реки побережья Берингова и Охотского морей										
335	Камчатка	с. Долиновка	12000	475-478	-	85	Ноябрь-декабрь	2,1	2,1	1,4
336	«	с. Береговое	18900	343-345	-	56	«	1,9	1,9	1,0
337	«	р.п. Козыревск	32500	245-250	-	25	Ноябрь	1,6	1,6	1,6
338	«	р.п. Ключи	45600	125-129	-	70	«	1,8	1,8	1,4
339	«	Уроч. Большие Щеки	51600	60-63	-	61	Ноябрь-декабрь	2,0	2,0	2,4
340	«	с. Нижне-Камчатск	53000	30-36	-	44	«	1,8	1,8	-
341	Кимитина	Переправа	2330	0-2	-	92	«	1,4	1,4	1,2
342	Щапина	19 км	3350	7-24	-	93	«	1,0	1,0	1,4
343	Козыревка	пос. Быстрая	4480	12-15	-	100	Декабрь	1,9	1,9	1,5
344	Авача	р.п. Елизово	4750	29-32	-	93	Ноябрь-декабрь	1,9	1,9	2,3
345	Большая	з. Перевесный	3930	95-97	-	74	Декабрь-январь	1,7	1,7	1,7
346	Плотникова	с. Ленино	4120	28-30	-	91	«	2,7	2,4	1,6
347	Большая Воровская	с. Соболево		12-15	-	67	Ноябрь-декабрь	1,7	1,4	1,6

Продолжение табл. А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, ‰	Повторяемость заборов, ‰	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
348	Крутогорова	с. Крутогорова	2080	32-33	-	86	Ноябрь	1,7	1,7	1,3
349	Облуковина	с. Нижне-Облуковино	3100	3-5	-	91	Ноябрь-декабрь	1,7	1,3	1,4
350	Ича	с. Ича	4000	35-36	-	85	Ноябрь	1,6	1,6	1,8
351	Белоголовая	с. Белоголовая	2850	0-75	-	40	«	2,5	2,1	1,4
352	Хайрюзов	46км	6680	46	-	92	«	2,6	2,4	1,8
353	«	с. Хайрюзово	10800	45	-	48	«	2,8	2,3	1,7
354	Тигиль	с. Тигиль	12000	32-108	-	50	«	2,9	2,6	1,9
355	Воямполка	с. Корн	5350	16-18	-	100	«	2,4	2,4	2,6
Реки бассейна р.Амур										
356	Амур	с. Покровка	370000	2815-2823	-	21	Ноябрь	2,8	2,7	-
357	«	с. Игнашино	38500	2743-2752	-	31	Ноябрь-декабрь	2,1	2,1	-
358	«	с. Гродеково	726000	1916-1925	-	34	«	3,4	3,4	1,2
359	«	с. Констангиновка	734000	1824-1846	-	25	«	3,1	3,0	-
360	«	с. Иннокентьевна	837000	1637-1642	-	58	«	3,7	2,9	-

Продолжение табл. А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
361	Амур	с. Екатерино-Никольское	86 4000	1361-1367	-	28	Ноябрь-декабрь	3,6	3,6	-
362	«	с. Ленинск	1410000	1183-1193	-	29	«	3,8	3,8	-
363	«	г. Хабаровск	1630000	940-966	-	34	«	3,8	3,5	-
364	«	с. Елабуга	1670000	865-876	-	17	«	3,0	2,9	-
365	Аргунь	с. Олоча	106000	423-425	-	11	«	1,8	1,5	-
366	«	с. Усть-Уров	136000	267-268	-	15	«	0,9	0,9	-
367	«	с. Урюпино	145000	139-148	-	45	«	1,1	1,0	-
368	Шилка	с. Усть-Кара	183000	274-279	-	33	«	1,0	1,0	-
369	Оном	с. Батыв	49500	435-437	-	48	Ноябрь	0,8	0,8	-
370	Кыра	с. Кыра	5100	38-40	-	32	«	0,9	0,9	-
371	Ингода	с. Дешулан	6130	350-468	-	17	«	1,1	1,1	-
372	Зея	с. Мазаново	198000	263-271	1-1,4	100	Октябрь-ноябрь	2,9	2,5	-
373	Селемаджа	с. Стойбо	19600	325-327	-	38	Ноябрь	1,1	1,1	-
374	Бысса	мет.ст. Бысса	2410	93-96	-	53	Октябрь-ноябрь	1,4	1,4	-

Продолжение табл. А

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Поврежденность заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
375	Бира	ст. Бира	5890	179-182	-	48	Ноябрь	1,9	1,8	-
376	Уссури	пос. Кировский	24400	542-548	-	53	Ноябрь-декабрь	2,0	1,6	-
377	Арсентьевка	с. Яковлевка	5180	89-95	-	27	Ноябрь	1,8	1,3	-
378	Большая Уссурка	с. Мельничное	6750	297-301	-	60	Ноябрь-декабрь	1,2	1,2	-
379	«	с. Востретьово	18500	140-143	-	78	«	1,8	1,5	-
380	«	пос. Вогутон	23000	17-21	-	58	«	1,9	1,5	-
381	Дальняя	пос. Глубинное	2740	10-13	-	74	«	1,4	1,4	-
382	Малиновка	с. Введенка	6200	21-24	-	20	«	1,6	1,3	-
383	Бикин	мет.ст. Родниковая	9710	307-310	-	41	«	1,8	1,4	-
384	«	пос. Красный Яр	13100	202-204	-	69	«	1,2	1,2	2,0
385	Хор	с. Бичевая	21000	100-106	-	39	Ноябрь	2,3	1,7	2,9
386	Хунгары	ст. Аксака	5030	193-195	-	54	«	2,0	2,0	-
387	Горин	с. Бактор	18300	61-76	-	10	«	1,1	1,0	-
388	Амгуль	с. Гуга	41000	188-193	0,3	53	«	2,0	2,0	-

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км ²	Местоположение участка от устья, км	Уклон, %	Повторяемость заборов, %	Период, в течение которого наблюдается образование заборов	Наибольший подъем уровня воды при заборе, м		Наибольшая толщина скопления шуги и льда, м
								общий над меженью	за счет льда	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
389	Тумини	ст. Тумини	13900	65-68	-	100	Ноябрь	1,6	1,5	1,4
390	Самарга	с. Унты	7280	26-29	-	100	Ноябрь-декабрь	2,4	2,4	1,6
391	Единка	с. Перетьчиха	2110	8-9	-	60	«	1,4	1,4	-
392	Максимовка	с. Максимовка	2160	3-7	-	77	«	1,6	1,6	1,9
393	Партизанская	г. Партизанск	3120	42-44	-	50	Декабрь	1,1	1,1	-
Реки о. Сахалин										
394	Тынь	с. Адо-Тымово	3420	167-168	0,2-1,0	29	Ноябрь	1,4	1,3	-
395	«	свх. Ныш	4930	79-83	0,2-1,0	100	«	2,7	1,9	1,2
396	Поронай	с. Абрамовка	2670	219-221	0,3-1,0	77	«	1,6	1,4	2,3
397	«	ст. Победино	4380	156-160	0,2-1,0	100	Ноябрь-декабрь	1,2	1,2	3,5
398	«	пос. Красный Октябрь	6080	101-105	0,6-0,8	100	«	1,3	1,2	1,8

Приложение Б

Таблица Б. Каталог характеристик затопления пойм средних и крупных рек России при заторах льда

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженным уровнем, м	Вероятность затопления поймы при заторе, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Реки бассейнов Баренцева и Белого морей									
<i>Река Кольского полуострова</i>									
1	Воронья	стан. Голицино	9570	20	8,39	2,99	80	6,16	1,23
2	Поной	с. Калевка	10200	114	129,47	4,2	21	1,72	1,36
3		с. Поной	15300	13	11,28	8,05	15	2,17	1,84
4	Стрельна	с. Стрельна	2770	1,0	4,34	3,01	12	0,8	0,7
5	Онега	с. Турчасово	42800	143	16,15	3,95	37	5,57	3,51
<i>Реки бассейна Северной Двины</i>									
6	Северная Двина	д. Медведки	86900	718	51,51	5,09	38	2,98	1,85
7		г. Котлас	88300	675	45,96	4,70	34	1,61	1,06
8		д. Усть-Курье	209000	668	43,95	3,25	54	2,79	1,28
9		с. Нижняя Тойма	227000	462	28,99	7,21	13	1,72	1,5
10		д. Сидоровская	236000	389	21,35	5,43	14	2,68	2,3
11		д. Березник	278000	352	19,47	7,53	16	4,5	3,69
12		д. Звоз	285000	276	12,86	5,51	88	5,81	0,7
13	Сухона	г. Великий Устюг	50300	3,0	58,74	8,66	1	0,3	0,3
14	Юг	с. Кичментский Городок	8890	244	97,79	5,61	5	0,88	0,84
15		с. Подосиновец	15200	119	76,31	3,93	14	1,87	1,61
16		д. Гаврино	34800	35	59,29	4,07	40	2,57	1,54
17	Кичменья	д. Захарово	2010	20	105,25	3,27	3	0,48	0,46
18	Вьшь	с. Весляна	19100	151	89,23	6,63	1	3,1	3,07

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним межennым уровнем, м	Вероятность заоплывания поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего загорного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
19	Весьяна	п.г.т. Вожаель	3940	62	98,6	3,83	7	1,25	1,16
20	Яренга	с. Тохта	4930	23	71,37	2,65	3	0,81	0,79
21	Вага	с. Филяевская	13200	349	65,7	4,33	22	1,88	1,47
22		г. Шенкурск	38400	158	34,61	3,91	54	2,66	1,22
23	Ваеньга	д. Филимоновская	2470	42	20,37	1,65	66	2,78	0,94
24	Пинега	д. Засурье	17100	394	55,88	2,25	40	2,86	1,72
25		д. Усть-Пакушеньга	31300	267	34,78	3,99	7	1,6	1,49
26		с. Кузомень	39300	59	10,81	5,76	13	2,64	2,3
<i>Реки бассейнов Белого и Баренцева морей к востоку от р. Северная Двина</i>									
27	Мезень	д. Разгорт	12700	582	95,75	3,93	1	0,06	0,06
28		с. Большая Пысса	16100	455	77,46	3,47	5	0,77	0,73
29		с. Койнас	26400	327	50,5	2,27	25	1,74	1,31
30		д. Малонисогорская	56400	186	25,17	4,98	8	1,02	0,94
31		д. Дорогорское	74100	80	8,36	3,78	74	2,49	0,65
32	Мезенская Пижма	с. Ларкино	2930	61	91,18	2,06	54	1,52	0,7
33	Вашка	д. Вендинга	6980	272	75,38	1,28	56	2,11	0,93
34		с. Вашгорт	13000	170	56,8	3,14	7	0,79	0,73
35		д. Решельская	19000	58	35,28	3,36	24	1,38	1,05
36	Пеца	д. Сафоново	4520	300	55,25	5,42	2	0,19	0,19
37		д. Игуминово	12000	66	15,14	1,73	90	4,07	0,41
38	Печора	с. Усть-Унья	4430	1643	147,07	2,55	12	1,43	1,26
39		с. Трошко-Печерск	35600	1359	101	6,34	1	0	0
40		с. Усть-Щугор	67500	1036	66,04	7,11	20	7,7	6,16
41		с. Усть-Кожва	74600	872	46,76	4,4	71	3,94	1,14
42		с. Усть-Уса	188000	754	34,02	3,12	87	5,19	0,67

Продолжение табл. Б

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженным уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего затопленного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
43		с. Усть-Цильма	248000	425	16,54	3,94	48	3,57	1,86
44		с. Ермицы	295000	236	7,67	5,0	71	4,13	1,2
45	Унья	д. Усть-Бердыш	2370	39	161,48	2,76	1	0,27	0,27
46	Когель	пос. Охотбаза	2150	45	121,56	3,81	11	1,5	1,34
47	Шугор	д. Мичабичевник	9220	30	79,61	4,46	9	1,22	1,11
48	Уса	с. Петрунь	27500	259	49,14	1,38	97	7,1	0,21
49		д. Макариха	66900	94	43,87	6,98	6	2,2	2,07
50	Ухта	г. Ухта	4290	13	77,92	3,74	1	0,2	0,2
51	Пижда	д. Левинская	2250	252	128,88	2,8	1	0,43	0,43
52	Пижда	д. Боровая	4390	53	28,73	5,88	9	1,38	1,26
53	Цильма	д. Номбур	9420	115	33,95	4,99	29	3,58	2,54
54	Сула	д. Коткина	8500	101	13,54	4,7	38	2,25	1,4
Реки бассейна Балтийского моря									
<i>Бассейн р.Нева</i>									
55	Оять	д. Шахтиполье	4220	89	17,61	3,83	1	0,02	0,02
56		д. Шангиничи	4930	39	11,76	4,38	2	0,25	0,25
57	Паша	с. Часовенское	5710	51	11,02	5,68	7	0,84	0,78
58	Пола	д. Налочи	6740	68	25,94	5,89	32	1,59	1,08
59	Ловать	г. Великие Луки	3270	355	95	3,18	17	1,32	1,1
60	Кунья	д. Уварово	2480	70	77,83	4,58	12	1,65	1,45
<i>Реки южного побережья Финского залива</i>									
61	Луга	г. Кингисепп	12200	60	6,84	6,52	6	0,74	0,7
62	Великая	д. Пятоново	20000	39	42,94	2,53	4	0,28	0,27
63	Утроя	д. Большая Губа	2970	11	55,37	5,24	3	0,44	0,43
64	Череха	д. Сорочкино	2330	14	37,97	4,82	2	0,2	0,2

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженным уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Реки бассейна Азовского моря									
65	Дон	г. Задонск	31100	1568	103,54	4,63	51	6,36	3,12
66		х. Беляевский	204000	774	50,2	4,9	22	2,74	2,14
67		ст-ца Раздорская	378	151	4,91	3,27	21	1,97	1,56
68	Красивая Меча	с. Сергеевское 1-е	5790	22	123,64	4,61	10	1,32	1,19
69	Сосна(Быстр.Сосна)	сл. Беломестная	7650	136	132,2	4,33	10	1,96	1,76
70	Воронеж	г. Воронеж	21100	25	90,11	2,19	34	3,19	2,11
71	Матьра	с. Сеченовка	4400	39	108,69	3,18	22	2,55	1,99
72	Хопер	г. Новохоперск	34800	323	81,11	4,02	7	1,6	1,49
73	Бузулук	п.г.т. Кивидзе	3460	171	91,63	4,02	53	1,56	0,73
74	Медведица	х. Красный	26800	200	90,87	3,68	4	1,1	1,06
75		ст-ца Арчединская	33700	66	66,01	2,73	11	2,57	2,29
76	Есауловский Аксай	х. Водянский	2110	36	42,76	3,2	3	0,6	0,58
77	Северский Донец	г. Белая Калитва	80900	119	19,36	3,56	5	0,48	0,46
78	Айдар	пос. Белолуцк	2250	183	65,85	3,42	17	2,23	1,85
79		с. Новоселовка	6370	107	52,11	2,06	43	2,81	1,6
80	Калитва	с. Ольховый Рог	3240	175	62,5	3,4	26	1,77	1,31
81		с. Раздолье	8060	83	37,96	4,83	1	0,19	0,19
82		х. Потгорелов	10500	20	21,68	2,3	54	3,37	1,55
83	Быстрая	сл. Скасырская	2950	128	50,22	3,9	7	1,3	1,21
84	Кубань	х. Тиховский	18800	111	-0,8	3,9	1	1,2	1,19

Продолжение табл. Б

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженным уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Реки бассейна Каспийского моря									
<i>Бассейн Волги</i>									
85	Молога	г. Устюжна	19100	83	110,3	6,22	1	0,9	0,9
6		с. Леонтьево	29000	58	106,39	4,72	22	1,87	1,46
87	Кобожка	д. Мошеник	2350	28	115,08	2,75	15	1,83	1,56
88	Чагодоща	с. Мегрино	7330	112	125,79	2,61	14	1,13	0,97
89		д. Слудно	8740	58	115,05	1,68	44	1,23	0,69
90	Унка	г. Макарьев	18500	50	89	2,98	9	1,42	1,29
91	Межа	д. Загатино	2120	39	111,47	4,16	1	0,32	0,32
92	Ока	г. Орел	4890	1389	153,81	3,7	44	1,62	0,91
93		г. Белев	17500	1242	137,35	9,99	5	2,7	2,56
94		г. Калуга	54900	1109	122,72	7,13	9	3,7	3,37
95		г. Серпухов	66000	978	114,04	7,43	11	3,68	3,28
96		г. Кашира	68700	927	110,32	5,11	28	3,89	2,8
97	Угра	д. Мухино	5790	203	153,89	2,82	70	3,46	1,04
98	Осетр	д. Маркино	3020	42	115,8	7,02	17	2,48	2,06
99	Москва	г. Звенигород	5000	281	139,39	5,64	2	1,05	1,03
100	Атмисс	с. Атмисс	2310	20	142,15	2,28	11	5,93	5,28
101	Сура	р.п. Чаадаевка	6480	721	164,05	2,9	7	1,8	1,67
102		с. Кальшево	27900	361	96,3	5,22	8	0,56	0,52
103		р.п. Сурское	28700	340	93,97	6,38	5	0,7	0,66
104	Кадада	с. Веленяпино	3280	18	170,86	3	12	0,61	0,54
105	Пьяна	с. Гагино	2880	335	112,28	3,69	66	4,72	1,6

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженным уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
106	Вохма	д. Гробовщино	5200	35	124,31	3,92	2	0,57	0,56
107	Цавиль	д. Тувси	4040	51	62,5	5,72	2	0,71	0,7
108	Свияга	с. Вырылаевка	3600	251	98,24	2,28	32	1,64	1,12
109		с. Иващевка	8300	128	70,32	5,52	16	2,24	1,88
110	Кама	кпх. Ширяевский	5030	1582	180,62	3,33	10	0,54	0,49
111		г. Сарапул	190000	279	67,2	3,26	6	1,36	1,28
113	Косьва	д. Верхняя Косьва	2210	212	309,02	1,77	5	0,28	0,27
114	Обва	с. Карагай	4310	81	120,25	2,27	36	2,97	1,9
115	Чусовая	пгт Кын	10400	160	174,16	4,4	1	0	0
116		пгт Лямино	21500	27	119,1	5,05	2	0,35	0,34
117	Сылва	пгт Самары	3130	288	211,97	3,81	2	0,2	0,2
118		с. Подкаменное	19700	14	115,11	6,36	14	2,6	2,24
119	Белая	Арсский камень, д.отд	2300	1297	475,86	2,25	5	0,54	0,51
120		с. Старосубхангулово	7590	1090	308,92	4,51	2	0,95	0,93
121		д. Сыртланово	10100	946	213,67	4,34	2	0,32	0,31
122		д. Михайловка	25800	644	102,66	4,03	11	1,31	1,17
123	Ашкадар	х. Веселый	2250	36	142,26	3,46	4	0,5	0,48
124	Сим	пос. Глуховский	5760	44	101,19	4,08	18	2,32	1,9
125	Инзер	д. Азово	4260	58	138,79	2,56	11	1,88	1,67
126	Уршак	с. Ляхово	3130	41	102,74	5,57	28	2,6	1,87
127	Уфа	г. Нязепетровск	3560	788	289,11	3,14	11	1,63	1,45
128		г. Михайловск	5650	650	247,08	3,58	1	0,1	0,1
129		г. Красноуфимск	14200	501	197,93	3,95	8	1,28	1,18

Продолжение табл. Б

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженным уровнем, м	Вероятность затопления поймы при заторе, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
130	Юрюзаны	д. Трапезниково	6880	41	174,59	3,53	28	1,97	1,42
131	Чермасан	д. Новоюмраново	3570	25	85,06	4,9	53	2,37	1,11
132	Сюнь	с. Миньярово	4140	39	75,73	5,48	7	1,69	1,57
133	Иж	пос. Лебединое озеро	7770	39	64,79	6,17	2	0,4	0,39
134	Ик	с. Нагайбаково	12300	254	79,78	2,03	9	1,09	0,99
135	Вятка	д. Усатьевская	16500	910	130,47	4,22	3	0,48	0,46
136		пгт. Аркуль	96900	278	73,39	4,75	24	2,77	2,11
137		г. Вятские Поляны	124000	100	61,33	5,79	2	0,8	0,78
138	Быстрица	д. Шипицино	3540	37	108,69	286	23	2,51	1,93
139	Молома	д. Щегилени	10500	72	102,78	3,65	11	1,11	0,99
140	Лобань	с. Рыбная Ватага	2300	56	41,78	3,42	6	1,71	1,61
141	Самара	пгт. Алексеевка	45500	13	31,03	5,97	3	1,2	1,16
42	Ток	с. Красноярка	2600	175	104,22	3,68	26	1,12	0,83
143	Ероховка	с. Ероховка	5440	38	75,3	4,12	15	1,57	1,33
144	Бузулук	с. Перевезниково	4280	19	67,21	4,1	30	5,92	4,14
145		с. Репьевка	4380	30	50,2	0,72	76	1,59	0,38
146	Терешки	с. Куриловка	7180	46	31,3	2,2	5	1,44	1,37
<i>Р. Урал</i>									
147	Урал	г. Верхне-Уральск	2650	2274	399,93	2,02	14	0,59	0,51
148		пос. Березовский	22600	1930	258	6,68	3	0,6	0,58
Реки бассейнов Оби и водотоков, впадающих в Карское море между устьями рек Оби и Енисея									
149	Обь	с. Фоминское	98200	3638	162,75	2,33	19	1,2	0,97
150		г. Барнаул	169000	3430	132,89	3,95	20	2,19	1,75
151		с. Шелаболиха	207000	3290	124,93	3,5	14	1,68	1,44

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженим уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
152		г. Камень-на-Оби	216000	3168	115,57	2,22	99	1,82	0,02
153		с. Молчаново	343000	2557	66,08	7,03	17	2,16	1,79
154		пос. Могочин	482000	2518	65,6	6,61	10	1,2	1,08
155		с. Колпашево	486000	2422	60,87	5,5	44	3,18	1,78
156		д. Прохоркино	738000	2025	48,27	7,24	2	0,36	0,35
157		с. Белогорье	2690000	1152	24,07	6,44	1	0,24	0,24
158		р.п. Октябрьское	2720000	907	17,88	4,93	46	1,80	0,97
159		г. Салехард	2950000	312	4,24	2,34	98	1,61	0,03
160	Бия	с. Турочак	25300	220	312,04	2,4	26	1,75	1,3
161		с. Енисейское	35600	45	172,13	4,03	3	0,20	0,19
162		г. Бийск	36900	21	166,48	2,3	42	2,60	1,51
163	Ануй	с. Солонешное	2540	244	394,96	0,58	46	0,87	0,47
164	Чарыш	с. Белоглазово	17600	181	162,62	3,18	74	2,23	0,58
165		свх. Чарышский	20700	82	149,84	4,34	36	2,24	1,43
166	Чумыш	р.п.Тальменка	20600	74	141,69	4,15	9	0,55	0,5
167	Бердь	р.п.Маслянино	2480	201	177,14	1,97	60	1,42	0,57
168		д. Старый Искитим	6270	62	119,5	2,14	56	1,10	0,48
169	Иня	д. Кайлы	15700	119	125,17	4,8	16	1,80	1,51
170		с. Березовка	17300	35	104,11	2,5	52	0,96	0,46
171	Томь	пгт. Крапивино	42600	370	135,4	5,81	8	1,50	1,38
172		с. Поломашное	51400	175	98,88	7,92	4	1,12	1,08
173	Мрас-Су	г. Мыски	8790	6	226,81	3,34	18	2,48	2,03
174	Кондома	с. Кондомское	2510	212	318,01	2,87	40	3,07	1,84
175	Чулым	пгт. Балахта	14700	1604	297,38	2,25	3	1,05	1,02
176		с. Красный Завод	33800	1152	202,16	2,12	65	2,47	0,86

Продолжение табл. Б

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженным уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
177		г. Ачинск	34200	1140	193,85	2,52	20	1,59	1,27
178		с. Бирюльсы	39300	957	167,12	2,72	55	1,93	0,87
179		с. Тегульдет	55300	598	128,68	4,36	2	0,14	0,14
180		пос. Коммунарка	131000	131	78,62	4,52	15	1	0,85
181	Черный Июс	пос. Сарала	3100	52	453,94	1,7	14	0,5	0,43
182	Урюп	с. Изьялдава	5000	66	235,88	1,83	1	0,01	0,01
183	Большой Улуй	с. Большой Улуй	2130	3	185,75	3,46	20	1,28	1,02
184	Кия	г. Маринск	9820	252	125,33	4,61	5	0,9	0,86
185	Яя	р.п. Яя	3460	200	138,43	4,78	1	0,1	0,1
186	Иргыш	с. Покрово-Иргышское	253000/599000	1916	77,25	2,27	45	2,01	1,11
187		г. Омск	321000/769000	1824	73,54	4,27	15	2,56	2,18
188		с. Красноярка	337000/786000	1760	70	4,35	4	0,86	0,83
189		с. Карташево	352000/804000	1600	66,08	5,58	12	1,4	1,23
190		г. Тара	376000/828000	1420	61,98	6,56	2	0,63	0,62
191		г. Тобольск	969000/1490000	637	41,12	5,24	3	0,81	0,78
192		с. Уват	998000/1520000	416	32,65	2,78	98	6,22	0,12
193		с. Демьянское	1040000/1560000	312	30,69	3,18	70	5,5	1,65

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженным уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
194		г. Хангы-Мансийск	1120000/ 1640000	20	23,72	4,93	12	1,74	1,53
195	Тобол	с. Гришенка	13100/ 13400	1399	213,79	2,79	19	2,58	2,09
196		с. Блиниково	361000/ 425000	35	43,11	6,07	1	0,31	0,31
197	Исеть	с. Колоткино	3500	516	179,83	1,51	35	1,41	0,92
198		г. Катайск	11000/ 12800	386	89,05	1,06	80	2,51	0,5
199	Синара	с.Верхне-Ключевское	5000	10	103,02	3,66	2	0,21	0,21
200	Тура	г. Верхотурье	5290	817	97,62	4,2	13	0,86	0,75
201	Тагил	д.Д. Малыгина	3900	151	116,31	3,78	1	0,1	0,1
202	Северная Сосьва	с. Няксимваль	9850	652	38,04	4,45	13	2,18	1,9
203	Ляпин	с. Сарангуль	18500	149	22,72	4,75	20	2,52	2,02
204	Щучья	пос. Щучье	10600	141	2,82	5,48	2	0,4	0,39
205	Пур	пос. Уренгой	80400	245	13,86	3,89	50	2,12	1,06
206		пос. Самбург	95100	86	5,06	3,61	80	2,01	0,4
207	Пяку-Пур	пос. Тарко-Сале	31400	2,9	24,79	2,68	64	1,62	0,58
208	Таз	пос. Таз	89100	357	14,3	5,28	39	0,92	0,56
209		пос. Сидоровск	100000	259	10,24	4,3	96	2,11	0,08
Река Енисей и реки восточной части побережья Карского моря									
210	Енисей	г. Кызыл	115000	3486	621,5	4,03	3	0,95	0,92
211		д. Подкаменная Тунгуска	1760000	1568	38,84	12,61	1	0,07	0,07

Продолжение табл. Б

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженным уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
212		с. Верхне-Имбагское	1810000	1323	30,31	14,22	20	4,36	3,49
213		с. Верещагино	1850000	1171	21,11	10,35	93	9,76	0,68
214		д. Сухая Тунгуска	1870000	1058	19,55	12,7	73	5,4	1,46
215		с. Селиваниха	2340000	974	21,38	16,47	4	1,26	1,21
216		с. Курейка	2380000	864	19,84	18,3	15	2,6	2,21
217		г. Игарка	2440000	697	18,03	17,27	14	4,18	3,59
218	Большой Енисей	с. Тора-Хем	15600	284	896,26	1,7	10	0,91	0,82
219	Малый Енисей	с. Сарыг-Сеп	53300	100	705,27	2,13	4	0,95	0,91
220	Абакан	пос. Абаза	14400	201	449,47	3,29	2	0,22	0,22
221	Джебаш	з. Джебаш	2350	3	442,29	1,38	2	0,13	0,13
222	Туба	с. Бугуртак	31800	117	293	2,95	1	0,02	0,02
223	Кизир	с. Имское	9080	9	314,64	2,15	2	0,18	0,18
224	Сисим	пос. Березовая	2810	59	293,76	1,79	7	2,48	2,31
225	Кан	с. Улье	3950	493	404,07	2,45	7	0,86	0,8
226		с. Ирбайское	8710	55	250,82	2,64	10	1,2	1,08
227		г. Канск	23000	230	202,18	2,91	3	0,36	0,35
228	Агул	д. Петропавловка	11500	10	244,4	1,85	22	1,15	0,9
229	Кунгус	д. Ильинка	3600	32	269,25	1,25	72	1,65	0,46
230	Рыбная	Кордон №1	3730	46	293,52	2,02	54	1,92	0,88
231	Зун-Мурын	Улус Зун-Мурын	4060	8	709,74	3,66	2	0,24	0,24
232	Илим	д. Сотниково	29300	52	238,05	7,04	11	2	1,78

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженным уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
233	Уда (Чуна)	д. Неванка	34800	414	225,96	2,94	9	0,95	0,86
234		с. Чулюяр	51600	168	156,28	4,32	9	1,54	1,4
235	Уда (Чуна)	д. Хая	52100	150	154,24	6,1	10	2	1,8
236	Бирюса	пос. Соляная	10200	665	314,46	3,23	2	1,12	1,1
237		г. Бирюсинск	24700	568	253,48	2,34	3	0,7	0,68
238		д. Федино	51000	150	154,54	3,57	6	1,02	0,96
239	Усолка	с. Троицкое	9070	69	121,97	6,14	5	0,89	0,85
240	Селенга	с. Усть-Кяхта	283000	372	579,09	1,5	39	1,3	0,79
41		с.Ново-Селенгинск	360000	273	535,42	2,78	5	0,45	0,43
242		рзд. Мостовой	440000	127	491,57	5,06	6	0,62	0,58
243		с. Мурзино	446000	25	464,84	1,78	4	1,19	1,14
244	Чикой	с. Усть-Урлук	36600	248	658,77	3,62	3	0,76	0,74
245		Чикойский Кожзавод	41400	130	590,91	1,69	6	1	0,94
246		с. Поворот	44700	22	543,75	1,2	18	1,25	1,03
247	Аса	с. Аца	2010	17	841,09	1,13	52	0,82	0,39
248	Хилок	г. Хилок	15400	522	797,73	1,62	10	0,82	0,74
249		с. Малета	25700	250	666,38	1,78	11	0,9	0,8
250		с. Малый Куналей	29600	173	623,53	1,43	2	0,33	0,32
251		з. Хайластуй	38300	22	533,79	1,4	40	1,31	0,79
252	Унго	с. Усть-Унго	2290	8,2	683,65	1,37	50	1,22	0,61
253	Уда (Чуна)	с. Первомаевка	28300	78	549,81	1,17	15	0,68	0,58
254	Она	с. Онинское	3580	20	682,05	0,59	3	0,5	0,48
255	Кудун	с. Михайловка	3500	104	720,46	0,63	8	2,3	2,12

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженным уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
256	Курба	с. Тэгда	3620	77	642,62	1,13	20	0,41	0,33
257	Кемь	с. Михайловка	2860	141	132,44	2,79	10	1,09	0,98
258	Подкаменная Тунгуска	с. Ванавара	39700	1195	252,67	9,38	3	1,05	1,02
259		факт. Усть-Камо	68400	757	175,64	12,5	1	0,35	0,35
260		с. Байкит	159000	571	155,45	14,8	3	1,35	1,31
261		факт. Кузьмовка	218000	209	59,6	15	1	0,05	0,05
262	Чуя	факт. Чунская Стрелка	13300	727	342,63	3,05	97	3,6	0,11
263	Вельмо	7км ниже устья р.Теи	22900	187	110,83	4,2	20	1,03	0,82
264	Елагуй	факт Келлог	16300	168	47,41	4,97	6	1,1	1,03
265	Нижняя Тунгуска	с. Подволошино	8270	2670	334,42	3,96	46	3,27	1,76
266		с. Преображенка	41000	2340	391,81	6,56	24	3	2,28
267		с. Ербогачен	77400	2092	256,08	10,18	16	2,05	1,72
268		с. Наканно	99100	1612	231,16	8,03	1	0,28	0,28
269	Непа	с. Токма	4119	533	434,08	4,66	1	0,02	0,02
270	Ерачимо	факт. Большой Порог	9100	7	47,31	2,36	30	2,78	1,95
271	Норилка	пос. Валек	19800	19	31	2,35	9	1,28	1,16
Реки побережья моря Лаптевых									
272	Малая Куонапка	с. Джалинда	20300	103	38,94	6,3	20	3,27	2,62
273	Оленок	с. Оленок	89200	1505	113,52	10,65	1	0,44	0,44
274	Лена	р.п. Качуг	17400	3968	508,55	1,98	5	0,51	0,48
275		р.п. Жигалово	30400	3803	412,1	2,82	18	1,07	0,88

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним межennым уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
276		с. Орлинга	51100	3619	334,06	3,17	54	3,75	1,72
277		г. Усть-Кут	71400	3464	287,55	4,46	22	2,77	2,16
278		с. Подымахино	74900	3417	278,47	4,75	48	3,01	1,56
279		с. Марково	82500	3319	259,2	9,55	3	0,8	0,78
280		г. Киренск	92200	3155	253,68	3,67	40	3,62	2,17
281		д. Ичера	165000	2977	225,42	7	6	1,1	1,03
282		д. Паршина	179000	2789	194,83	6,34	19	1,9	1,54
283		с. Витим	199000	2719	183,91	6,96	9	1,93	1,76
284		с. Пеледуй	425000	2693	178,3	4,53	55	6,75	3,04
285		г. Ленск	450000	2508	165,94	11,95	11	5,90	5,25
286		с. Нюя	453000	2424	157,71	9	34	4,71	3,11
287		с. Мача	538000	2313	151,8	11,41	1	0,1	0,1
288		с. Кочегарово	542000	2215	139,97	8,8	65	4	1,4
289		г. Олекминск	560000	2103	134,06	9,37	5	1,04	0,99
290		с. Солянка	770000	2078	133,87	11,51	3	0,69	0,67
291		с. Хатынг-Тумул	798000	1951	123,87	9,77	19	2,76	2,24
292		с. Саяныхт	812000	1885	118,36	9,4	24	2,66	2,02
293		д. Чуран	833000	1825	109	4,44	100	8,24	0
294		с. Покровск	892000	1574	98,16	6,96	27	5,5	4,02
295		с. Табага	897000	1527	92,58	4,69	80	3,78	0,76
296		г. Якутск	904000	1491	90,16	5,2	90	4,2	0,42
297	Лена	пос. Кангаласцы	912000	1457	88,5	5,95	72	4,7	1,32
298		с. Намцы	919000	1403	84,95	6,32	21	0,88	0,69
299		с. Джалджан	2370000	512	31,05	14,5	40	2,83	1,7

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним межennым уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
300		с. Сийгээх	2410000	368	24,61	13,11	98	6,72	0,13
301		пос. Тиг-Ары	2450000	49	19,24	15,12	51	2,05	1
302	Куленга	с. Белоусово	2480	12	513,81	1,33	7	0,55	0,51
303	Тутура	д. Грехова	7100	24	434,82	2,17	30	1,75	1,22
304	Илга	з. Половинное	7960	24	419,96	3,29	12	2,07	1,82
305	Киренга	с. Казачинское	28800	228	353,46	1,46	62	1,61	0,61
306		д. Шорохово	46500	18	258,74	2,83	40	3,31	1,99
307	Нюя	с. Курум	32600	132	178	4,25	13	1,51	1,31
308	Олекма	с. Средняя Олекма	37300	904	504,16	3,61	35	1,9	1,24
309		с. Усть-Нюкжа	46900	633	406,98	4,9	11	1,48	1,32
310		местн. Джекемдэ	109000	262	172,34	10,39	4	2,6	2,5
311		с. Куду-Кель	115000	152	148,3	10,68	28	6,15	4,43
312	Нюкжа	с. Усть-Нюкжа	32100	4,6	408,24	4,89	5	0,45	0,43
313	Жуя	Пр-к Светлый	4790	252	405,8	3,13	3	0,31	0,3
314	Намана	с. Мээжмүү	16600	35	142,78	2,11	30	0,89	0,62
315	Алдан	с. Усть-Миль	269000	966	165,75	10,72	2	0,46	0,45
316		пос. Эльдикан	484000	745	153,62	11,11	1	0,1	0,1
317		с. Охотский Перевоз	514000	562	134,3	6,81	7	1,3	1,21
318	Мая	с. Аям	108000	272	214,58	2,6	53	3,1	1,46
319		с. Чабда	165000	88	175,14	5,98	3	0,5	0,48
320	Юлома	с. Югаренок	30800	222	340,18	3,99	1	-0,2	-0,2
321	Амга	с. Буяга	23900	932	274,24	3,68	68	2,75	0,88
322		с. Амга	56800	436	143,35	8,58	17	1,85	1,54
323	Яна	пос. Янский	161000	581	101	5,61	5	1,06	1,01
324	Буралах	с. Томтор	7570	90	179,03	2,36	9	0,98	0,89

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженным уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
325	Бытангай	местн. Асар	40000	20	88,24	4,82	8	0,77	0,71
326	Индиگیرка	местн. Воронцово	305000	350	15,61	6,25	4	0,83	0,8
327	Кольма	кпх. Искра	129000	1556	201,08	4,58	7	1,29	1,2
328		пос. Зырянка	287000	969	38,57	3,9	15	1,36	1,16
329		г. Средне-Кольмск	361000	641	19,57	8,2	26	2,8	2,07
330	Кулу	пос. Кулу	10300	83	621,75	2	4	0,53	0,51
331	Малый Анной	пос. Илirianей	9220	546	354,32	2,76	5	0,7	0,66
332	Амгуэма	пос. Амгуэма	11700	224	136,01	2,64	12	0,4	0,35
Реки побережья Берингова и Охотского морей									
333	Уда	с. Удское	37500	83	58,29	2,66	27	2,55	1,86
334	Амур	с. Покровка	370000	2820	309,89	7,63	8	2,7	2,48
335		с. Джалинда	406000	2618	261,94	10,86	2	2,56	2,51
336		с. Черняево	440000	2388	205,53	6,58	5	2,43	2,31
337		с. Сергеевка	448000	2015	141,67	8,69	3	1,3	1,26
338		с. Константинивка	734000	1831	114,37	7,1	1	0,3	0,3
339		с. Казакевичево	1630000	1004	36,38	4,99	4	0,63	0,6
340		г. Хабаровск	1630000	966	34,15	5,57	6	1	0,94
341		с. Нижне-Гамбовское	1750000	514	13,18	8,11	83	4,54	0,77
342		с. Сухановка	1760000	417	10,22	6,72	52	4,49	2,16
343	Аргунь	с. Ново-Цурухайтуй	96000	603	506,76	2,2	11	1,4	1,25
344		с. Олона	106000	425	463,88	4,04	4	0,95	0,91
345	Уров	с. Усть-Уров	4200	3	411,64	1,86	3	1,3	1,26
346	Онон	с. Чирон	95900	12	507,4	2,4	6	0,7	0,66
347	Иногда	с. Дешулан	6130	468	812,3	2,06	3	0,12	0,12
348		с. Улеты	12500	386	739,02	2,2	19	2,42	1,96

Продолжение табл. Б

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженным уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
349		г. Чита	17700	233	640,57	1,67	3	0,59	0,57
350		с. Агамановка	22000	219	635,1	3,8	1	0,11	0,11
351		с. Красноярово	37000	20	516,06	4,23	2	0,53	0,52
352		"0,8 км от устья"	2780	0,8	797,61	1,81	7	2,17	2,02
353		ст. Амазар	8000	149	435,34	2,68	3	1,07	1,04
354		с. Дамбуки	56300	773	262,04	5,07	2	0,41	0,4
355		14 км	4060	14	488,13	3,82	2	0,5	0,49
356		с. Заречное	15700	34	214,41	1,77	34	2,42	1,6
357		з. Рычково	8440	126	239,66	2,65	13	1,88	1,64
358		с. Каменка	67400	80	115,06	6,94	5	1,8	1,71
359		ст. Биракан	2910	260	214,71	1,38	5	0,83	0,79
360		ст. Бира	5890	181	128,33	1,14	18	1,46	1,2
361		пос. Кировский	24400	545	83,34	2,43	23	1,22	0,94
362		г. Лесозаводск	26200	479	63,89	1,68	42	2,32	1,35
363		с. Козловское	132000	193	47,75	3,08	5	1,06	1,01
364		с. Венюково	157000	111	42,04	3,46	27	2,57	1,88
365		с. Ново-Советское	186000	56	37,82	3,52	18	2,5	2,05
366		с. Яковлевка	5180	94	118,51	2,19	35	1,5	0,98
367		с. Халдлон	4030	66	74,06	3	4	0,48	0,46
368		с. Вострецово	18500	141	146,34	2,01	13	0,87	0,76
369		с. Введенка	6200	23	61,38	1,28	42	1,7	0,99
370		мет.ст. Родниковая	9710	308	237,31	1,16	24	0,5	0,38
371		ст. Звеньевая	21400	46	57,75	3,68	2	0,3	0,29

№ п/п	Река	Пункт	Площадь водосбора, км	Расстояние от устья, км	Уровень выхода воды на пойму, м БС	Высота поймы над средним меженим уровнем, м	Вероятность затопления поймы при затоплении, %	Превышение наивысшего заторного уровня 1% вероятности над поймой, м	Характеристика потенциального риска наводнения, м
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Реки побережья Татарского пролива и Японского моря									
372	Раздольная	г. Уссурийск	13400	94	11,58	2,88	1	0,2	0,2
<i>Реки о. Сахалин</i>									
373	Тынь	свх Ныш	4930	80	9,61	3,78	75	1,93	0,48
374	Пороной	с. Абрамовка	2670	220	90,25	2	8	0,29	0,27
375		ст. Победино	4380	159	51,06	3,19	19	0,61	0,49
376		пос. Красный Октябрь	6080	103	18,24	2,55	28	0,76	0,55

Бузин В.А.

**ЗАЖОРЫ И ЗАТОРЫ ЛЬДА
НА РЕКАХ РОССИИ**

Подписано в печать 01.08.2015

Печать цифровая.

Заказ № 0331662. Тираж 200 экз.

ООО «Эс Пэ Ха», 188681, Ленинградская область,
Всеволожский район, пос. Красная Заря, д. 15