Анализ ледовой обстановки на реке Сухона (у г. Великий Устюг) по радиолокационным снимкам

П. Г. Михайлюкова, С. А. Агафонова, Н. Л. Фролова

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова Москва, 119991, Россия E-mail: p.mikhaylyukova@geogr.msu.ru

В статье рассмотрены условия формирования ледяного покрова на р. Сухона в районе Великого Устюга на участке ежегодного образования мощных заторов льда. По радиолокационным данным Sentinel-1В проанализирована ледовая обстановка для двух зимних сезонов: 2017/2018 и 2018/2019 гг., существенно различающихся гидрометеорологическими условиями формирования ледяного покрова. Для трёх ключевых участков (пос. Полдарса, д. Каликино и г. Великий Устюг) построены графики временного хода отражённого сигнала, позволившие выявить характерные этапы процесса ледообразования, а также определить наличие полыней и заторошенных участков русла реки. Серия продольных профилей длиной 40 км послужила основой анализа пространственной и временной изменчивости ледяного покрова на р. Сухона в течение зимних сезонов. Полевые работы, проведённые в районе исследования в 2018 г., позволили оценить точность определения состояния ледяного покрова на реке по радиолокационным данным. В результате установлено, что ледяной покров зимнего сезона 2018/2019 гг. по своим характеристикам более однородный, чем 2017/2018 гг. Работа показала, что радиолокационные данные являются ценным источником мониторинга состояния ледяного покрова рек для оценки вероятности затопления близлежащей территории во время весеннего ледохода.

Ключевые слова: ледовый режим рек, Сухона, Великий Устюг, радиолокация, Sentinel-1

Одобрена к печати: 29.01.2020 DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-2-162-175

Введение

Формирование ледяного покрова на реках — сложный многофакторный процесс. Пространственная изменчивость его характеристик определяется морфологией русла, гидравлическими свойствами потока, наличием притоков, сброса сточных вод, гидрогеологическими условиями и т. д. Данные о ледовой обстановке и характеристиках ледяного покрова на реках необходимы при строительстве и эксплуатации ледовых переправ, обеспечении зимней навигации, составлении прогнозов условий прохождения весеннего ледохода и образования заторов льда. Современная система наблюдений за ледовым режимом рек ведётся, прежде всего, на сети постоянно действующих и временных постов Росгидромета. Стандартная программа включает ежедневные визуальные наблюдения за ледовой обстановкой и состоянием ледяного покрова, а также измерение толщины льда, шуги и снега на льду каждые 5–10 дней. В пределах особо важных участков проводятся более подробные ледомерные съёмки, наземные обследования и авиаразведки (Алексеевский и др., 2011).

Реки Сухона и Малая Северная Двина в районе Великого Устюга — наиболее проблемные на севере европейской территории России с точки зрения образования мощных заторов льда и заторных наводнений (Агафонова и др., 2016). В пределах исследуемой территории участки рек вне населённых пунктов и гидрологических постов труднодоступны для наземных наблюдений, что обусловливает необходимость поиска других источников информации о формировании и состоянии ледяного покрова. Большой информативностью обладают радиолокационные данные, позволяющие отслеживать изменения ледовой обстановки вне зависимости от облачности и условий освещённости. Следует отметить более редкое применение радиолокационных изображений (РЛИ) для изучения речного льда по сравнению с морским. Для исследований ледяного покрова на реках материалы радиолокационной космической съёмки начали использовать с 1990-х гг. с запуском в 1995 г. спутника Radarsat-1, оснащённого радиолокатором с синтезированной апертурой С-диапазона и позволяющего получать данные высокого разрешения.

В методическом плане использование РЛИ для изучения речного льда довольно часто сводится к анализу изменения отражённого радиолокационного сигнала как по длине реки, так и в течение осенне-зимнего сезона для отдельных ключевых районов (Gauthier et al., 2006; Chu, Lindenschmidt, 2016). Существенное количество работ посвящено алгоритмам классификации ледяного покрова (в том числе с применением нейронных сетей) и текстурного анализа изображений (Jasek, Weber, 2003; Los et al., 2016). Ещё одно методическое направление — применение когерентного анализа, который позволяет на основе фазовой компоненты отражённого радиолокационного сигнала идентифицировать участки реки, где происходят существенные изменения в ледяном покрове (Li, Lindenschmidt, 2018). Часть работ посвящена использованию методов поляриметрического анализа, таких как декомпозиции РЛИ (Lindenschmidt, Li, 2019; Zhang et al., 2019). Перспективно также комплексное использование материалов оптической и радиолокационной съёмки (Агафонова и др., 2018; Gauthier et al., 2015). Комбинирование с тепловыми каналами позволяет получать не только информацию о разнице в шероховатости ледяного покрова, но и об излучательных свойствах льда, которые зависят главным образом от его влажности.

Исследуемая территория

Великий Устюг расположен при слиянии рек Сухона и Юг, образующих р. Северная Двина (на участке до впадения р. Вычегда — Малая Северная Двина) (*рис. 1*). Период с ледовыми явлениями наблюдается в среднем с конца октября до конца апреля. Реки исследуемой территории характеризуются устойчивым ледоставом средней продолжительностью 175–180 сут. Формирование ледяного покрова сопровождается осенним шугоходом и ледоходом. В тёплые зимы нередко сохраняются участки полыней. В годы с длительным периодом замерзания, а также после зимних вскрытий поверхность ледяного покрова рек неровная, с грядами торосов. После снегопадов нередко происходит перегрузка ледяного покрова снегом.



Рис. 1. Исследуемая территория с ключевыми участками. Состояние ледяного покрова на 01.02.2018

Согласно работе (Чижов, 1990), при отношении толщины снега и льда $h_c/h_{\pi} \approx 0,4$ вода по трещинам выходит на поверхность льда, при промерзании пропитанного водой снега образуется снежный лёд. Толщина льда к концу периода ледостава составляет в среднем 60-70 см. Весенние процессы начинаются с таяния снега на льду, образования трещин и закраин, подвижек льда, переходящих в ледоход. Яркой особенностью ледового режима рек на этом участке является ежегодное образование заторов льда, чему способствует сочетание крутого поворота русла р. Сухона и протяжённого перекатного участка р. Малая Северная Двина ниже города (перекаты Аристовские, Бобровниковские и Голодаевские) (Агафонова, Фролова, 2006). По летописным сведениям и различным описаниям, за 377 лет (1500–1877) в районе Великого Устюга зафиксировано 14 «исключительных» затоплений, когда вода достигала 7 м над меженным уровнем, среди них 2-3 превысили десятиметровую отметку. Почти все они были связаны с заторами льда (Ильина, Грахов, 1987). В период с 1877 по 2019 г. в узле слияния рек Сухона и Юг произошло 22 наводнения, из них пять (включая наводнение 2016 г.) — превысивших 9 м над «нулём» поста. Только пятая часть нынешней городской территории не подвержена затоплению, при экстремальных половодьях под водой оказывается две трети площади города (Агафонова, Фролова, 2016).

Материалы и методы

На формирование отражённого радиолокационного сигнала влияют несколько факторов: влажность, шероховатость, диэлектрическая проницаемость и структура поверхности, от которой происходит отражение сигнала. С точки зрения отражательных свойств речного льда необходимо рассматривать комбинацию четырёх компонент: воды, льда, снега и воздуха (Unterschultz et al., 2009). Контраст в значениях диэлектрической проницаемости воздуха ($\varepsilon = 1,0$), снега (сухой снег, $\varepsilon = 1,0-2,0$), льда ($\varepsilon = 3,7$) и воды ($\varepsilon = 80$) определяет отражение от поверхности (Lindenschmidt, Li, 2019). Разное соотношение рассматриваемых компонент (чередование участков, свободных ото льда, со сплошным ледяным покровом или наличие снежного покрова с разным влагосодержанием) определяет разный механизм отражения сигнала и его интенсивность.

Для речного льда характерны два механизма отражения: зеркальное (в случае гладкого льда) и объёмное (в случае наличия торосов). Зеркальное отражение свойственно и открытой невзволнованной водной поверхности, что может вызывать ошибки в разделении тонкого гладкого льда и открытой воды на основе радиолокационных снимков. Отражательные свойства снежно-ледяного покрова меняются при переходе температуры воздуха через 0 °C, в случае выхода воды на лёд и смачивании снега, а также в весенний период при выравнивании поверхности льда под действием солнечной радиации.

Возможность проникновения сигнала под снежный покров зависит от частоты радиолокатора. Для радиолокаторов С-диапазона, используемых в данной работе, проникающая способность радиоволны в идеальных условиях (в случае сухого снега) может достигать первых метров (Unterschultz et al., 2009). Влажный снежный покров не пропускает радиолокационный сигнал, а отражает его, и в этом случае на РЛИ видна поверхность влажного снега на льду.

Анализ динамики ледовой обстановки выполнялся по радиолокационным снимкам Sentinel-1, полученным в режиме интерферометрический съёмки с пространственным разрешением 10 м и охватом территории 252 км (поляризация вертикально-вертикальная VV и вертикально-горизонтальная VH) за два зимних сезона 2017/2018 и 2018/2019 гг. Повторяемость съёмки данной территории радиолокаторами Sentinel-1B составляет 12 дней (*таблица*). По длине р. Сухона выбрано три ключевых участка в районе гидрологических постов и набор последовательно расположенных точек, для которых снимались значения коэффициента обратного рассеяния (σ_0) в децибелах (*рис. 1, 2*, см. с. 165). Участки отличаются морфологическими особенностями русла: в районе пос. Полдарса точки расставлены по длине излучины (7 точек), в районе д. Каликино — на прямолинейном участке (4 точки), в районе Великого

Устюга — от автомобильного моста до узла слияния рек Сухона и Юг (10 точек). Кроме того, изменение значений коэффициента обратного рассеяния проанализировано для продольного профиля (длиной 40 км) на участке от д. Мусино (р. Сухона) до д. Аристово (р. Малая Северная Двина).

Зима 2017/2018 гг.		Зима 2018/2019 гг.	
21.11.2017	13.02.2018	16.11.2018	20.02.2019
03.12.2017	25.02.2018	28.11.2018	04.03.2019
15.12.2017	09.03.2018	10.12.2018	16.03.2019
27.12.2017	21.03.2018	22.12.2018	28.03.2019
08.01.2018	02.04.2018	03.01.2019	09.04.2019
20.01.2018	14.04.2018	15.01.2019	21.04.2019
01.02.2018	26.04.2018	27.01.2019	

Радиолокационные изображения Sentinel-1, используемые в работе



Рис. 2. Расположение точек в пределах ключевых участков

Перед выполнением тематического анализа радиолокационные данные были предварительно подготовлены — проведён ряд процедур для радиометрической калибровки, подавления спекл-шума и устранения геометрических искажений. Предварительная обработка данных Sentinel-1 выполнялась в программном обеспечении (ПО) SNAP (https://step.esa.int/ main/toolboxes/snap/). В качестве фильтра для подавления спекл-шума использовался фильтр Lee с размером окна 5. Анализ пространственно-временных изменений отражённого сигнала на выбранных ключевых участках и по продольному профилю производился при помощи инструментов модуля Spatial Analyst в ПО ArcGIS. Для каждой точки всех ключевых участков рассчитывалось среднее значение коэффициента рассеяния в децибелах в пределах окна 5×5 пикселей (50×50 м).

В качестве наземных данных использовались: материалы наблюдений на четырёх гидрологических постах (пос. Полдарса, д. Каликино, г. Великий Устюг и д. Демьяново); данные о температуре воздуха и осадках на метеостанции Великий Устюг; материалы наземных обследований и ледомерных съёмок, проводившихся в периоды 25 января – 5 февраля и 18–22 апреля 2018 г. (см. *рис. 1*). В период полевых работ на основе ледомерной съёмки фиксировалось наличие полыней, высота торосов и их пространственное расположение, состояние снега на льду, наличие прослоек воды в снежно-ледяном покрове, при помощи ледомерной рейки (с точностью измерений 0,5 см) определялась высота снега, толщина льда и шуги подо льдом.

Результаты

На *рис. 3* приведены графики хода температуры и количества осадков (*X*, мм) в зимние периоды 2017/2018 и 2018/2019 гг. Рассматриваемые зимние сезоны существенно различались гидрометеорологическими условиями формирования ледяного покрова на реках. Осень 2017 г. характеризовалась относительно тёплой погодой, окончательный переход температуры воздуха к отрицательным значениям зафиксирован лишь 4 января 2018 г. Высокие уровни воды и затяжное установление ледостава (для отдельных участков — на 2 мес позже нормы) способствовали формированию осенних заторов и зажоров на участке д. Порог – пос. Полдарса и ниже д. Каликино. Уровни при установлении ледостава в нижнем течении р. Сухона превысили среднемноголетние значения на 1,5 м. Толщина льда к концу зимы на реке вне заторошенных участков не превышала 45–60 см. К первым числам апреля 2018 г. установились положительные температуры воздуха. На участке д. Порог – пос. Полдарса при вскрытии сформировался мощный затор, сохранявшийся с 20 по 25 апреля при высоких уровнях воды (Отчет..., 2018).



Рис. 3. Графики температуры и количества осадков для зимних сезонов 2017/2018 гг. (*a*) и 2018/2019 гг. (*б*)

Зима 2018/2019 гг. была относительно тёплая и многоснежная. Ко второй декаде ноября на всех ключевых участках сформировались забереги, начался шугоход. Установление ледостава в нижнем течении р. Сухона происходило позже нормы (в первых числах декабря) без формирования заторов и зажоров, за исключением участка в районе пос. Полдарса. Толщина льда к концу марта достигла 55–60 см. С 18 марта температуры воздуха перешли к положительным значениям, вскрытие р. Сухона наблюдалось 11–15 апреля и сопровождалось непродолжительными заторными остановками (http://vcgms.ru/).

Анализ состояния ледяного покрова по ключевым участкам

Данные РЛИ позволили получить более полную информацию о ледовой обстановке по длине ключевых участков. В зимний сезон 2017/2018 гг. на участке излучины в районе пос. Полдарса (*puc. 4*, см. с. 168) графики временного хода значений сигнала имеют одинаковый вид для всех семи точек. Первые признаки ледовых явлений отмечены на снимке от 21.11.2017. Из-за продолжительных оттепелей значения σ_0 возвращались к низким отметкам, но к концу января значения выросли до -5 дБ в VV-поляризации и до -12 дБ в VH-поляризации (*puc. 5*, см. с. 168). Согласно данным полевых обследований 29.01.2018, в районе пос. Полдарса (точка П4) зафиксирован ледостав с торосами высотой до 0,5 м. Ледяной покров состоял из снежного льда и смёрзшихся льдин на нижней поверхности, высота снега на льду — от 15 до 25 см.

В зимний сезон 2018/2019 гг. торосы сформировались к концу декабря от вершины излучины ниже по течению: для точек П1–П4 значения сигнала составили –15...–20 дБ в VV-поляризации и –24...–26 дБ в VH-поляризации в течение всей зимы, для точек П5–П7 отмечался резкий рост значений в начале декабря (см. *рис. 5*). К концу января по всем точкам, кроме П6, наблюдался выход воды на лёд, значения сигнала вернулись к минимальным отметкам.

В районе д. Каликино в зимний сезон 2017/2018 гг. до второй половины февраля, согласно данным РЛИ (*рис. 6*, см. с. 169) и наземным обследованиям, сохранялся участок, свободный ото льда (точка К4), для остальных точек ледяной покров сформировался к середине декабря (рост значений до -5 дБ в VV-поляризации и -12 дБ в VH-поляризации, *рис. 7a*, см. с. 169). В створе д. Каликино 29.01.2018 высота торосов достигала 1 м, что выше значений в районе пос. Полдарса. Высота снега на льду составила 23–30 см, на середине реки ледяной покров содержал многочисленные прослои воды. В марте сохранялась солнечная погода, поверхность торосов выровнялась, началось таяние снега на льду, что подтверждается данными РЛИ: значения сигнала в VH-поляризации оставались стабильно низкими с конца марта.

В зимний сезон 2018/2019 гг. ледяной покров в районе д. Каликино сформировался в начале декабря. Значения в VV-поляризации для разных точек практически совпали (см. *рис. 76*), что свидетельствует об однородности льда по своей структуре и физическим свойствам по длине ключевого участка. Из-за смачивания снежно-ледяного покрова с конца января изменения значений сигнала в VH-поляризации более выражены по длине участка и во времени.

На нижнем ключевом участке в районе Великого Устюга проанализирован временной ход значений отражённого сигнала для 10 точек, расположенных равномерно в городской черте, точки ВГ9 — в узле слияния рек Сухона и Юг, точки ВГ10 — на р. Малая Северная Двина. В 2017 г. формирование ледяного покрова зафиксировано на снимке в середине декабря (рост значений до -5...-10 дБ в VV-поляризации и до -13...-17 дБ в VH-поляризации, *рис. 8*, см. с. 170). Различие в значениях для разных точек (ВГ1–ВГ7) свидетельствует о пестроте характеристик льда, разной заторошенности и увлажнённости. Согласно полевым обследованиям, высота торосов в конце января в пределах участка уменьшалась к устью и составляла от 0,3 до 0,8 м. К началу февраля высота снега на льду достигала 0,5 м, под снегом наблюдалась вода на льду. Большую часть зимнего сезона 2017/2018 гг. в узле слияния рек Сухона и Юг сохранялась полынья (точки ВГ8–ВГ10). Значения отражённого сигнала для

этих точек в период существования полыньи соответствовали значениям сигнала для водной поверхности и составляли –20 дБ в VV-поляризации и –25...–27 дБ в VH-поляризации. Только к середине марта значения отражённого сигнала на участке полыньи выросли до –15...–17 дБ в VV-поляризации и до –22...–24 дБ в VH-поляризации (*puc. 9a*, см. с. 170).



Рис. 4. РЛИ на ключевые даты зимних сезонов 2017/2018 и 2018/2019 гг. для ключевого участка у пос. Полдарса (данные Sentinel-1, VH-поляризация)



Рис. 5. Значения коэффициента обратного рассеяния для ключевого участка в районе пос. Полдарса: a - 2017/2018 гг.; $\delta - 2018/2019$ гг.



Рис. 6. РЛИ на ключевые даты зимних сезонов 2017/2018 и 2018/2019 гг. для ключевого участка у д. Каликино (данные Sentinel-1, VH-поляризация)



Рис. 7. Значения коэффициента обратного рассеяния для ключевого участка в районе д. Каликино: *a* — 2017/2018 гг.; *б* — 2018/2019 гг.



Рис. 8. РЛИ на ключевые даты зимних сезонов 2017/2018 и 2018/2019 гг. для ключевого участка у г. Великий Устюг (данные Sentinel-1, VH-поляризация)



Рис. 9. Значения коэффициента обратного рассеяния для ключевого участка в районе г. Великий Устюг: *а* — 2017/2018 гг.; *б* — 2018/2019 гг.

В зимний сезон 2018/2019 гг. ледостав установился к началу декабря с сохранением полыньи в узле слияния рек (*puc. 96*). Как и для участка в районе д. Каликино, с конца января отмечается выход воды на лёд и смачивание снежно-ледяного покрова. Значения сигнала с 20.02.2019 до начала весеннего ледохода практически не менялись.

На *рис. 10а* и б приведены графики значения отражённого сигнала для двух зимних сезонов (2017/2018 и 2018/2019 гг.) по длине ключевого профиля для различных дней. Графики построены для четырёх дат каждого сезона. Совместный анализ профилей за разные даты показывает, что в целом характеристики ледяного покрова зимой 2018/2019 гг. довольно однородны по всему профилю: отсутствуют резкие «провалы» и «всплески» в значениях сигнала (см. *рис. 10а*). В зимний сезон 2017/2018 гг. (см. *рис. 10б*) по длине ключевого участка сохранялись три полыньи, на участке р. Северная Двина (25–40 км профиля) отмечались более низкие значения отражённого сигнала с резкими всплесками (торосы на фоне участков льда с высоким влагосодержанием).



Рис. 10. Значения коэффициента обратного рассеяния по ключевому профилю АА': *а* — 2017/2018 гг.; *б* — 2018/2019 гг.

Данные РЛИ позволили получить значения сигнала для различных характерных состояний поверхности воды, снега и льда в зимний период. В целом для речного льда характерны более высокие значения отражённого сигнала в согласованной поляризации (в данном случае вертикально-вертикальной) в отличие от значений в кросс-поляризации (в данном случае вертикально-горизонтальной). Временной ход значений отражённого сигнала в течение всего зимнего сезона в обеих поляризациях имел схожую форму. Для поверхности открытой воды значения коэффициента обратного рассеяния σ_0 в согласованной поляризации (VV) составили –20...–25 дБ и –24...–27 дБ — в кросс-поляризации (VH). Такие значения сигнала схожи со значениями, которые приведены в работах других авторов (Chu, Lindenschmidt, 2016; Los et al., 2016).

С появлением плавучего льда водная поверхность на РЛИ светлеет, значение сигнала растёт. Шероховатость ледяного покрова при замерзании определяется гидрометеорологическими условиями осени. При низких расходах воды и невысоких скоростях течения (<0,2 м/с) ледообразование происходит преимущественно в поверхностном слое, формируется ровный ледяной покров в результате смыкания заберегов. При этом значения сигнала в обеих поляризациях схожи со значениями, характерными для открытой воды. При скоростях течения более 0,4 м/с интенсивное перемешивание воды способствует ледообразованию по всей толще потока, образуется внутриводный лёд, замерзание сопровождается шугоходом и ледоходом (Донченко, 1987). При высоких скоростях течения формирование сплошного ледяного покрова сопровождается подныриванием льдин под кромку ледяной перемычки и торошением (Чижов, 1990). Заторошенные участки хорошо идентифицируются в начале периода ледостава, значения коэффициента обратного рассеяния для таких участков составили -6...-9 дБ в VV-поляризации и -12...-15 дБ в VH-поляризации.

В зимний период наиболее заметные изменения структуры ледяного покрова на реках исследуемой территории наблюдаются при образовании снежного льда. После мощных снегопадов нередко происходит перегрузка ледяного покрова снегом и выход воды по трещинам на поверхность льда. В морозные зимы снежный покров, пропитанный водой, промерзает. В тёплые зимы прослойки воды могут сохраняться до весны. После повторных снегопадов возможно формирование многослойной структуры, состоящей изо льда, снега и воды (Чижов, 1990). При формировании снежного льда значения σ_0 достигали –10...–13 дБ в согласованной поляризации и –15...–18 дБ в кросс-поляризации. В марте – апреле на р. Сухона начинается подготовка ледяного покрова к вскрытию, которая сопровождается выравниванием заторошенных поверхностей льда и таянием снега на ледяном покрове. Значения коэффициента обратного рассеяния в этот период возвращаются к минимальным отметкам.

Заключение

Данные радиолокационных снимков высокого разрешения позволяют осуществлять мониторинг формирования ледяного покрова рек вне зависимости от освещённости и облачности, получать информацию о ледовой обстановке в пределах труднодоступных участков рек, отслеживать трансформацию поверхности снежно-ледяного покрова в течение зимнего сезона. Полученные значения коэффициента обратного рассеяния (σ_0) в децибелах по ключевым участкам и продольному профилю позволили проанализировать пространственно-временную изменчивость характеристик ледяного покрова за два зимних сезона, выделить диапазоны изменения сигнала для характерных ледовых состояний. В целом для речного льда временной ход значений σ_0 в VV- и VH-поляризации имел схожую форму, при этом значения в согласованной поляризации были выше значений в кросс-поляризации.

В случае торошения ледяного покрова при его установлении участки с ледоставом довольно однозначно идентифицировались на РЛИ по высоким значениям коэффициента обратного рассеяния (-6...-9 дБ в VV-поляризации и -12...-15 дБ в VH-поляризации). При формировании тонкого гладкого льда из-за близких значений сигнала для гладкой ледяной поверхности и открытой поверхности воды возможны ошибки при выделении кромки ледяного покрова. Для рек исследуемой территории в зимний период наблюдается выход воды на лёд и образование снежного льда. Подобные изменения структуры снежно-ледяного покрова приводят к изменениям отражённого сигнала: до -10...-13 дБ в согласованной поляризации и —15...—18 дБ в кросс-поляризации. Использование графиков значений отражённого сигнала по продольным профилям за разные сроки позволяет получать необходимую информацию о динамике состояния ледяного покрова. Участки распространения полыней и торосов выделяются резкими «провалами» и «всплесками» в значениях сигнала.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-60021-Арктика).

Литература

- 1. *Агафонова С.А.*, *Фролова Н.Л.* Особенности ледового режима рек бассейна Северной Двины // Водные ресурсы. 2006. Т. 33. № 6. С. 1–9.
- 2. *Агафонова С.А., Василенко А. Н., Фролова Н. Л.* Факторы образования ледовых заторов на реках бассейна Северной Двины в современных условиях // Вестн. Московского ун-та. Сер. 5. «География». 2016. № 2. С. 82–90.
- Агафонова С.А., Михайлюкова П.Г., Фролова Н.Л. Мониторинг ледовой обстановки на реках в районе г. Великий Устюг с использованием радиолокационных и оптических снимков // Тр. 2-й Всероссийской конф. «Гидрометеорология и экология: достижения и перспективы развития». Санкт-Петербург, 2018. С. 37–40.
- 4. *Алексеевский Н. И.*, *Фролова Н. Л.*, *Христофоров А. В.* Мониторинг гидрологических процессов и повышение безопасности водопользования. М.: Географический факультет МГУ, 2011. 367 с.
- 5. Донченко Р. В. Ледовый режим рек СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1987.
- 6. Ильина Л.Л., Грахов А. Н. Реки Севера. Л.: Гидрометеоиздат, 1987. 127 с.
- Отчет о прохождении половодья и паводков по зоне деятельности Двинско-Печорского БВУ в 2018 году. Архангельск, 2018. 97 с. URL: http://www.dpbvu.ru/images/docs/pavodok/pavodok_2018. pdf (дата обращения 31.10.2019).
- 8. *Чижов А. Н.* Формирование ледяного покрова и пространственное распределение его толщины. Л.: Гидрометеоиздат, 1990. 128 с.
- 9. *Chu T., Lindenschmidt K.* Integration of space-borne and air-borne data in monitoring river ice processes in the Slave River, Canada // Remote Sensing of Environment. 2016. V. 181. P. 65–81.
- 10. *Gauthier Y., Weber F., Savary S., Jasek M., Paquet L.-M., Bernier M.* A combined classification scheme to characterise river ice from SAR data // EARSeL eProceedings. 2006. No. 5. P. 77–88.
- 11. *Gauthier Y., Hardy S., Gutiérrez C., Padel A., Gaudreau J., Poulin J., Jasek M., Bernier M., Gomez H., Roth A.* IceFRONT: Integration of radar and optical images for operational river freeze-up monitoring // Proc. 18th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers. Quebec, Canada, 2015. 7 p.
- 12. *Jasek M., Weber F.* Ice thickness and roughness analysis on the Peace River using Radarsat-1 SAR imagery // Proc. 12th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers. Edmonton, Canada, 2003. 19 p.
- 13. *Li Zh.*, *Lindenschmidt K*. Coherence of Radarsat-2, Sentinel-1 and ALOS-1 PALSAR for monitoring spatiotemporal variations of river ice covers // Canadian J. Remote Sensing. 2018. V. 44. No. 1. P. 11–25.
- 14. *Lindenschmidt K., Li Zh.* Radar scatter decomposition to differentiate between running ice accumulations and intact ice covers long rivers // Remote Sensing. 2019. V. 11. P. 307–321.
- Los H., Osinska-Skotak K., Pluto-Kossakowska J., Bernier M., Gauthier Y., Jasek M., Roth A. Comprasion of C-band and X-band polarimetric SAR data for river ice classification on the Peace river // Intern. Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Sparial Information Science. Prague, 2016. V. XLI-B7. P. 543–548.
- 16. Unterschultz K. D., Sanden J., Hicks F. E. Potential of RADARSAT-1 for the monitoring of river ice: Results of a case study on the Athabasca River at Fort McMurray, Canada // Cold Regions Science and Technology. 2009. V. 55. Iss. 2. P. 238–248.
- Zhang F., Li Zh., Lindenschmidt K. Potential of Radarsat-2 to improve ice thickness calculations in remote, poorly accessible areas: a case study on the Slave River, Canada // Canadian J. Remote Sensing. 2019. V. 45. P. 234–245.

Analysis of ice situation on the Sukhona River (near the town of Veliky Ustyug) based on SAR imagery

P.G. Mikhaylyukova, S.A. Agafonova, N.L. Frolova

Lomonosov Moscow State University, Moscow 119991, Russia E-mail: p.mikhaylyukova@geogr.msu.ru

The paper discusses the conditions for the formation of ice cover on the Sukhona River near the town of Veliky Ustyug on the site of annual formation of powerful ice jams. Based on Sentinel-1B radar data, the ice situation was analyzed for two winter seasons, 2017/2018 and 2018/2019, which were found to differ significantly in the hydrometeorological conditions of ice cover formation. The graphs constructed for the three key sites (the village of Poldarsa, Kalikino and Veliky Ustyug town) displaying the time course of the reflected radar signal allowed us to identify the characteristic stages of the riverbed. A series of longitudinal profiles with a length of 40 km served as the basis for analyzing the spatial and temporal variability of the ice cover on the Sukhona River during the winter seasons. Field work carried out in the study area in 2018 allowed assessing the determination accuracy of the state of the ice cover on the Sukhona River based on radar data. The results revealed that the ice cover in the 2018/2019 winter season was more homogeneous than that of the 2017/2018 winter season. We show that radar data are valuable for monitoring the state of the river ice cover to assess the likelihood of flooding of the surrounding area during spring break.

Keywords: river ice, Sukhona, Veliky Ustyug, SAR imagery, Sentinel-1

Accepted: 29.01.2020 DOI: 10.21046/2070-7401-2020-17-2-162-175

References

- 1. Agafonova S.A., Frolova N.L., Osobennosti ledovogo rezhima rek basseina Severnoi Dviny (Features of the ice regime of the rivers of the Northern Dvina basin), *Vodnye resursy*, 2006, Vol. 33, No. 6, pp. 1–9.
- 2. Agafonova S.A., Vasilenko A.N., Frolova N.L., Faktory obrazovaniya ledovykh zatorov na rekakh basseina Severnoi Dviny v sovremennykh usloviyakh (Factors of formation of ice jams on the rivers of the Northern Dvina basin in modern conditions), *Vestnik Moskovskogo universiteta. Ser. 5: Geografiya*, 2016, No. 2, pp. 82–90.
- 3. Agafonova S.A., Mikhailyukova P.G., Frolova N.L., Monitoring ledovoi obstanovki na rekakh v raione g. Velikii Ustyug s ispol'zovaniem radiolokatsionnykh i opticheskikh snimkov (Monitoring of ice conditions on rivers near Veliky Ustyug using radar and optical images), *Trudy 2nd Vserossiiskoi konferentsii Gidrometeorologiya i ekologiya: dostizheniya i perspektivy razvitiya*, Saint Petersburg, 2018, pp. 37–40.
- 4. Alekseevskii N.I., Frolova N.L., Khristoforov A.V., *Monitoring gidrologicheskikh protsessov i povyshenie bezopasnosti vodopol'zovaniya* (Monitoring of hydrological processes and improvement of water use safety), Moscow: Geograficheskii fakul'tet MGU, 2011, 367 p.
- 5. Donchenko R.V., *Ledovyi rezhim rek SSSR* (Ice regime of the USSR rivers), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987.
- 6. Il'ina L. L., Grakhov A. N., Reki Severa (Rivers of the North), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1987, 127 p.
- Otchet o prokhozhdenii polovod'ya i pavodkov po zone deyatel'nosti Dvinsko-Pechorskogo BVU v 2018 godu (Report on the passage of high water and floods in the zone of activity of Dvino-Pechora BVU in 2018), Arkhangelsk, 2018, 97 p., available at: http://www.dpbvu.ru/images/docs/pavodok/pavodok_2018.pdf (accessed 31.10.2019).
- 8. Chizhov A. N., *Formirovanie ledyanogo pokrova i prostranstvennoe raspredelenie ego tolshchiny* (The formation of an ice cover and the spatial distribution of its thickness), Leningrad: Gidrometeoizdat, 1990, 128 p.
- 9. Chu T., Lindenschmidt K., Integration of space-borne and air-borne data in monitoring river ice processes in the Slave River, Canada, *Remote Sensing of Environment*, 2016, Vol. 181, pp. 65–81.
- 10. Gauthier Y., Weber F., Savary S., Jasek M., Paquet L.-M., Bernier M., A combined classification scheme to characterise river ice from SAR data, *EARSeL eProceedings*, 2006, No. 5, pp. 77–88.
- Gauthier Y., Hardy S., Gutiérrez C., Padel A., Gaudreau J., Poulin J., Jasek M., Bernier M., Gomez H., Roth A., IceFRONT: Integration of radar and optical images for operational river freeze-up monitoring, *Proc. 18th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers*, Quebec, Canada, 2015, 7 p.

- 12. Jasek M., Weber F., Ice thickness and roughness analysis on the Peace River using Radarsat-1 SAR imagery, *Proc. 12th Workshop on the Hydraulics of Ice Covered Rivers*, Edmonton, Canada, 2003, 19 p.
- 13. Li Zh., Lindenschmidt K., Coherence of Radarsat-2, Sentinel-1 and ALOS-1 PALSAR for monitoring spatiotemporal variations of river ice covers, *Canadian J. Remote Sensing*, 2018, Vol. 44, No. 1, pp. 11–25.
- 14. Lindenschmidt K., Li Zh., Radar scatter decomposition to differentiate between running ice accumulations and intact ice covers long rivers, *Remote Sensing*, 2019, Vol. 11, pp. 307–321.
- Los H., Osinska-Skotak K., Pluto-Kossakowska J., Bernier M., Gauthier Y., Jasek M., Roth A., Comprasion of C-band and X-band polarimetric SAR data for river ice classification on the Peace river, *Intern. Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Sparial Information Science*, Prague, 2016, Vol. XLI-B7, pp. 543–548.
- 16. Unterschultz K. D., Sanden J., Hicks F. E., Potential of RADARSAT-1 for the monitoring of river ice: Results of a case study on the Athabasca River at Fort McMurray, Canada, *Cold Regions Science and Technology*, 2009, Vol. 55, Issue 2, pp. 238–248.
- 17. Zhang F., Li Zh., Lindenschmidt K., Potential of Radarsat-2 to improve ice thickness calculations in remote, poorly accessible areas: a case study on the Slave River, Canada, *Canadian J. Remote Sensing*, 2019, Vol. 45, pp. 234–245.