

МЕТОДИКА НАУЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ

УДК 551.328 + 556.16

DOI: 10.21782/GIPR0206-1619-2020-3(146-154)

В.В. КРАВЧЕНКО

Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН,
664033, Иркутск, ул. Улан-Баторская, 1, Россия, vk@irigs.irk.ru

ВОДООБМЕН НА МАЛЫХ РЕЧНЫХ ВОДОСБОРАХ С СУРОВЫМИ КЛИМАТИЧЕСКИМИ УСЛОВИЯМИ В ХОЛОДНЫЙ ПЕРИОД ГОДА

Приведены результаты экспериментальных исследований взаимодействия поверхностных и подземных вод в 16 горных бассейнах Восточного Саяна и оз. Байкал, выполненных Институтом географии СО РАН в 1984–1990 гг. Программа исследований включала регулярные измерения мощности, площади и объема поверхностных и подземных льдов по всей длине долин, давления в замкнутых линзах подземных вод, ежедневные измерения по всей русловой сети расходов и химического состава воды. Выявлено, что к концу зимы около 80–90 % площади долин исследованных рек покрывается наледями и сезонными подземными льдами различного генезиса. При этом примерно половина объема сезонных льдов приходится на поверхностные льды (речной лед и наледи) и половина — на подземные сегрегационные и инъекционные льды. Показано, что период формирования основного объема льдов начинается и заканчивается раньше на участках, близких к устью. Постепенно «волна» наибольшей интенсивности льдообразования перемещается вверх по реке. В последнюю очередь объемы льда формируются в верхних звеньях речной сети. В это время образование льда в остальной части бассейна либо прекратилось, либо основная его часть уже сформировалась. Возникает явление криогенного барража, в результате которого в русловую сеть поступают подземные воды, не дренируемые рекой в обычных условиях. Зимний речной сток увеличивается от 50 % на участках, близких к истоку, до 5–10 % в устье.

Ключевые слова: поверхностные и подземные воды, сезонные поверхностные и подземные льды, криогенный барраж, дополнительное подземное питание.

V.V. KRAVCHENKO

V.B. Sochava Institute of Geography, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences,
664033, Irkutsk, ul. Ulan-Batorskaya, 1, Russia, vk@irigs.irk.ru

WATER EXCHANGE IN SMALL RIVERSHEDS WITH SEVERE CLIMATIC CONDITIONS DURING A COLD PERIOD OF A YEAR

Presented are the results of experimental studies into the interaction between the surface and subsurface water in 16 mountain river basins of East Sayan and Lake Baikal as carried out by the Irkutsk-based Institute of Geography during 1984–1990. The research program included regular measurements of the thickness, area and volume of the surface and underground ice along the entire length of the valleys, pressure in closed lenses of underground waters, daily measurements of water discharges and chemical composition throughout the channel network. It was found that at the end of winter about 80–90 % of the area of the valleys of the rivers under study are covered by aufeis and by the seasonal subsurface ice of a different genesis. Furthermore, about half the volume of the seasonal ice corresponds to the surface ice (river ice and aufeis), and the other half to the subsurface segregated and injected ice. It was further shown that the period of formation of the main bulk of ice begins and ends earlier in the sections closer to the mouth. The “wave” of maximum intensity of ice formation gradually moves the river upstream. The ice volume is the last to form in the upstream components of the river network. At this time, the ice formation of the other area of the watershed has terminated or its main part has formed already. A cryogenic barrage phenomenon occurs, as a result of which the channel network receives subsurface water which, under normal conditions, is not drained by the river. The winter river runoff increases from 50 % in the sections close to the source to 5–10 % at the mouth of the river.

Keywords: surface and groundwater, seasonal surface and underground ice, cryogenic barrage, additional underground runoff.

ВВЕДЕНИЕ

Реки в районах с суровыми климатическими условиями, глубоким сезонным промерзанием и распространением многолетнемерзлых пород большую часть года питаются исключительно подземными водами. Эти районы занимают более половины территории России. Водообмен между реками и водоносными горизонтами происходит здесь под влиянием сезонных межфазовых переходов влаги из жидкой фазы в твердую и обратно. Одним из результатов такого влияния является перераспределение годового стока рек, когда его зимняя часть, и без того очень низкая, уменьшается, а летняя увеличивается.

Выделяется два механизма криогенного перераспределения стока. При первом часть стока в руслах рек и питающих их подземных водоносных горизонтах в холодный период аккумулируется в ледовых образованиях (речной лед, наледи и подземные льды различного генезиса). В теплый период эта влага при таянии поступает обратно в русловую сеть. Процесс зимней аккумуляции части стока в ледовых образованиях речных бассейнов хорошо изучен в многочисленных работах, наиболее полными из которых являются [1–4], а также в работах, рассматривающих отдельные регионы [5–7].

Второй механизм связан с возникновением дополнительных гидравлических сопротивлений при уменьшении пропускной способности геофильтрационной среды (маломощных рыхлых отложений в долинах рек) и речных потоков в результате их частичного промерзания. Это приводит к появлению новых путей миграции влаги, отличных от гравитационного стекания в талом состоянии, ее разгрузки в местах, не обусловленных гидрогеологическими особенностями пластов, или к образованию замкнутых не промерзающих в течение зимы контуров. В результате снижается интенсивность сработки бассейновых запасов подземных вод и уменьшается речной сток.

Различия между этими механизмами заключаются в том, что в маломощных отложениях избыточный напор затрагивает всю водоносную толщу и создает подпор, распространяющийся вверх по реке. При этом в льдообразование вовлекаются все воды горизонта, в отличие от первого варианта. И в том и в другом случае образуются льды различного генезиса. Механизм их образования хорошо описан как в отечественной [8, 9], так и в зарубежной [10–12] литературе.

Разница проявляется в гидрологических последствиях. В обоих случаях эти процессы приводят к снижению зимнего подземного притока в реки и формированию льдов различного генезиса. Однако во втором случае в процесс водообмена вовлекаются подземные воды, которые при иных обстоятельствах не дренировались бы речной системой данного бассейна. И наконец, в результате второго механизма образуются довольно значительные локальные подземные бассейны свободной воды, которые поступают в реку в конце зимы, накладываясь на начало талого стока и увеличивая объемы половодья.

Описанный процесс напорного движения под воздействием промерзания назван М.Л. Марковым [13, 14] «криогенный барраж». Это единственные известные нам работы, посвященные рассматриваемому явлению. В указанных работах М.Л. Марков исследует гидрологические последствия криогенного барража — влияние на формирование речного стока и подземного притока в реки. Механизм возникновения криогенного напорного движения и его гидрогеологические особенности до сих пор слабо изучены. Целью настоящей статьи является изложение результатов натурных исследований процессов взаимодействия поверхностных и подземных вод в малых речных бассейнах под действием криогенных процессов, которые в том числе описывают механизм криогенного барража.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

В 1978–1994 гг. Институтом географии СО РАН проводились экспериментальные исследования взаимодействия поверхностных и подземных вод в 16 бассейнах центральной части Восточного Саяна, двух — Приангарья и трех — южной части горного обрамления оз. Байкал. Площадь этих бассейнов — от 2 до 498 км², длина рек от 1,5 до 21 км. Программа работ включала в себя: измерения (раз в пять дней) по всему бассейну мощности, площади и объема поверхностных льдов (наледи, речной лед), мощности, площади и объема и подземных (сегрегационных и инъекционных) льдов, промерзания и оттаивания грунтов, характеристик снежного покрова; ежедневные измерения (несколько раз в сутки) по всей русловой сети расходов и химического состава воды на различном расстоянии от устья через каждые 200–250 м, а также по всей площади долин давления в подземных водоносных горизонтах; непрерывную регистрацию стока со стокowych площадок в различных ландшафтах (включая сток растворенных веществ), метеорологических характеристик в центре бассейна (температура воздуха, атмосферные осадки, солнечная радиация, ветер и т. д.).

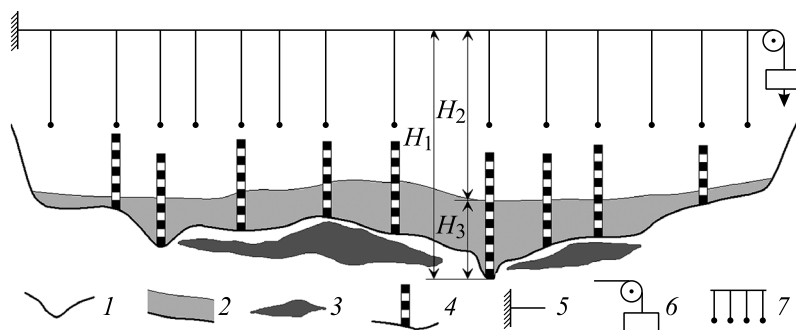


Рис. 1. Схема измерения характеристик мощности наледей и подземных льдов.

1 — профиль дна долины; 2 — тело наледи; 3 — линзы иньекционных льдов; 4 — стационарные рейки; 5 — жесткое крепление троса; 6 — блок и груз-противовес; 7 — размеченный трос и отвесы в точках измерений.
 H_1 – H_3 — см. текст.

Мощность подземных льдов определялась по схеме, показанной на рис. 1. Поперек дна долины, через каждые 60–80 м, были разбиты створы, оборудованные натянутыми тросами с фиксированными точками. Перед началом холодного периода в этих точках определялась высота троса над дном долины H_1 и в них устанавливались рейки. При выполнении съемок зимой в каждой точке измерялись расстояние от троса до поверхности дна долины или наледи H_2 и мощность наледи по рейкам H_3 .

При образовании подземных льдов поверхность дна долины деформируется и поднимается на высоту $H_л$, равную суммарной мощности сегрегационных льдов или толщине линзы иньекционных льдов. По результатам перечисленных измерений мощность подземных льдов определяется как разность: $H_л = H_1 - H_2 - H_3$.

На одну точку измерений приходилось в среднем от 60 до 100 м² площади долины. Такая плотность сети наблюдений, согласно [15], обеспечивала среднюю погрешность определения характеристик льда по площади 3–5 %. Измерение давления в водоносных горизонтах выполнялось при помощи специально разработанного регистратора, описанного в [16]. Наблюдения за остальными элементами программы проводились по общепринятым методикам.

ФОРМИРОВАНИЕ СЕЗОННЫХ ЛЬДОВ РАЗЛИЧНОГО ГЕНЕЗИСА В МАЛЫХ БАССЕЙНАХ В ТЕЧЕНИЕ ЗИМЫ И КРИОГЕННЫЙ БАРАЖ

Зимой большинство малых рек рассматриваемой территории перемерзает, и в течение 4–5 мес. сток в их руслах отсутствует. К концу зимы около 80–90 % площади долин этих рек покрывается наледями и сезонными подземными льдами различного генезиса. Их формирование происходит исключительно за счет подземных вод. Объемы воды, сосредоточенные в этих льдах, могут обеспечить средний за зиму сток в замыкающих створах от 1,8 до 3,5 л/(с·км²) (возможный подземный приток в реки). В летнюю межень, когда запасы подземных вод в малых бассейнах существенно больше, чем зимой, их приток в рассматриваемые реки составляет от 1,5 до 2,5 л/(с·км²).

В настоящее время существуют представления о слабой активности водообмена в верхних звеньях русловой сети в зимний период, особенно при условии отсутствия стока в руслах рек. Однако повышение возможного зимнего подземного притока по сравнению с летним говорит о наличии сезонного процесса, способствующего извлечению из подземных водоносных горизонтов объемов воды, которые в летний период не дренируются реками. Ниже дано описание такого процесса для верхних звеньев русловой сети.

В качестве примеров выбраны бассейны р. Шаманки (Восточный Саян) и р. Шумихи (Прибайкалье). Они имеют различные климатические и геоморфологические условия, размеры, а также характер распределения объемов льда по длине реки (табл. 1). На р. Шаманке максимум льдообразования приходится на центральную часть бассейна, на р. Шумихе оно примерно одинаково по длине реки.

В течение зимы на этих водосборах за счет подземного стока формируются различные типы льдов (табл. 2). Доля наледей на р. Шаманке составляет от 40–45 %, а доля иньекционных льдов может достигать 50 %. С уменьшением размера бассейна (р. Шумиха) доля наледей и сегрегационных льдов увеличивается, но количество иньекционных льдов уменьшается до 20–25 %.

Выразим объемы поверхностных и подземных льдов, формирующихся в заданном створе в произвольный момент времени, в относительных единицах: $\psi_i = W_i/W_0$, где W_i — объем льдов в i -й момент времени в заданном створе, W_0 — наибольший объем льдов в этом створе в конце зимы. Это позволит сравнивать интенсивность льдообразования на участках с различными объемами льда, так как значение ψ_i в каждом створе будет изменяться от 0 до 100 %. На рис. 2 показано изменение относительных объемов льда в течение зимы по длине некоторых рек.

Таблица 1

Характерные значения удельных объемов сезонных льдов различного генезиса в момент их наибольшего развития (м³ на 1 м протяженности долины) по длине некоторых рек

Характеристика	Удельный объем										
	Шаманка, 1989–1990 гг.										
Расстояние от устья, км	0	0,36	0,77	1,81	2,72	3,30	3,53	3,79	4,25	5,18	5,90
Наледи	26,5	11,0	21,7	47,9	147	29,3	136	13,5	36,7	12,5	0
Инъекционные льды	8,81	6,00	15,0	52,9	148	38,0	76,9	14,0	56,5	7,00	0
Сегрегационные льды	2,39	4,09	3,12	8,18	19,9	6,39	10,0	2,92	11,5	2,51	0
Шумиха, 1991–1992 гг.											
Расстояние от устья, км	0	0,31	0,69	0,85	1,15	1,54	1,69	2,00	2,31	2,69	3,00
Наледи	35,5	14,7	24,8	7,62	25,9	18,8	16,0	21,7	14,5	8,64	0
Инъекционные льды	0	3,66	3,48	2,47	14,5	7,78	9,25	14,1	12,7	4,12	0
Сегрегационные льды	0	4,49	8,83	1,39	13,0	10,7	11,8	17,0	12,7	5,42	0

Таблица 2

Объемы (*W*, тыс. м³) различных типов льдов, формирующихся в отдельных бассейнах рек в течение зимы, и их доля в суммарном объеме льда в бассейне (ψ , %)

Бассейн	Период, годы	Наледи		Сегрегационные льды		Инъекционные льды		Все льды
		<i>W</i>	ψ	<i>W</i>	ψ	<i>W</i>	ψ	<i>W</i>
Шаманка (16,7 км ²)								
весь бассейн	1988–1989	212	40,0	48	9,1	270	50,9	530
основная река		195	45,8	41	9,6	190	44,6	426
весь бассейн	1989–1990	273	44,0	50	8,0	298	48,0	621
основная река		232	47,5	37	7,6	219	44,9	488
Шумиха (4,2 км ²)	1991–1992	49	57,6	17	20,0	19	22,4	85
	1992–1993	33	56,0	14	23,7	12	20,3	59

Время наступления периода наиболее интенсивного формирования комплекса поверхностных и подземных льдов ($\psi_i = 20–80\%$) в целом закономерно смещается по длине реки от устья к истоку с начала зимы или ее первой половины на конец зимы или ее вторую половину. Период формирования основного объема льдов начинается и заканчивается раньше на участках, близких к устью. Постепенно «волна» наибольшей интенсивности перемещается вверх по реке. В последнюю очередь объемы льда формируются в верхних звеньях речной сети. В это время образование льда в остальной части бассейна прекращается либо основная его часть уже сформировалась.

Рассмотренная особенность в динамике развития комплекса природных льдов по длине реки отмечается для всех исследуемых бассейнов, независимо от их размеров, высоты, экспозиции или геологического строения.

Указанная закономерность, на первый взгляд, противоречит представлениям о формировании подземного стока. Прежде всего должны истощиться запасы подземных вод в верхней части бассейна, для которой характерны большие уклоны, высокая пористость грунтов и незначительная емкость водоносных горизонтов. Для образования льда к концу зимы воды здесь должно быть недостаточно. Действительно, в начале зимы происходит быстрое истощение водоносных горизонтов, и через 30–60 дней после первых морозов русловой сток прекращается. Скорость падения уровня подруслового потока выше скорости движения фронта промерзания, и формирование льдов если и происходит, то в незначительных объемах.

В нижней части бассейна, где модули подземного стока выше, скорость движения фронта промерзания опережает падение уровня подземных вод. Создается избыточный напор, который приводит к интенсивному образованию наледей и подземных льдов. Постепенно мерзлая кровля растет и увеличивается ее прочность. Избыточный напор уже не в состоянии ее разрушить и реализоваться только за счет образования наледей. В результате он начинает распространяться вверх по течению реки [17, 18]. На рассматриваемом участке подруслового потока перемерзает, и формирование льдов останавливается. Возникает мерзлотный подпор, который с переменной скоростью перемещается вверх по реке. Зона его выклинивания определяет зону активного льдообразования. Во второй половине

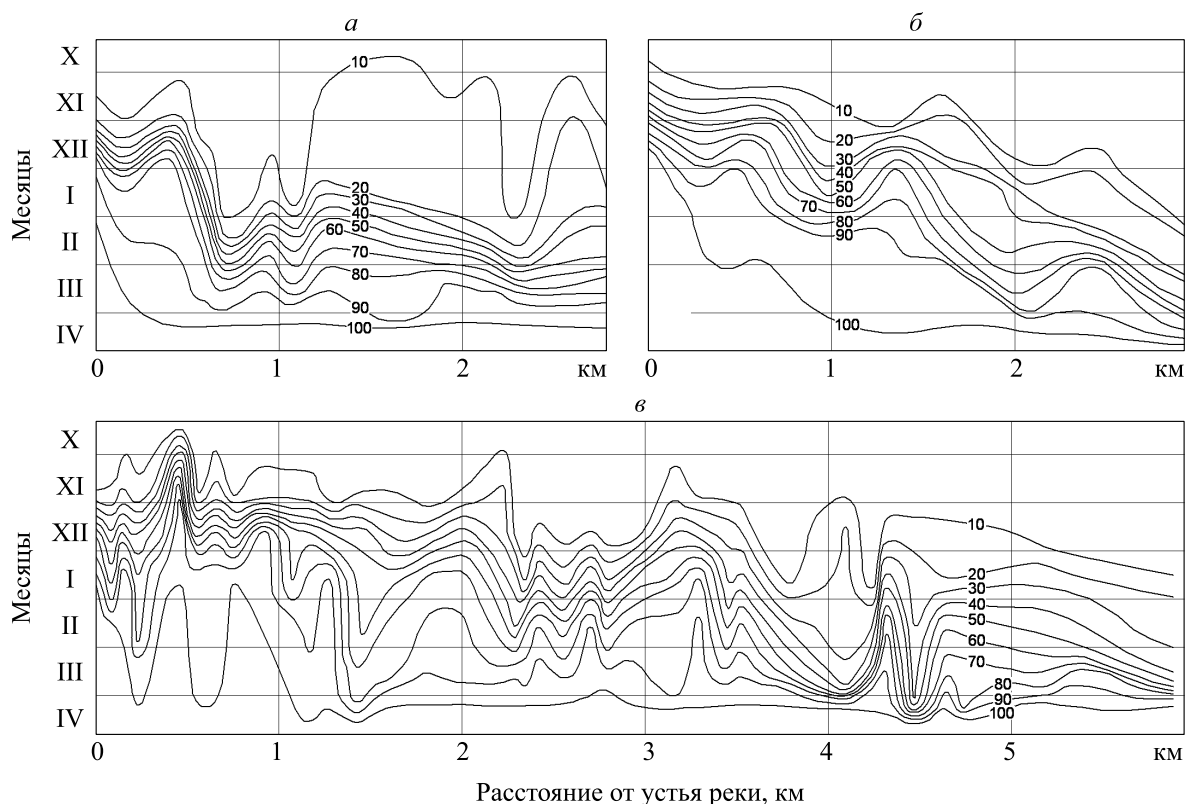


Рис. 2. Изменение относительных объемов всех сезонных льдов ψ (цифры на изолиниях, %) в течение зимы по длине некоторых рек (расстояние от устья).

а — руч. Олин (приток р. Шаманки), 1989–1990 гг.; *б* — р. Шумиха, 1991–1992 гг.; *в* — р. Шаманка, 1989–1990 гг.

зимы «волна подпора» доходит до верхних звеньев русловой сети, и здесь начинается интенсивное льдообразование.

Однако механизм образования льда здесь отличается от процессов на участках, близких к устью. Во второй половине зимы фронт промерзания проникает уже достаточно глубоко в рыхлые отложения и создает практически жесткую кровлю подземного потока, способную противостоять высокому избыточному напору, переместившемуся сюда с нижележащих участков в результате распространения мерзлотной «подпорной волны». Реализоваться этот напор может двумя способами.

Первый связан с фильтрацией напорного потока через рыхлые отложения бортов тальвега (с относительно небольшим содержанием влаги), утепленных растительным покровом и снегом. Это явление характерно главным образом только для верхних участков речных долин. Именно здесь наиболее часто можно встретить спускающиеся со склонов наледы, фронт которых достигает нескольких сотен метров, а верхняя граница субгоризонтальна и находится на высоте 2–10 м над дном долины. Эта высота отражает высоту напора в аллювиальном потоке и к концу зимы постоянно повышается. Как правило, такая разгрузка происходит на склонах северной экспозиции, покрытых мощным моховым покровом, препятствующим глубокому промерзанию склонов.

Еще одно свидетельство справедливости описанного механизма — появление наледей и инъекционных льдов в тальвегах боковых притоков, где поверхностный сток существует только при выпадении ливневых осадков редкой повторяемости. В них льдообразование начинается только в момент, когда к их устью подходит «волна подпора» с нижележащих участков основной реки.

Второй способ связан с образованием мощных линз инъекционных льдов, формирующих бугры пучения, или инъекций больших объемов воды в замкнутые контуры, достигающие нескольких десятков тысяч кубических метров, которые до конца зимы не успевают промерзнуть полностью. Процесс формирования таких объемов свободной воды хорошо описан в работе [19].

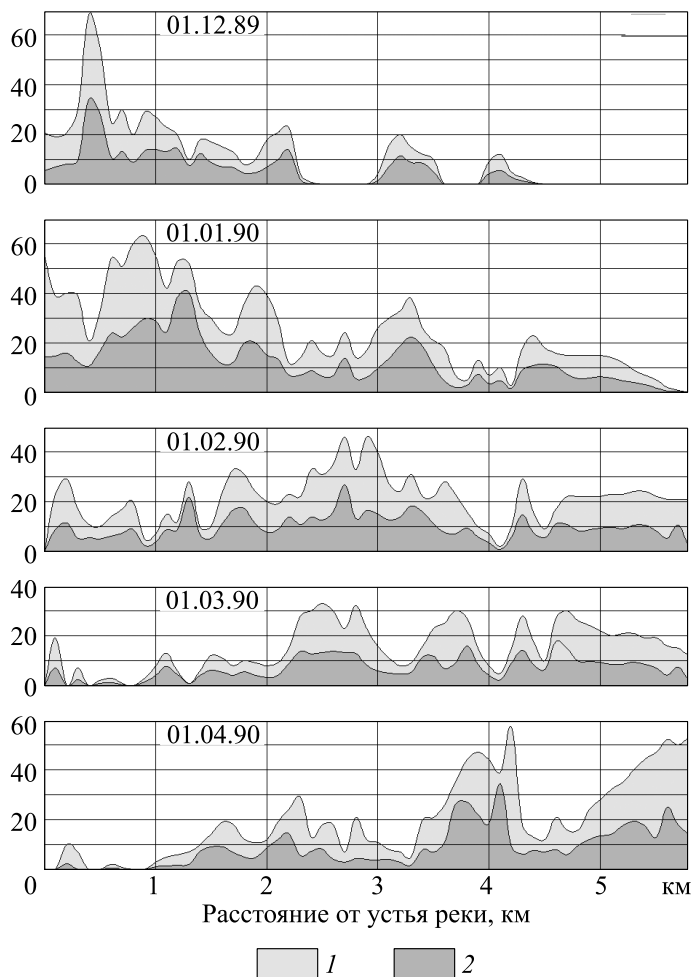
Формирование комплекса льдов в бассейне представляет собой единый процесс, когда интенсивность льдообразования на одних участках зависит от мерзлотных процессов на ниже- или вышележа-

Рис. 3. Приращение относительных объемов сезонных льдов различного генезиса (ψ , %) на различные даты по длине р. Шаманки (расстояние от устья) в 1989–1990 гг.

1 — наледи; 2 — подземные льды (инъекционные и сегрегационные).

щих участках. Разумеется, плавное и постепенное распространение «подпорной волны» вверх по долине — идеальный случай. Он может быть реализован лишь при отсутствии крупных боковых притоков и в случае однородных геологических и морфометрических условий водоносного комплекса аллювиальных отложений или их монотонного изменения.

В реальных природных условиях подпор передвигается скачками, задерживаясь на участках с относительно большими уклонами. Неравномерная мощность водоносных комплексов и близость водоупора к дневной поверхности в точках перегиба продольного профиля долины приводят к возникновению местных или промежуточных базисов, от которых распространяются свои «волны подпора», а подошедшие снизу затухают либо интерферируют с местными волнами. Этот процесс показан на рис. 3, иллюстрирующем изменение приращений объемов льда на различные даты в течение зимы. Хорошо видны пилообразные ломаные линии с большой амплитудой колебаний во времени. Однако даже в таких условиях общая тенденция к сдвигу периода интенсивности льдообразования на более поздние сроки по мере продвижения к истоку реки сохраняется для бассейна в целом.



РОЛЬ СЕЗОННЫХ ЛЬДОВ И КРИОГЕННОГО БАРРАЖА В ФОРМИРОВАНИИ РЕЧНОГО СТОКА

При рассмотренном механизме льдообразования, особенно на верхних участках речных долин, в процессах водообмена участвуют воды, которые при других условиях никогда бы не были дренированы. Таким образом, подземное питание рек в верхней части бассейна увеличивается за счет поступления дополнительных объемов воды и суммарно превышает величину, ожидаемую исходя из емкостных запасов подземных вод, характера их истощения и дренирующей способности русловой сети без учета мерзлотных процессов.

Эти дополнительные объемы воды можно рассчитать на основе реконструкции гидрографа подземного питания по теоретическим кривым истощения, в частности по широко используемой и подходящей для данных условий кривой Буссинеска–Майе [20]:

$$Q_i = Q_0 \frac{1}{(1 + \alpha \cdot \tau)^2},$$

где Q_i — ордината гидрографа в i -й момент времени, Q_0 — расход в начале расчетного периода, α — коэффициент истощения, τ — продолжительность интервала с начала расчетного периода до i -го момента времени.

Пример таких реконструированных гидрографов на разном удалении от истока для конкретного бассейна показан на рис. 4. Очевидно, что разность объемов стока между полученными по реконструированным гидрографам и фактическим даст величину дополнительного подземного притока в реки.

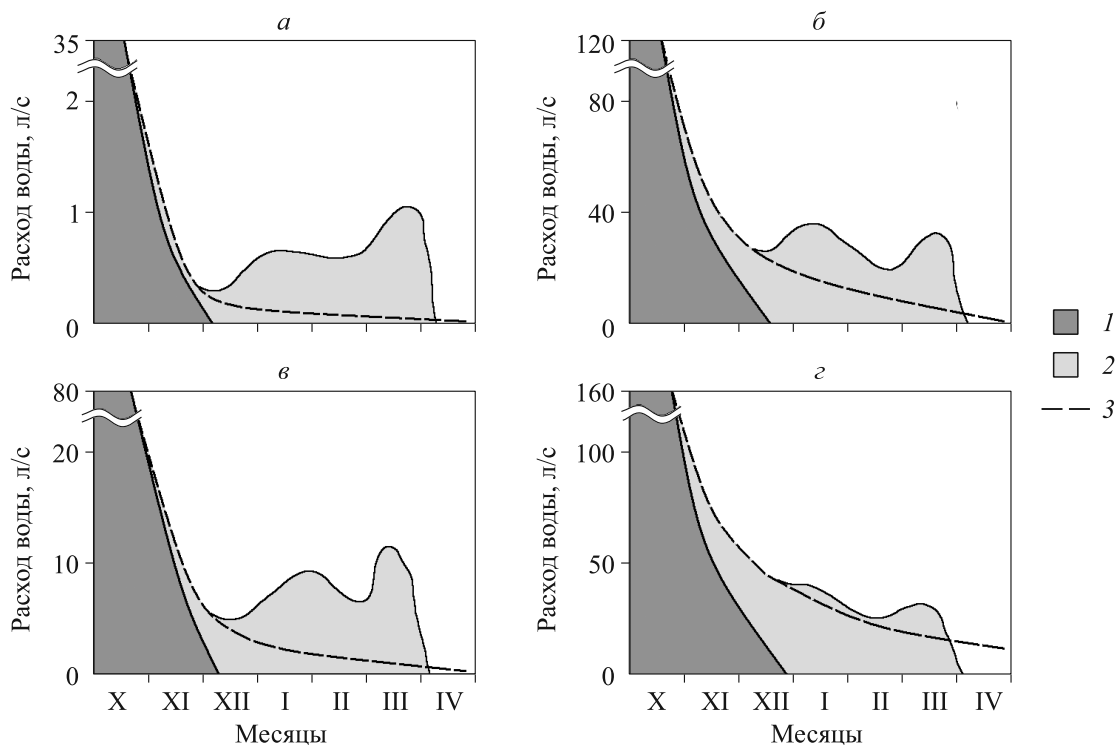


Рис. 4. Гидрографы зимнего подземного питания р. Шаманки в 1989–1990 гг. на различном удалении от устья.

Удаление от устья, км: а – 4,6; б – 3,2; в – 1,6; г – устье. 1 – русловой сток; 2 – затраты на льдообразование; 3 – кривая истощения бассейновых запасов подземных вод.

Результаты расчета показывают, что дополнительное подземное питание увеличивается от устья к истоку (табл. 3). Если в устье реки рассчитанный по кривой истощения и фактический гидрографы практически совпадают, то на участках, близких к истоку, объем подземного питания примерно на 50 % превышает его значение, полученное по теоретической кривой.

Это обстоятельство подтверждает справедливость описанного выше механизма льдообразования в бассейне, главным элементом которого является распространение «волны подпора» и активизация водообмена вверх по течению реки.

Таблица 3

Характеристики отдельных составляющих зимнего подземного питания в бассейне р. Шаманки на различном удалении от устья

Расстояние от устья, км	Площадь водосбора, км ²	Продолжительность руслового стока, сут	Коэффициент истощения	Модуль стока, л/(с·км ²)				Дополнительное питание, %
				Измеренный			по кривым истощения	
				русловой сток	затраты на льдообразование	всего		
1987–1988 гг. Продолжительность зимнего периода – 181 сут								
4,6	3,7	52	0,241	0,185	0,132	0,317	0,215	47,4
3,2	8,3	56	0,057	0,651	0,699	1,350	1,072	25,9
1,5	11,8	66	0,017	1,121	1,300	2,421	2,142	13,0
0 (устье)	16,7	79	0,012	1,720	1,450	3,170	3,030	4,6
1988–1989 гг. Продолжительность зимнего периода – 183 сут								
4,6	3,7	66	0,139	0,352	0,110	0,462	0,318	45,3
3,2	8,3	74	0,042	0,919	0,542	1,461	1,151	26,9
1,5	11,8	78	0,023	0,938	1,082	2,020	1,760	14,8
0 (устье)	16,7	94	0,016	1,776	1,124	2,900	2,781	4,3

КРИОГЕННЫЕ ВЕСЕННИЕ ПАВОДКИ

С инъекционными образованиями связано явление криогенных паводков. На возможность таких паводков указывается в работах [14, 21]. Проведенные нами исследования показали, что не вся вода, поступающая в инъекционные контуры, переходит в твердую фазу. Часть ее сохраняется в незамерзшем состоянии до конца зимы. Так, например, на р. Шаманке в 1990 г. объем незамерзшей воды, связанный в инъекционных образованиях, составил 130 тыс. м³, или около 40 % от общего объема инъекционных образований. В конце зимы формирование льдов практически прекращается. В этот момент на фоне продолжающегося поступления воды в инъекционные резервуары в них начинает расти давление. Оно может достигать 1800–2500 гПа. После этого резервуары вскрываются, и вода изливается, формируя сток поверх наледей.

Изливающаяся вода прозрачная, имеет насыщенный желтый цвет и общую минерализацию до 2500 мг/дм³. Обычно в межень минерализация реки не превышает 150 мг/дм³. Такая высокая минерализация объясняется с позиций теории криогенной метаморфизации химического состава замерзающих вод [22].

Ледовые паводки начинаются обычно за 10–20 дней до начала таяния наледей и снега, когда прекращается промерзание инъекционных резервуаров. Вместе с тем этот процесс может наблюдаться и во второй половине зимы, если давление в резервуарах достигает критических, разрушающих мерзлую кровлю значений. В этот период такие паводки, растекаясь по поверхности льда, индицируются как необычно интенсивное формирование наледей. Как правило, на значительные расстояния они не распространяются.

В конце зимы с ледовых паводков начинается сток в реку. Расходы воды в этот период в 2–3 раза ниже начинающегося позже стока талых снеговых и наледных вод. Однако доля объема их стока в суммарном весеннем стоке может колебаться от 35 до 50 %. Гидрограф стока вод, освобождающихся из инъекционных резервуаров, и других составляющих речного стока в весенний период показан на рис. 5.

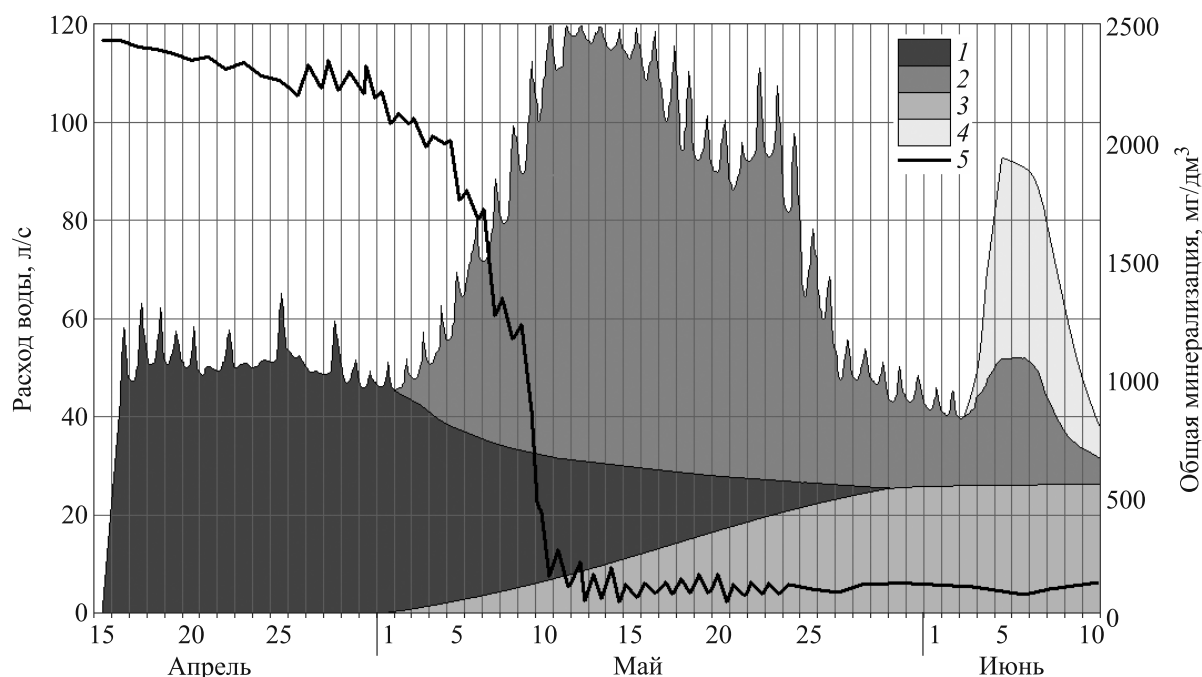


Рис. 5. Составляющие речного стока р. Шаманки в весенний период 1990 г.

Речной сток: 1 — из инъекционных подземных емкостей, 2 — от таяния наледей, подземных льдов и снега, 3 — предполагаемый подземный, 4 — дождевой. 5 — общая минерализация.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Малый речной бассейн в зимний период представляется в виде единой системы, процессы водообмена в каждой из частей которой тесно взаимосвязаны. В результате такой взаимосвязи и под воз-

действием сезонного криогенеза активность водообмена увеличивается, и в формирование речного стока вовлекаются объемы подземных вод, которые при иных условиях не были бы дренированы рекой в этом бассейне.

Остается открытым вопрос о том, каковы должны быть предельные размеры бассейна, когда подземные воды перестают быть единой гидравлически связанной системой и процессы водообмена в верхней части бассейна утрачивают связь с такими процессами на участках, близких к замыкающему створу. Вероятно, критерием определения таких размеров служит факт прекращения подруслового стока и замерзания реки, так как возникновение и распространение дополнительного напора в аллювиальном комплексе возможны только при условии проникновения в него фронта сезонного промерзания.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Соколов Б.Л., Чёрная Ф.Ф. Оценка ежегодных потерь зимнего стока на образование наледей речных вод и речного льда (на примере рек Северо-Востока СССР) // Труды ГГИ. — 1984. — Вып. 300. — С. 50–61.
2. Кравченко В.В. Роль наледей в формировании зимнего речного стока и ледяного покрова рек западной части зоны БАМа // Труды ГГИ. — 1986. — Вып. 312. — С. 34–83.
3. Колотаев В.Н. Водообмен рек и бассейнов подземных вод в районах многолетней мерзлоты // Труды V Всесоюз. гидрол. съезда. Т. 2: Водные ресурсы и водный баланс. — Л.: Гидрометеоздат, 1979. — С. 379–386.
4. Колотаев В.Н. Изменение взаимодействия речных и подземных вод в межень по длине рек в условиях прерывистого распространения многолетней мерзлоты (на примере центрального участка зона БАМ) // Труды ГГИ. — 1988. — Вып. 335. — С. 126–140.
5. Марков М.Л., Василенко Н.Г., Гуревич Е.В. Наледи зоны БАМ: Экспедиционные исследования. — СПб.: Нестор-История, 2017. — 320 с.
6. Короткий А.М., Коробов В.В., Скрыльник Г.П. Наледи в речных бассейнах Приморья и их влияние на ландшафты // География и природ. ресурсы. — 2010. — № 4. — С. 107–116.
7. Тарбеева А.М., Крыленко И.В., Сурков В.В. Наледи на малых водотоках бассейна реки Протвы (Калужская область) и их влияние на русловые процессы // География и природ. ресурсы. — 2011. — № 4. — С. 75–78.
8. Втюрин Б.И. Подземные льды СССР. — М.: Наука, 1975. — 164 с.
9. Алексеев В.Р. Наледи. — Новосибирск: Наука, 1987. — 260 с.
10. Kane D.L. Physical mechanics of aufeis growth // Canadian Journ. of Civil Engineering. — 1981. — N 8 (2). — P. 186–195.
11. Cold regions Hydrology and Hydraulics: Technical Council on Cold Regions Engineering Monograph / Ed. Ryan W.L., Crissman R.D. — New York: ASCE, 1990. — 827 p.
12. Woo M. Permafrost Hydrology. — Berlin; Heidelberg: Springer-Verlag, 2012. — 553 p.
13. Марков М.Л. Диссипативные структуры рек криолитозоны // География и природ. ресурсы. — 1991. — № 3. — С. 11–20.
14. Марков М.Л. Роль криогенного барража в формировании стока рек районов многолетней мерзлоты // Метеорология и гидрология. — 1994. — № 2. — С. 98–104.
15. Колотаев В.Н., Марков М.Л., Соколов Б.Л. Оценка точности измерения морфометрических характеристик наледей // Труды ГГИ. — 1987. — Вып. 314. — С. 90–114.
16. Чижов А.Н., Кравченко В.В. Вопросы наблюдений за элементами зимнего режима рек Восточной Сибири и Дальнего Востока // Труды ГГИ. — 1985. — Вып. 309. — С. 66–76.
17. Чижов А.Н., Бородулин В.В. Роль наледных явлений при формировании ледяного покрова рек // Труды ГГИ. — 1980. — Вып. 270. — С. 56–77.
18. Кравченко В.В. Натурные исследования процесса образования речных наледей // Гляциологические исследования в Сибири. — Иркутск, 1985. — С. 38–63.
19. Everdingen R.O. van. Frost blisters of the Bear Rock Spring area near Fort Norman // Arctic. — 1982. — N 35 (2). — P. 243–265.
20. Кравченко В.В., Гизетдинов А.М. Расчеты зимнего стока рек криолитозоны на основе восстановления его гидрографа // Труды ГГИ. — 1991. — Вып. 355. — С. 41–60.
21. Yoshikawa K., Hinzman L.D., Kane D.L. Spring and aufeis (icing) hydrology in Brooks Range, Alaska // Journ. of Geophysical Research. — 2007. — N 112. — P. 1–14.
22. Иванов А.В. Криогенная метаморфизация химического состава природных льдов, замерзающих и талых вод. — Хабаровск: Дальнаука, 1998. — 164 с.

Поступила в редакцию 18.11.2019

После доработки 18.11.2019

Принята к публикации 24.03.2020