

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ  
В РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОЛОГИИ СУШИ

УДК 556.124.2

МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ ХАРАКТЕРИСТИК РЕЖИМА  
ФОРМИРОВАНИЯ СНЕЖНОГО ПОКРОВА  
НА ТЕРРИТОРИИ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
1. ПОЛЕВЫЕ УЧАСТКИ ЕТР В ИСТОРИЧЕСКИЙ ПЕРИОД<sup>1</sup>

© 2023 г. Е. М. Гусев<sup>a, \*</sup>, О. Н. Насонова<sup>a</sup>, Е. Э. Ковалев<sup>a</sup>, Е. А. Шурхно<sup>a</sup>

<sup>a</sup>Институт водных проблем РАН, Москва, 119333 Россия

\*e-mail: sowaso@yandex.ru

Поступила в редакцию 05.10.2022 г.

После доработки 07.02.2023 г.

Принята к публикации 07.02.2023 г.

Проведена проверка методики расчетов различных характеристик формирования снежного покрова, основанной на использовании модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP, для полевых участков Европейской территории России для исторического периода (1967–2019 гг.). Сопоставление результатов моделирования с соответствующими данными наблюдений продемонстрировало хорошее качество воспроизведения снеготаяния на указанных объектах. Проведен анализ изменения климатических значений характеристик формирования снежного покрова на протяжении исторического периода, что позволило выявить тенденции изменения этих характеристик для полевых участках в течение рассмотренного периода.

*Ключевые слова:* снеготаяния, период залегания снежного покрова, модель взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP, проект ESM-SnowMIP.

DOI: 10.31857/S0321059623040107, EDN: QJRBYT

## ВВЕДЕНИЕ

Снег – важнейший компонент криосферы. Благодаря своим особым физическим свойствам (в первую очередь высокому альбедо и, как правило, низкой теплопроводности) он играет существенную роль в формировании климата и гидрологического цикла планеты. Наличие снега увеличивает поверхностное альбедо Земли, тем самым охлаждая планету в целом и особенно в средних и высоких широтах Северного полушария. Высокое альбедо снега определяет также положительную обратную связь изменения снеготаяния с климатическими изменениями, усиливая последние [17, 43]. Снежный покров осуществляет долговременную регуляцию составляющих водного баланса в средних и высоких широтах Северного полушария, являясь своеобразным буфером, накапливающим атмосферные осадки зимой и теряющим их в процессе весеннего снеготаяния [7, 33].

От толщины снежного покрова зависят степень промерзания сезонно-промерзающих почв, их инфильтрационные свойства, а значит и разделение поступающих на их поверхность в период весеннего снеготаяния талых вод и осадков между поверхностным стоком и почвенными влагозапасами.

Изменения мощности снежного покрова и его сезонного хода влияют на климат, водные ресурсы (в частности, на речной сток) и, соответственно, на условия жизни человека. Наблюдаемые и моделируемые глобальные и региональные (преимущественно в Северном полушарии) тренды продолжительности залегания снежного покрова и его площади в последние десятилетия почти неизменно отрицательны [35, 36] (за исключением высоких северных широт [22, 40, 44]) и связаны с тенденцией глобального потепления на планете [21, 26].

Поскольку в силу происходящих климатических изменений характеристики снежного покрова в Арктике – одни из наиболее быстро меняющихся геофизических характеристик, в [22] отмечается, что крайне важно инвестировать время и ресурсы человечества на поиск, объединение и систематизацию различных типов информации о

<sup>1</sup> Работа выполнена в рамках Государственного задания ИВП РАН (тема FMWZ-2022-0001 “Исследования процессов гидрологического цикла суши и формирования водных ресурсов, геофизических процессов в водных объектах и их бассейнах, формирования экстремальных гидрологических явлений и динамики гидрологических систем с учетом изменяющихся климатических условий и антропогенных факторов”).

происходящих и ожидаемых изменениях этого элемента криосферы. Встречающиеся в литературе результаты модельных расчетов изменений характеристик снежного покрова в целом соответствуют данным последних наблюдений за ними [18, 35, 41], но вопрос — каковы количественные показатели указанных тенденций в будущем — крайне актуален. В ряде отчетов об изменениях окружающей среды в Арктическом регионе снежный покров признан одним из самых критичных факторов влияния на эти изменения [15, 16]. Ожидается, что в XXI в. изменения природных условий данного региона будут все более драматичными [30, 49] и имеющими сложную пространственно-временную картину [21, 31, 42].

В наибольшей степени сказанное имеет значение для такой холодной и “снежной” страны, как Россия. Еще более 100 лет назад выдающийся русский климатолог и географ А.И. Воейков [2] отмечал, что нигде влияние снежного покрова так не велико, как в России, так как нигде нет равнины настолько обширной, отдаленной от морей и покрытой снегом зимой. Среднегодовая температура в России отрицательная ( $-5.5^{\circ}\text{C}$ ), а в Канаде, с которой часто сравнивают Россию, — на  $1.1^{\circ}\text{C}$  выше ( $-4.4^{\circ}\text{C}$ ) [12]. На климат Канады влияют теплые воды Тихого океана, откуда приходят теплые циклоны; к тому же протяженность ее не столь велика. Именно по этим причинам в Северной Америке нет такого резко континентального климата, как в России, усугубляющего воздействие на ее территорию сильных морозов. В результате в России самая большая площадь многолетней мерзлоты, занимающей 60–70% территории.

В то же время Арктическая часть России становится все более важным стратегическим регионом страны как для обеспечения ее геополитических и геоэкономических позиций в мире, так и для ее внутреннего развития [1]. К первому стратегически важному фактору относятся огромные сырьевые запасы в этом регионе, которые, ввиду суровых климатических условий к северу от полярного круга, остаются пока слабо изученными и мало освоенными. Вторым значимым фактором — перспектива развития инфраструктуры. Реки северного склона РФ впадают в моря Северного Ледовитого океана, по которому проходит Северный морской путь — единственный экономически целесообразный вариант обеспечения значительной (не менее трети) части территории РФ при современном уровне развития техники. И, наконец, третий важный фактор — необходимость развития инфраструктуры северного побережья Евразии, создающей фундамент для формирования постоянных мест базирования российских вооруженных сил и пограничной службы для обеспечения охраны границ и общей безопасности России.

В силу сказанного все упомянутые выше вопросы динамики такого элемента криосферы, как снежный покров, приобретают для территории РФ, особенно ее пан-арктической части, все большее значение и требуют изучения и развития методов прогнозирования этой динамики в условиях изменяющегося климата. Поэтому стратегическая цель настоящей работы связана с прогнозированием характеристик снежного покрова на территории России до конца XXI в.

Настоящая статья — первая в планируемой серии публикаций, связанных с различными аспектами проблемы динамики снежного покрова на территории РФ, посвящена выбору и проверке методики расчетов различных характеристик формирования снежного покрова, ее апробации на полевых участках Европейской территории России (ЕТР) для исторического периода (1967–2019 гг.) и по возможности анализу изменения климатических (осредненных за длительный период времени — 20–30 лет) значений указанных характеристик на протяжении этого периода.

## СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ И МЕТОДЫ ЕЕ РЕШЕНИЯ

Вопросы формирования снежного покрова на территории России рассматриваются в целом ряде работ. Большая их часть посвящена диагностике современного состояния снежного покрова России или его динамике за прошедшие 10–30 лет на основе использования относительно простых модельных методов, анализа данных натуральных наблюдений, методов дистанционного зондирования [11, 13, 14, 20, 31, 32, 37]. Указанные методы, фиксирующие современную ситуацию и ее текущие изменения, не позволяют решить стратегические задачи долговременного прогнозирования динамики снежного покрова.

Для долгосрочных прогнозов динамики различных характеристик снежного покрова в большинстве случаев используются глобальные климатические модели (Ocean-Atmosphere Global Climate Models — OAGCMs) или региональные климатические модели (Regional Climate Models — RCMs), опирающиеся при этом на вероятностные сценарии изменения климата, землепользования и других факторов окружающей среды [18, 22, 31, 34, 35, 44]. Однако если точность расчета атмосферных характеристик (температуры воздуха, скорости ветра, осадков и т. д.) на современном этапе развития климатических моделей более или менее приемлема, то характеристики теплового и водного режима подстилающей поверхности суши (в том числе и снежного покрова) пока еще вычисляются со значительной погрешностью. Одна из причин такой ситуации связана с недостаточными качеством и детальностью парамет-

ризаций подстилающей поверхности суши в климатических моделях.

Способом преодоления указанного недостатка стала комбинация технологий вычисления прогнозируемых атмосферных характеристик (корректируемых в ходе так называемого пост-процессинга) на основе OAGCMs или RCMs с расчетами теплового и водного режима объектов подстилающей поверхности суши (включающих и снежный покров) с использованием гидрологических моделей со “снежным” блоком HMs, моделей взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой LSMs и моделей формирования снежного покрова (“снежных” моделей) SnowMs. При этом метеорологические характеристики, рассчитанные климатическими моделями, служат входной информацией для HMs, LSMs и SnowMs, большая детализация и лучшая физическая обоснованность которых обуславливают повышение качества прогностических расчетов.

Таким образом, качество расчетов и прогнозов характеристик снежного покрова в значительной мере определяется качеством описания динамики формирования снежного покрова в указанных моделях. В связи с этим повышаются требования к “снежным” моделям или блокам, а развитие и систематизация знаний о процессах формирования снежного покрова представляют собой одну из ключевых проблем в области наук о Земле, требующую дальнейшего развития [27]. Неудивительно, что в 2013 г. по инициативе руководителя Всемирной программы исследований климата (ВПИК) был организован международный проект “The Earth System Models – Snow Models Intercomparison Project” (ESM-SnowMIP) в рамках “Grand Challenge Melting Ice & Global Consequences”. Проект призван обеспечить прогресс в понимании процессов, связанных с формированием снежного покрова, и систематизировать полученные знания для использования их в глобальных и региональных климатических и гидрологических моделях в контексте происходящих глобальных изменений.

Участвующие в проекте ESM-SnowMIP 26 наиболее известных в мире модельных блоков [7, 36, 38], которые описывают формирование снежного покрова и включены в различные гидрологические и климатические модели, имеют разную степень сложности – от очень простых однослойных моделей снежного покрова с заданными физическими свойствами снега до более сложных многослойных моделей, воспроизводящих такие процессы, как уплотнение снежного покрова, перенос жидкой воды в нем, фазовые переходы воды в снег, перехват твердых осадков растительностью с последующей их трансформацией и т. д. В число указанных 26 “снежных” моделей проекта ESM-SnowMIP входила также и разработанная автора-

ми настоящей статьи LSM-модель (Soil Water–Atmosphere–Plants) SWAP. Конкретными объектами, на которых осуществлялась проверка качества воспроизведения разными моделями многолетней динамики характеристик снежного покрова, послужили десять экспериментальных площадок, предназначенных для многолетнего наблюдения за динамикой снежного покрова в различных районах земного шара (на территории США, Канады, Швейцарии, Франции, Финляндии и Японии) [7, 36, 38]. Места расположения площадок различались природными условиями: климатом (бореальный, морской, арктический, альпийский), типом почв, высотой над уровнем моря, поверхностным покровом.

Отметим один результат, полученный в рамках ESM-SnowMIP, и особенно важный для достижения стратегической цели, обозначенной выше в настоящей работе. Как отмечено в [36], лучшими моделями, у которых значения основного критерия качества модельных расчетов (представляющего собой нормированную среднеквадратическую ошибку расчета снегозапасов SWE, равную отношению среднеквадратической ошибки смоделированных SWE к стандартному отклонению измеренных SWE) получились <1 для всех экспериментальных участков, оказались три модели из 26: “снежная” модель Crocus [48], LSM HTESSEL [28] и SWAP [4]. Следует отметить, что указанные три модели имеют разную степень сложности. Это свидетельствует о том, что, во-первых, увеличение сложности модели не гарантирует повышения качества модельных расчетов [36]; во-вторых, модель SWAP – одна из лучших по качеству воспроизведения динамики характеристик снежного покрова в различных районах земного шара и может быть использована для решения задачи долгосрочного прогнозирования характеристик снежного покрова на территории России.

Однако, поскольку эффективность модели SWAP была оценена для объектов суши, находящихся за пределами РФ, необходимо провести оценку ее эффективности для объектов, расположенных на территории России, тем более что таких объектов (в отличие от других стран мира) очень много. Это станции и посты гидрометеорологической сети систематических наблюдений за снежным покровом. На этих объектах имеются также данные наблюдений за стандартными метеорологическими характеристиками, необходимыми для оценки качества моделирования снежного покрова с помощью SWAP.

Указанные данные позволяют решить поставленную в настоящей статье основную тактическую задачу – оценить возможность и качество воспроизведения моделью SWAP различных характеристик снежного покрова на территории России, а также попутно исследовать динамику

его формирования за последние несколько десятилетий. В настоящей статье представлена, как отмечено выше, часть проделанной авторами работы, связанная с моделированием формирования снежного покрова на полевых участках ЕТР. Полученные результаты позволили решить и дополнительную задачу – ориентировочно оценить изменения динамики формирования снежного покрова на полевых объектах ЕТР за несколько последних десятилетий. В последующих публикациях планируется осветить более широкий круг задач, необходимых для достижения вышеуказанной общей стратегической цели.

### МОДЕЛЬ SWAP

Модель взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP [4] разработана в Институте водных проблем РАН. В ее основу положено физико-математическое описание процессов тепло- и влагообмена, происходящих в системе грунтовые воды–почва–растительный/снежный покров–приземный слой атмосферы. Модель позволяет рассчитывать составляющие водного и теплового баланса, различные характеристики гидрологического режима наземных экосистем и речных бассейнов, имеющих разные пространственные масштабы и находящихся в различных природных условиях. Выходные переменные модели (которых может быть до нескольких десятков) – значения различных составляющих водного и теплового балансов, а также показатели динамики водного и теплового режимов рассматриваемой системы. В настоящей работе рассмотрена динамика характеристик снежного покрова: снеготолщины, высоты и плотности снега.

Блок воспроизведения динамики указанных характеристик снежного покрова в модели SWAP представляет собой подмодель, отличительные особенности которой – ее простота в сочетании с достаточной физической обоснованностью и рациональностью с точки зрения используемых модельных средств [7]. При этом рациональность обусловлена применением преимущественно аналитических методов решения систем уравнений (в то время как в большинстве существующих моделей используются численные методы) и стремлением к сокращению, по возможности, числа параметров модели. “Снежный” блок модели SWAP описывает формирование снеготолщины на подстилающей поверхности суши как для случая низкой растительности (полевые участки) [6], которая в зимнее время находится под снегом, так и для высокой растительности (лесные участки), когда снежный покров формируется под пологом леса [5]. Исследование качества воспроизведения моделью SWAP характеристик снежного покрова для различных районов земного шара многократ-

но проводилось в связи с участием авторов модели в ряде международных проектов [19, 36, 38, 45, 47] и показало хорошие результаты. Тем не менее, как отмечено выше, для большей уверенности в возможности использования SWAP для достижения поставленных стратегических целей работы требуется широкая проверка работоспособности модели на всей ЕТР.

### ИССЛЕДУЕМЫЕ ОБЪЕКТЫ И ИХ ИНФОРМАЦИОННОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ

Поскольку основная задача данного исследования – оценка эффективности модели SWAP в отношении воспроизведения динамики характеристик снежного покрова на полевых участках ЕТР, то первым этапом работы стала подготовка информационного обеспечения, необходимого как для проведения модельных расчетов для указанной территории, так и для проверки результатов моделирования по данным наблюдений за состоянием снежного покрова. Необходимое информационное обеспечение включает в себя следующую метеорологическую информацию: температуру и влажность воздуха, интенсивность приходящих потоков длинноволновой и коротковолновой радиации, атмосферные осадки, скорость ветра и атмосферное давление. Указанные характеристики, за исключением радиации, были взяты из базы данных наблюдений ВНИИГМИ-МЦД [3] за период 1966–2019 гг. для 68 снеготолщинных станций, расположенных на ЕТР (рис. 1).

Трехчасовые значения приходящей длинноволновой и коротковолновой радиации рассчитывались с использованием данных стандартных метеорологических наблюдений по методике, изложенной в [8]. Расчеты коротковолновой (солнечной) радиации при безоблачном небе проводились с использованием информации о географической широте места, солнечном склонении и среднемноголетних месячных значениях коэффициента прозрачности атмосферы. Для расчета значений приходящей длинноволновой радиации при ясном небе использовались данные срочных наблюдений за атмосферным давлением, температурой и влажностью воздуха на 2 м. Далее полученные значения коротковолновой и длинноволновой радиации корректировались с учетом данных срочных наблюдений за общей облачностью.

Кроме того, для информационного обеспечения модели требуются значения параметров почвы и растительного покрова. Поскольку детальные описания маршрутов снеготолщин отсутствовали, подготовка параметров подстилающей поверхности осуществлялась с использованием экосистемной глобальной базы данных ECOCLIMAP, разработанной Национальным Центром Метеорологических Исследований CNRM/GAME (Метео-Франс, Тулуза, Франция) [23], и с учетом того,

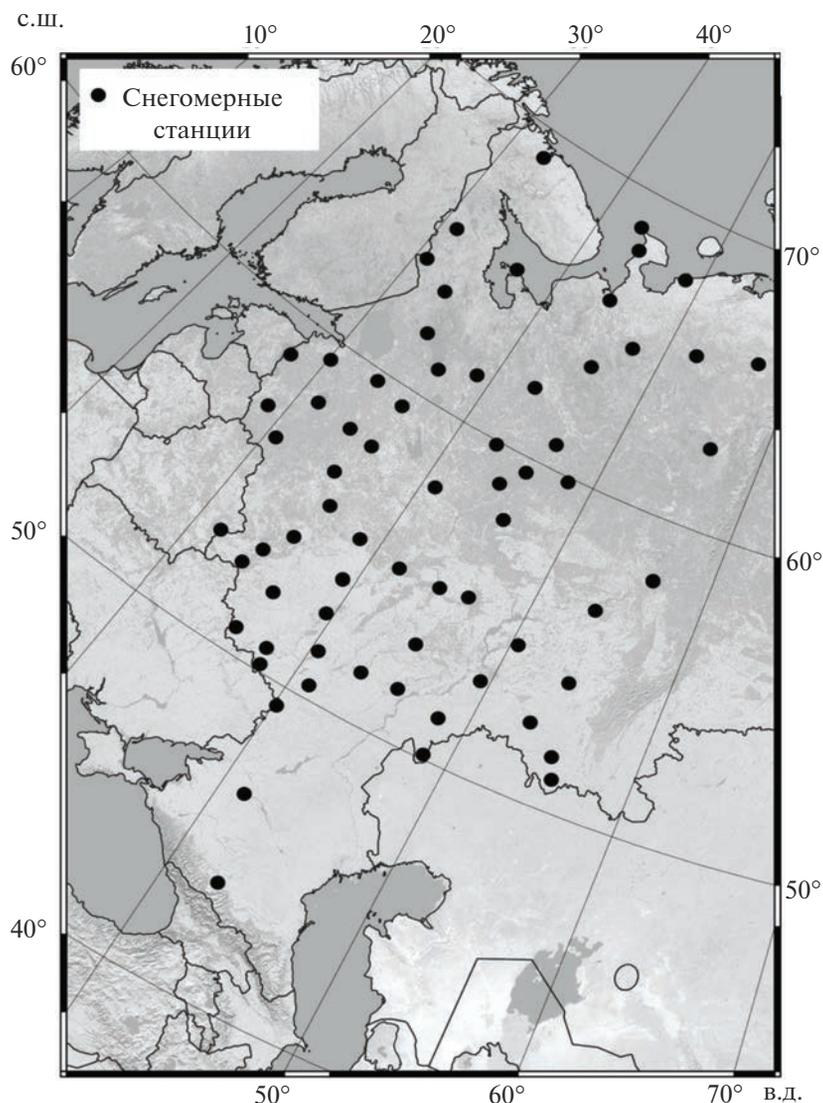


Рис. 1. Расположение снегомерных станций на ЕТР, данные наблюдений которых использованы в работе.

что расчеты будут проводиться для травянистых полевых участков, которые в холодный период года находятся под снегом. Из ESOCLIMAP были взяты альbedo растительности, доля зеленых листьев, относительная площадь листьев (LAI), толщина корнеобитаемого слоя почвы и почвенной колонки, данные о механическом составе почвы (CLAY и SAND). При этом данные о размерах почвенной колонки и толщине корнеобитаемого слоя корректировались по методике, изложенной в [9]. Данные о мехсоставе использовались для расчета гидрофизических параметров почвы (таких как пористость, наименьшая влагоемкость, влажность завядания, коэффициент фильтрации, а также потенциал почвенной влаги при насыщении и В-параметр, идентифицирую-

щие почву на основе связи ее капиллярно-сорбционного потенциала с влажностью в рамках модели Клэппа–Хорнбергера [24]) на основе уравнений, приведенных в [25]. Оценка остальных необходимых для расчетов параметров осуществлялась на основе многолетнего опыта работы авторов с моделью SWAP [4].

Для проверки результатов моделирования использовались данные измерений снегозапасов SWE, высоты снежного покрова  $h_{sn}$  и его плотности  $\rho_{sn}$ . Значения указанных характеристик, полученные для полевых участков при проведении маршрутных снегосъемок, взяты также из базы данных ВНИИГМИ-МЦД для того же периода и тех же снегомерных станций, для которых получены метеорологические данные.

## РАСЧЕТЫ ДИНАМИКИ ХАРАКТЕРИСТИК СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ПОЛЕВЫХ УЧАСТКАХ ЕТР

Подготовленное информационное обеспечение позволило провести расчеты динамики различных характеристик снежного покрова с трехчасовым временным шагом для полевых участков, расположенных в районах выбранных снегомерных станций, для периода 1966–2019 гг. Метеорологические данные при этом служили источником информации для задания верхнего граничного условия в задаче формирования водно-теплого режима в системе почва–растительный/снежный покров–приземный слой атмосферы. В отсутствие начальных условий задачи использовался метод “раскрутки” (“spin-up”) модели. Процесс раскрутки применяется в LSM-моделях для создания разумного начального состояния рассматриваемой системы. В данном случае раскрутка осуществлялась на метеорологических характеристиках за 1966 г., поэтому сопоставление модельных расчетов с результатами наблюдений (первая задача) и последующий анализ изменений климатических значений характеристик снежного покрова (вторая задача) проводились для периода 1967–2019 гг.

При решении последней задачи, в отличие от [11, 13], использовались именно модельные результаты, поскольку оценка ряда характеристик (максимальных снегозапасов, продолжительности устойчивого залегания снежного покрова, даты его схода и т. д.) по данным наблюдений весьма неточна, так как наблюдения, как правило, осуществляются с декадным временным шагом. При этом общий расчетный период 1967–2019 гг. делился на две части: ранний (базовый)  $T_1$  (1967–1992 гг.) и поздний  $T_2$  (1993–2019 гг.). Рассчитанные характеристики снежного покрова были усреднены по годам для каждого из указанных периодов (т. е. для каждого периода получены климатические значения этих характеристик), что дало возможность провести анализ их изменений в рамках всего исторического периода.

## РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

### *Сопоставление модельных расчетов с данными наблюдений*

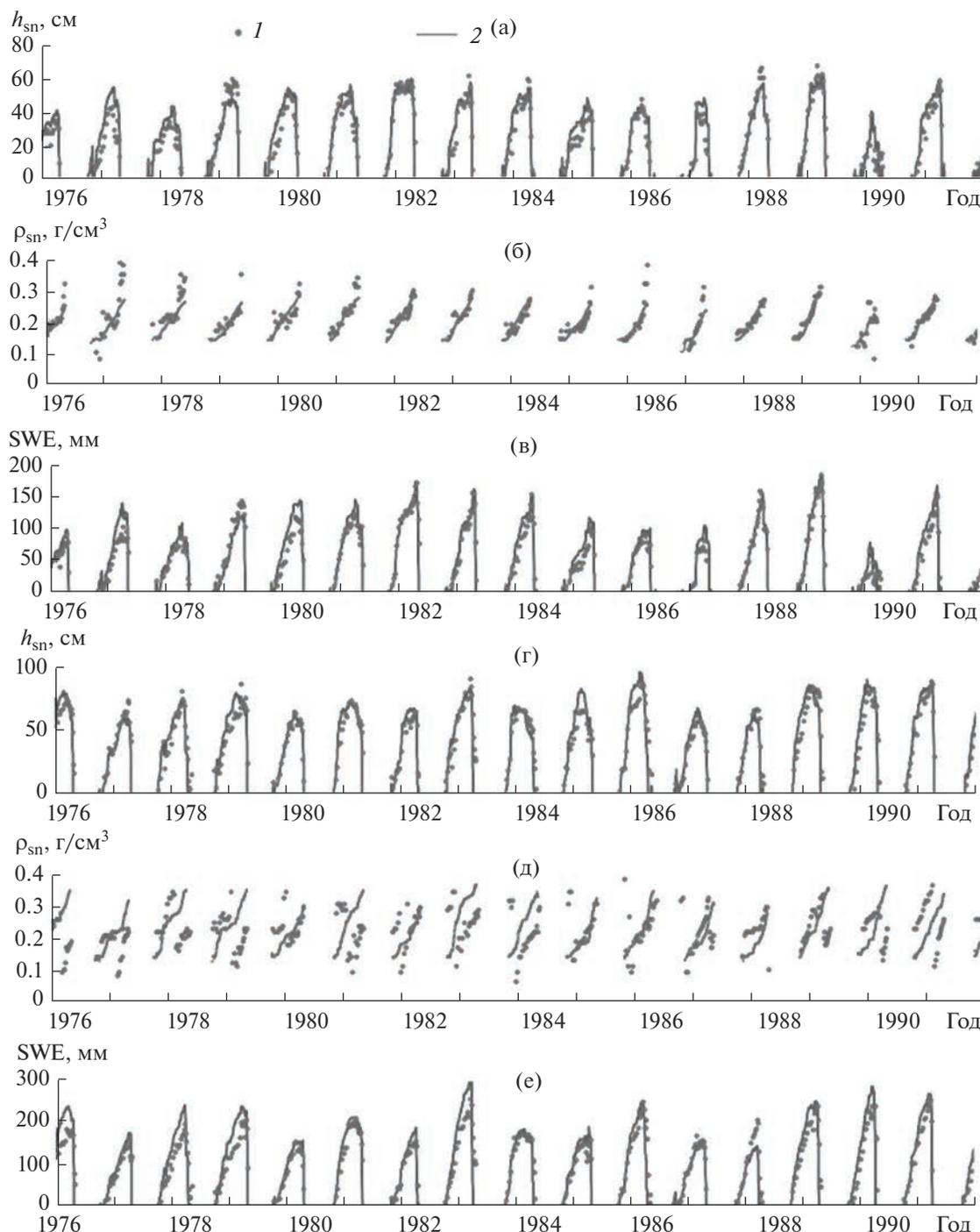
Полученные результаты модельных расчетов характеристик снежного покрова для полевых участков ЕТР позволили провести их сопоставление с данными натурных наблюдений на снегомерных станциях. В качестве иллюстрации на рис. 2 приведен пример такого сопоставления для снегозапасов SWE, высоты снежного покрова  $h_{sn}$  и его плотности  $\rho_{sn}$  за ряд лет для двух станций: Калевала и Троицко-Печорское. На рис. 2 видно, что воспроизведение указанных характеристик

вполне удовлетворительное. Качество воспроизведения режима снежного покрова можно оценивать на основе статистических критериев различных характеристик. В данной работе использовалась нормированная на стандартное отклонение SWE среднеквадратическая ошибка расчета  $\sigma_{nSWE}$  основной гидрологической характеристики снежного покрова, а именно – величины снегозапасов SWE за весь расчетный период 1967–2019 гг.

Усредненное по всем 68 снегомерным станциям значение  $\sigma_{nSWE}$  оказалось равным 0.82 при стандартном отклонении  $\sigma_{sn}$  от этого среднего значения, равном 0.20. По оценкам авторов настоящей статьи, аналогичные значения, полученные в проекте ESM-SnowMIP и осредненные по 20 лучшим по этому показателю моделям и 10 экспериментальным площадкам, равны соответственно 0.75 и 0.34. Таким образом, качество воспроизведения снегозапасов на полевых участках ЕТР на основе модели SWAP близко к качеству воспроизведения лучшими мировыми моделями указанной характеристики на экспериментальных площадках, расположенных в различных районах земного шара.

При этом следует отметить, что качество информационного обеспечения для снегомерных станций ЕТР ниже по сравнению с информационным обеспечением в ESM-SnowMIP. Во-первых, это связано с тем, что такие важные характеристики, как длинноволновая и коротковолновая радиация, в ESM-SnowMIP измерены непосредственно, а для станций ЕТР рассчитаны на основе стандартных метеорологических измерений. Во-вторых, в процессе работы с данными маршрутных снегомеров и метеорологических измерений на станциях ЕТР было зафиксировано большое количество пропусков и ошибок (как отмечено в [38] при анализе результатов ESM-SnowMIP, “errare humanum est” – человеку свойственно ошибаться), гораздо большее по сравнению с ESM-SnowMIP, где экспериментальные данные получены в рамках специализированных исследований [39]. Конечно, грубые ошибки в данных снегомерных станций на ЕТР в процессе их анализа по возможности устранялись, но гарантии, что все удалось исправить, естественно, нет.

Поскольку, несмотря на указанные обстоятельства, качество модельных расчетов SWE для ЕТР, проведенных авторами данной статьи, близко к качеству аналогичных расчетов, выполненных лучшими мировыми моделями в рамках ESM-SnowMIP, то можно сделать вывод, что рассчитанные с помощью SWAP значения SWE для полевых участков могут послужить основой для последующего анализа их пространственного распределения и временной динамики на рассматриваемой территории.



**Рис. 2.** Примеры сопоставления измеренных (1) и рассчитанных на основе модели SWAP (2) характеристик снежного покрова: его высоты (а, г), плотности (б, д) и снегозапасов (в, е) в районах полевых маршрутных снегоъемок на станциях Калевала (а, б, в) и Троицко-Печорское (г, д, е).

*Оценка изменений динамики формирования снежного покрова на полевых объектах ЕТР за последние десятилетия*

Смоделированные для полевых участков многолетние ряды суточных значений снегозапасов за период 1967–2019 гг. дали возможность для

каждой станции получить ряды следующих характеристик режима формирования снежного покрова: среднегодовое  $SWE_{mean}$ , среднезимнее (среднее за декабрь, январь и февраль)  $SWE_{win}$  и максимальное за год  $SWE_{max}$  значения снегозапасов, даты начала  $t_{start}$  и окончания  $t_{end}$  устойчивого

**Таблица 1.** Усредненные по снегомерным станциям ЕТР климатические значения характеристик режима формирования снежного покрова на полевых участках (отсчет значений  $t_{\text{start}}$ ,  $t_{\text{end}}$  и  $t_{\text{max}}$  начинается с 1 октября), а также диапазон их вариаций по станциям

Характеристика режима формирования снежного покрова	Период $T_1$		Период $T_2$	
	усредненное по станциям климатическое значение	диапазон вариации по станциям климатических значений	усредненное по станциям климатическое значение	диапазон вариации по станциям климатических значений
$SWE_{\text{mean}}$ , мм	24	3–64	26	2–56
$SWE_{\text{win}}$ , мм	57	8–142	61	8–117
$SWE_{\text{max}}$ , мм	102	28–211	117	36–204
$t_{\text{start}}$ , сут	36	12–79	41	16–74
$t_{\text{end}}$ , сут	191	153–230	190	150–227
$t_{\text{sn}}$ , сут	154	74–203	149	76–200
$t_{\text{max}}$ , сут	158	119–191	163	114–201
$T$ , °C	3.4	–3.1...9.8	4.4	–2.0...10.8
$P$ , мм	555	327–749	566	316–747

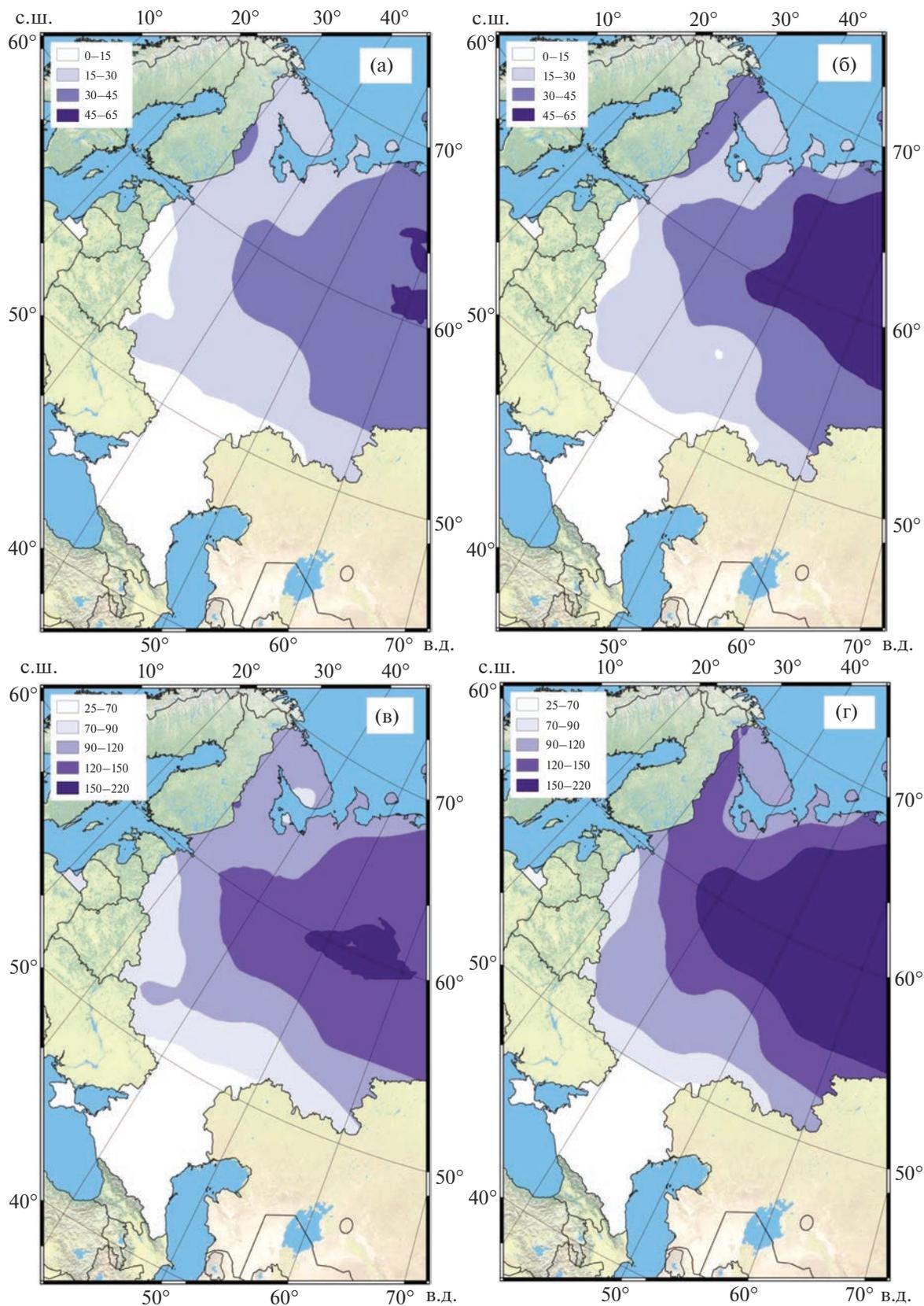
залегания снежного покрова, дата достижения максимальных снегозапасов  $t_{\text{max}}$ , продолжительность залегания снежного покрова  $t_{\text{sn}} = t_{\text{end}} - t_{\text{start}}$ . Тренды указанных показателей за период 1967–2019 гг. показали, что процесс многолетней динамики SWE для большого числа станций действительно имеет нестационарный характер. Так, для 42% станций наклон линейного тренда  $a$  для ряда  $SWE_{\text{max}}(\tau)$  ( $\tau$  – время), имеет, согласно  $t$ -статистике, значимое положительное значение. Отрицательное значимое значение  $a$  получено только для трех станций. При этом усредненное по всем станциям ЕТР  $a$  значимо равно 0.52 мм/год. Динамика других вышеуказанных характеристик формирования снежного покрова также иллюстрирует свою нестационарность в течение периода 1967–2019 гг. Таким образом, очевидно, что их климатические значения для периодов  $T_1$  и  $T_2$  тоже должны различаться. Этот вывод подтверждают приведенные в табл. 1 и на рис. 3, 4 климатические значения характеристик режима формирования снежного покрова. В табл. 1 показан также диапазон вариаций соответствующих характеристик по районам расположения снегомерных станций.

Следует отметить, что, конечно, проведенное картирование полученных результатов с применением ГИС-технологии (рис. 3, 4) при использовании довольно малой выборки станций (рис. 1) обеспечивает весьма приближенную картину пространственного распределения соответствующей характеристики (хотя эта же выборка станций не помешала картировать результаты в [11, 13]). Так, для таких областей, как Северный Кавказ, Ставрополье, Краснодарский край и Крым, значения

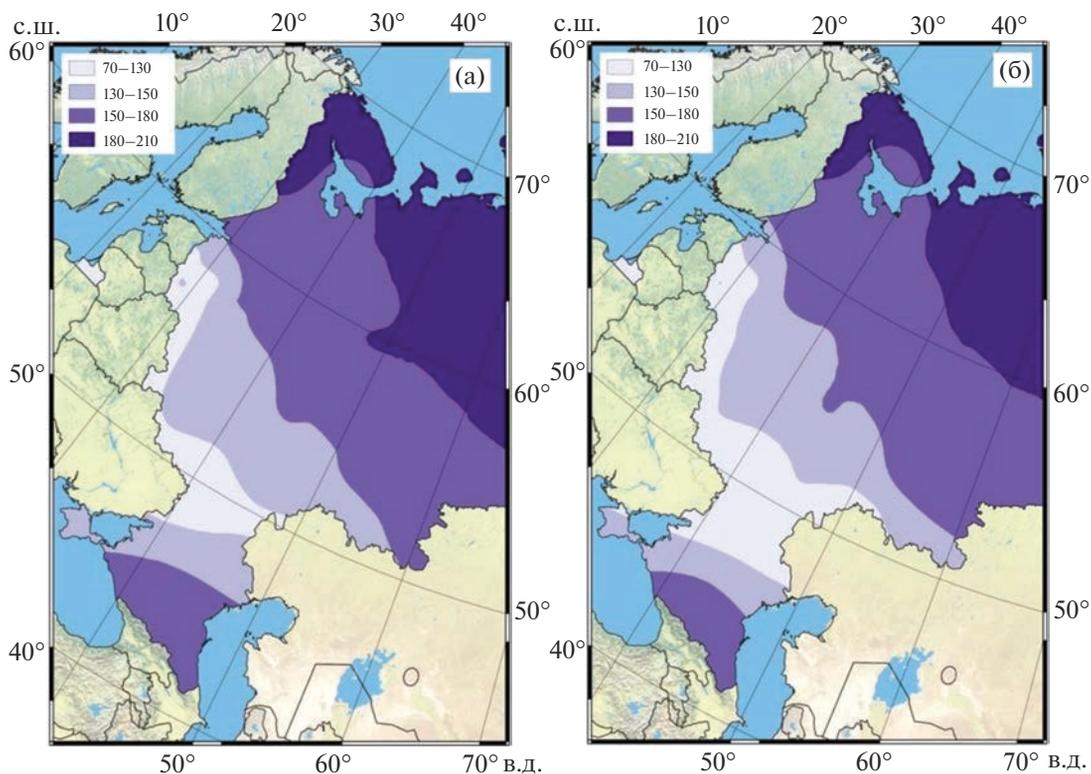
характеристик имеют большую погрешность, чем для остальной части ЕТР, поскольку они в значительной мере экстраполированы за основную область расположения станций. Но эти области для решения поставленной выше стратегической задачи не очень важны, поскольку основной интерес представляют районы высоких широт. В целом же приведенные карты все-таки дают в первом приближении представление о тенденции изменения пространственного распределения исследуемой характеристики для рассматриваемого исторического периода. В последующих работах, связанных со сценарным прогнозированием изменения этих характеристик в XXI в., карты их пространственного распределения будут более точными, поскольку в этом случае расчеты будут проводиться не на основе данных метеорологических наблюдений на довольно редкой сети метеостанций, а с применением результатов моделирования полей метеорологических элементов с помощью климатических моделей, использующих более густую регулярную пространственную сеть для проведения расчетов.

Как следует из табл. 1, усредненные по станциям ЕТР климатические среднегодовые значения снегозапасов  $SWE_{\text{mean}}$  для периода  $T_2$  выросли незначительно – на ~1.9 мм (~8%) по сравнению с базовым периодом  $T_1$ . На рис. 3а, 3б для сравнения представлены пространственные распределения  $SWE_{\text{mean}}$  для периодов  $T_1$  и  $T_2$ . Усредненные по станциям ЕТР климатические среднезимние значения снегозапасов  $SWE_{\text{win}}$  выросли немного больше – на ~3.3 мм (~6%).

Еще больший прирост усредненных по станциям климатических значений получен для мак-



**Рис. 3.** Распределение климатических значений среднегодовых  $SWE_{mean}$  (а, б) и максимальных за год  $SWE_{max}$  (в, г) снегозапасов (мм) на полевых участках ЕТР для периодов  $T1$  (а, в) и  $T2$  (б, г).



**Рис. 4.** Распределение климатических значений продолжительности залегания снежного покрова (сут) на полевых участках ЕТР для периодов  $T_1$  (а) и  $T_2$  (б).

симальных снегозапасов  $SWE_{max}$  — на  $\sim 14$  мм ( $\sim 14\%$ ), т. е. относительный прирост  $SWE_{max}$  оказался в  $\sim 2$  раза больше, чем относительный прирост  $SWE_{mean}$ . На рис. 3в, 3г представлены пространственные распределения  $SWE_{max}$  для периодов  $T_1$  и  $T_2$ , дающие возможность в какой-то степени оценить пространственные изменения данной характеристики.

Среднее по станциям ЕТР климатическое значение продолжительности залегания снежного покрова  $t_{sn}$  для периода  $T_2$  сократилось на  $\sim 5$  сут по сравнению с периодом  $T_1$  (табл. 1). Произошло это для всей территории ЕТР (рис. 4). В основном уменьшение  $t_{sn}$  связано со сдвигом начала залегания снежного покрова на  $\sim 5$  сут в сторону более поздних сроков. Усредненный по станциям климатический срок схода снежного покрова  $t_{end}$ , напротив, почти не изменился. Он сдвинулся на более раннюю дату, но незначительно — всего на  $\sim 1$  сут. Также на более ранние сроки сдвинулась дата достижения максимальных снегозапасов  $t_{max}$  (на  $\sim 5$  сут).

Попытаемся проанализировать причины всех описанных выше изменений характеристик режима формирования снежного покрова на поле-

вых участках ЕТР, произошедшие в течение исторического периода 1967–2019 гг.

Основные факторы, определяющие режим формирования снежного покрова, — количество выпадающих в период отрицательной температуры воздуха осадков и поступающая на подстилающую поверхность суши в этот период энергия. Последняя в значительной мере коррелирует с более просто определяемой характеристикой — приземной температурой воздуха. При наличии климатических изменений указанных предикторов (осадков  $P$  и температуры воздуха  $T$ ) соответственно должен меняться и режим формирования снежного покрова. С одной стороны, отмечаемое в северных и умеренных широтах увеличение (в том числе и в зимний период) количества осадков должно приводить к увеличению снегозапасов. Но общее повышение температуры воздуха приводит к сокращению продолжительности холодного периода, что, естественно, должно действовать в сторону уменьшения накапливающихся в этот период снегозапасов. Поэтому суммарное влияние изменения указанных предикторов на изменение режима формирования снежного покрова зависит от того, влияние какого фактора окажется преобладающим.

В соответствии с результатами разнообразных исследований динамики режима формирования снеготаяния в исторический период и прогнозов ее изменения в XXI в. [10, 29, 36, 46, 44], ожидается, что продолжительность залегания снежного покрова будет уменьшаться практически во всех регионах земного шара. Также для большей части территории суши, где присутствует снежный покров, прогнозируется и уменьшение снеготаяния в холодный период. Однако получены результаты расчетов с использованием климатических моделей, показывающие, что в самых холодных районах, к которым, в частности, относятся северные части Канады и Российской Федерации, снеготаяния в XXI в. в зимний период будут расти [35, 44]. Таким образом, с точки зрения изменения климатических снеготаяний, приоритетная роль в этих регионах принадлежит увеличению осадков.

Полученные в настоящей работе результаты исследований изменений характеристик формирования снежного покрова на полевых участках ЕТР для исторического периода 1967–2019 гг. показывают, что прогнозируемые климатическими моделями изменения режима формирования снежного покрова в XXI в. уже начались. В табл. 1 и на рис. 5 проиллюстрированы изменения на ЕТР в период  $T_2$  по сравнению с  $T_1$  основных предикторов – климатических значений приземной температуры воздуха  $T$  и осадков  $P$ , рассчитанных по данным метеорологических станций, расположенных в районах проведения снеготаяния съемок. Увеличение средней по станциям климатической температуры воздуха составило  $\sim 1^\circ\text{C}$ , что и привело, как показано выше, к сдвигу на  $\sim 5$  сут на более поздние сроки дат установления снежного покрова. В то же время прирост климатических осадков на  $\sim 11$  мм/год ( $\sim 2\%$ ) вызвал увеличение снеготаяния как средних за зиму  $\text{SWE}_{\text{win}}$ , так и максимальных  $\text{SWE}_{\text{max}}$ . Эффект влияния увеличения климатической температуры воздуха, сдвигающего дату схода снежного покрова на более ранние сроки, в значительной мере был скомпенсирован эффектом увеличения  $\text{SWE}_{\text{max}}$ , затягивающим период снеготаяния. В результате усредненная по станциям климатическая дата схода снежного покрова почти не изменилась (сдвинулась на более раннюю дату всего на 1 сут, что по порядку величины близко к точности ее оценки  $\sim 0.4$  сут).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

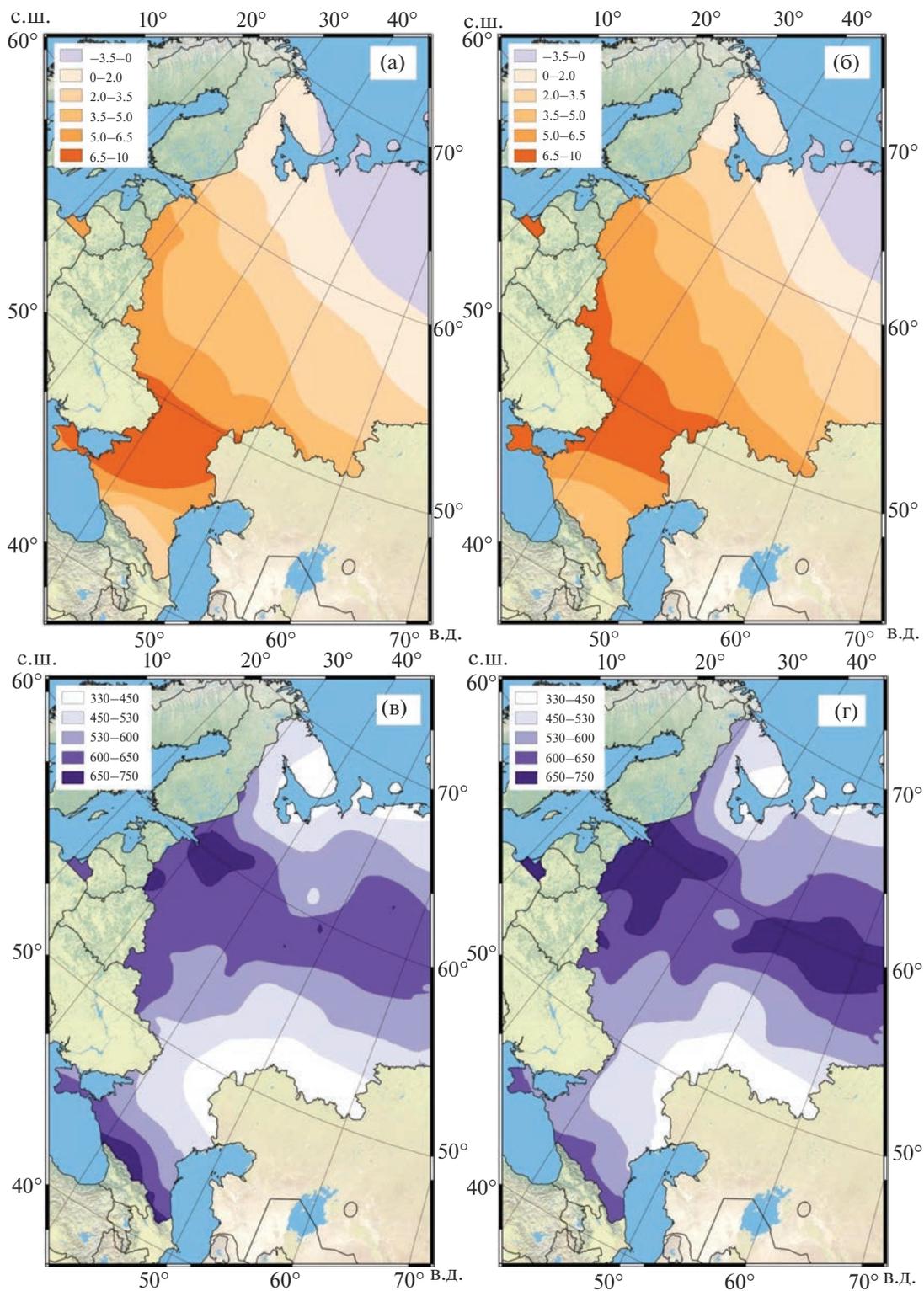
На основе использования разработанной авторами статьи модели взаимодействия подстилающей поверхности суши с атмосферой SWAP проведены многолетние расчеты (с трехчасовым временным шагом) характеристик снежного покрова для полевых участков ЕТР для исторического пе-

риода (1967–2019 гг.). Сопоставление результатов моделирования с данными соответствующих наблюдений на снеготаяниях станциях ЕТР показало, что качество воспроизведения снеготаяния на указанных объектах на основе SWAP соответствует качеству их воспроизведения на экспериментальных полигонах лучшими мировыми моделями формирования снежного покрова, участвовавшими в международном проекте *ESM-SnowMIP*.

Для полевых участков, расположенных в районах снеготаяний станций, получены климатические значения характеристик режима формирования снежного покрова для двух климатических периодов –  $T_1$  (1967–1992 гг.) и  $T_2$  (1993–2019 гг.), на которые был разделен исторический период. Сравнение полученных значений для периодов  $T_1$  и  $T_2$  позволило выявить ориентировочные тенденции изменения этих характеристик в течение исторического периода.

Показано, что прогнозируемые климатическими моделями изменения режима формирования снежного покрова в XXI в. на полевых участках ЕТР уже начались. В частности, рост за исторический период осредненных по станциям климатических значений температуры воздуха на ЕТР на  $\sim 1^\circ\text{C}$  привел к сдвигу на более поздние сроки дат установления снежного покрова (в среднем на  $\sim 5$  сут). В то же время прирост климатических сумм осадков в среднем по ЕТР на  $\sim 11$  мм/год ( $\sim 2\%$ ) вызвал увеличение как средних за зиму, так и максимальных снеготаяний (последние выросли в среднем по ЕТР на  $\sim 14$  мм ( $\sim 14\%$ )). Эффект влияния увеличения климатических значений температуры воздуха, сдвигающих дату схода снежного покрова на более ранние сроки, в значительной мере был скомпенсирован эффектом увеличения максимальных снеготаяний. В результате усредненная по станциям климатическая дата схода снежного покрова в среднем по ЕТР почти не изменилась (сдвинулась на более раннюю дату всего на 1 сут).

Настоящая публикация – первый этап исследований авторов по моделированию и прогнозированию динамики характеристик снежного покрова на территории России. Дальнейшая работа будет связана с изучением динамики указанных характеристик на лесных участках ЕТР, на полевых и лесных участках Сибири и Дальнего Востока, а также с получением сценарных прогнозов изменений на территории России в XXI в. снеготаяния и таких важных характеристик, как глубина промерзания почвы для сезонно-промерзающих почв и глубина оттаивания почвы для районов с многолетней мерзлотой.



**Рис. 5.** Распределение климатических значений приземной среднегодовой температуры воздуха (°C) (а, б) и осадков (мм/год) (в, г) по ЕТР для периодов T1 (а, в) и T2 (б, г).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Арктика: стратегическое значение для России. <https://russtrat.ru/reports/20-dekabrya-2020-1614-2511> (дата обращения: 22.01.2022)
2. *Войков А.И.* Климаты земного шара, в особенности России. СПб.: Издание картографического заведения А. Ильина, 1884. 640 с.
3. Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных (ВНИИГМИ-МЦД). <http://meteo.ru> (дата обращения: 07.06.2021)
4. *Гусев Е.М., Насонова О.Н.* Моделирование тепло- и влагообмена поверхности суши с атмосферой. М.: Наука, 2010. 328 с.
5. *Гусев Е.М., Насонова О.Н.* Параметризация процессов тепловлагообмена в бореальных лесных экосистемах // Изв. АН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т. 37. № 2. С. 182–200.
6. *Гусев Е.М., Насонова О.Н.* Параметризация процессов тепловлагообмена в системе “грунтовые воды–почва–растительный/снежный покров–атмосфера” для территорий с четко выраженной сезонной изменчивостью климата // Почвоведение. 2000. № 6. С. 733–748.
7. *Гусев Е.М., Насонова О.Н.* Расчеты формирования снежного покрова в различных природных условиях на основе модели взаимодействия поверхности суши с атмосферой SWAP // Лед и снег. 2019. Т. 59. № 2. С. 167–181. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2019-2-401>
8. *Гусев Е.М., Насонова О.Н., Джоган Л.Я.* Моделирование стока на малых водосборах в зоне многолетней мерзлоты на основе модели SWAP // Вод. ресурсы. 2006. Т. 33. № 2. С. 133–145.
9. *Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э.* Моделирование составляющих теплового и водного балансов поверхности суши земного шара // Вод. ресурсы. 2006. Т. 33. № 6. С. 664–676.
10. *Гусев Е.М., Насонова О.Н., Ковалев Е.Э., Шурхно Е.А.* Сценарные прогнозы изменения снегозапасов в связи с возможными изменениями климата в различных районах земного шара // Вод. ресурсы. 2021. Т. 48. № 1. С. 100–113.
11. *Кренке А.Н., Черенкова Е.А., Чернавская М.М.* Устойчивость залегания снежного покрова на территории России в связи с изменением климата // Лед и Снег. 2012. Т. 52. № 1. С. 29–37. <https://doi.org/10.15356/2076-6734-2012-1-29-37>
12. Слишком много севера. [www.demoscope.ru/weekly/2003/095/tema03.php](http://www.demoscope.ru/weekly/2003/095/tema03.php) (дата обращения: 10.01.2022)
13. *Сосновский Н.И., Осокин Г.А., Черняков А.В.* Влияние климатических изменений на высоту снежного покрова в лесу и поле в первой декаде XXI века // Криосфера Земли. 2018. Т. XXII. № 2. С. 91–100. [https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2\(91-100\)](https://doi.org/10.21782/KZ1560-7496-2018-2(91-100))
14. *Чурюлин Е.В., Копейкин В.В., Розинкина И.А., Фролова Н.Л., Чурюлина А.Г.* Анализ характеристик снежного покрова по спутниковым и модельным данным для различных водосборов на Европейской территории Российской Федерации // Гидрометеорологические исследования и прогнозы. 2018. № 2 (368). С. 120–143.
15. ACIA. Impacts of a Warming Arctic: Arctic Climate Impact Assessment. ACIA Overview report. Cambridge Univ. Press. 2004. 140 p.
16. AMAP. SWIPA (Snow, Water, Ice, and Permafrost in the Arctic) Executive Summary. Oslo. Norway. Arctic Monitoring and Assessment Program. 2011. 15 p.
17. *Bartlett P.A., MacKay M.D., Verseghy D.L.* Modified snow algorithms in the Canadian land surface scheme: Model runs and sensitivity analysis at three boreal forest stands // Atmosphere–Ocean. 2006. V. 44. № 3. P. 207–222. <https://doi.org/10.3137/ao.440301>
18. *Boone A., Habets F., Noilhan J., Clark D., Dirmeyer P., Fox S., Gusev Y., Haddeland I., Koster R., Lohmann D., Mahanama S., Mitchell K., Nasonova O., Niu G.-Y., Pitman A., Polcher J., Shmakin A.B., Tanaka K., van den Hurk B., Verant S., Verseghy D., Viterbo P., Yang Z.-L.* The Rhone-aggregation land surface scheme intercomparison project: An overview // J. Clim. 2004. V. 17. P. 187–208.
19. *Boone A., Mognard N.M., Decharme B., Douville H., Grippa M., Kerrigan K.* The impact of simulated soil temperatures on the estimation of snow depth over Siberia from SSM/I compared to a multi-model climatology // Remote Sensing Environ. 2006. V. 101. P. 482–494.
20. *Brown R.D., Mote P.W.* The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate // J. Clim. 2009. V. 22. P. 2124–2145. <https://doi.org/10.1175/2008JCLI2665.1>
21. *Callaghan T.V., Johansson M., Brown R.D., Groisman P.Ya., Labba N., Radionov V., Barry R.G., Bulygina O.N., Essery R.L.H., Frolov D.M., Golubev V.N., Grenfell T.C., Petrushina M.N., Razuvaev V.N., Robinson D.A., Romanov P., Shindell D., Shmakin A.B., Sokratov S.A., Warren S., Yang D.* The Changing Face of Arctic Snow Cover: A Synthesis of Observed and Projected Changes // AMBIO. J. Human Environ. 2011. 40 (sup1). P. 17–31. <https://doi.org/10.1007/s13280-011-0212-y>
22. *Champeaux J.L., Masson V., Chauvin F.* ECOCLIMAP: a global database of land surface parameters at 1 km resolution // Meteorol. Appl. 2005. V. 12. P. 29–32. <https://doi.org/10.1017/S1350482705001519>
23. *Clapp R.B., Hornberger G.M.* Empirical equations for some soil hydraulic properties // Water Resour. Res. 1978. V. 14. № 4. P. 601–604.
24. Climate Change and Water. Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change / Eds *B.C. Bates, Z.W. Kundzewicz, S. Wu, J.P. Palutikof.* Geneva: IPCC Secretariat, 2008. 210 p.
25. *Cosby B.J., Hornberger G.M., Clapp R.B., Ginn T.R.* A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of

- soils // *Water Resour. Res.* 1984. V. 20. № 3. P. 682–690.
26. *Derksen C., Brown R.* Spring snow cover extent reductions in the 2008–2012 period exceeding climate model projections // *Geophys. Res. Letters*. 2012. V. 39. P. 1–6. <https://doi.org/10.1029/2012GL053387>
  27. *Dirmeyer P.A., Gao X., Zhao M., Guo Z., Oki T., Hanasaki N.* GSWP-2: Multimodel Analysis and Implications for Our Perception of the Land Surface // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2006. V. 87. № 10. P. 1381–1397. <https://doi.org/10.1175/BAMS-87-10-1381>
  28. *Dutra E., Viterbo P., Miranda P.M.A., Balsamo G.* Complexity of snow schemes in a climate model and its impact on surface energy and hydrology // *J. Hydrometeorol.* 2012. V. 13. P. 521–538. <https://doi.org/10.1175/jhm-d-11-0172>
  29. *Essery R., Kim H., Wang L., Bartlett P., Boone A., Brutel-Vuilmet C., Burke E., Cuntz M., Decharme B., Dutra E., Fang X., Gusev Y., Hagemann S., Haverd V., Kontu A., Krinner G., Lafaysse M., Lejeune Y., Marke T., Marks D., Marty C., Menard C.B., Nasonova O., Nitta T., Pomeroy J., Schädler G., Semenov V., Smirnova T., Swenson S., Turkov D., Wever N., Yuan H.* Snow cover duration trends observed at sites and predicted by multiple models // *The Cryosphere*. 2020. V. 14. P. 4687–4698. <https://doi.org/10.5194/tc-14-4687-2020>
  30. *Frei A., Gong G.* Decadal to century scale trends in North American snow extent in coupled atmosphere-ocean general circulation models // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. 5 p.
  31. *Frei A., Tedesco M., Lee S., Foster J., Hall D.K., Kelly R., Robinson D.A.* A review of global satellite-derived snow products // *Advances Space Res.* 2012. V. 50. № 8. P. 1007–1029. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2011.12.021>
  32. *Grigoriev V.Y., Frolova N.L.* Terrestrial water storage change of European Russia and its impact on water balance // *Geogr. Environ. Sustainability*. 2018. V. 11. P. 38–50. <https://doi.org/10.24057/2071-9388-2018-11-1-38-50>
  33. *Gusev Ye.M., Nasonova O.N., Kovalev E.E., Aizel G.V.* Modelling river runoff and estimating its weather-related uncertainty for 11 large-scale rivers located in different regions of the globe // *Hydrol. Res.* 2018. V. 49. № 4. P. 1072–1087.
  34. *Hall A.* The role of surface albedo feedback in climate // *J. Clim.* 2004. V. 17. P. 1550–1568. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2004\)017<1550:TROSAF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2004)017<1550:TROSAF>2.0.CO;2)
  35. *Hosaka M., Nohara D., Kitoh A.* Changes in Snow Cover and Snow Water Equivalent Due to Global Warming Simulated by a 20km-mesh Global Atmospheric Model // *SOLA*. 2005. V. 1. P. 093–096. <https://doi.org/10.2151/sola.2005-025>
  36. *Krinner G., Derksen C., Essery R., Flanner M., Hagemann S., Clark M., Hall A., Rott H., Brutel-Vuilmet C., Kim H., Ménard C.B., Mudryk L., Thackeray C., Wang L., Arduini G., Balsamo G., Bartlett P., Boike J., Boone A., Chéruy F., Colin J., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Derry J., Ducharne A., Dutra E., Fang X., Fierz C., Ghattas J., Gusev Y., Haverd V., Kontu A., Lafaysse M., Law R., Lawrence D., Li W., Marke T., Marks D., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Raleigh M.S., Schädler G., Semenov V., Smirnova T., Stacke T., Strasser U., Svenson S., Turkov D., Wang T., Wever N., Yuan H., Zhou W.* ESM-SnowMIP. Assessing models and quantifying snow-related climate feedbacks // *Geosci. Model Dev.* 2018. V. 11. P. 5027–5049.
  37. *Marchuk E.A., Stepanenko V.M.* Parametrization of snow accumulation under forest canopy for INM RAS-MSU land surface model // *IOP Conf. Ser.: Earth Environ. Sci.* 2020. V. 611. P. 012019. <https://doi.org/10.1088/1755-1315/611/1/012019>
  38. *Menard C.B., Essery R., Arduini G., Bartlett P., Boone A., Brutel-Vuilmet C., Burke E., Cuntz M., Dai Y., Decharme B., Dutra E., Fang X., Fierz C., Gusev Y., Hagemann S., Haverd V., Kim H., Krinner G., Lafaysse M., Marke T., Nasonova O., Nitta T., Niwano M., Pomeroy J., Schädler G., Semenov V., Smirnova T., Strasser U., Swenson S., Turkov D., Wever N., Yuan H.* Scientific and human errors in a snow model intercomparison // *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 2021. V. 102. Iss. 1. P. E61–E79. <https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0329>
  39. *Menard C.B., Essery R., Barr A., Bartlett P., Derry J., Dumont M., Fier C., Kim H., Kontu A., Lejeune Y., Marks D., Niwano M., Raleigh M., Wang L., Wever N.* Meteorological and evaluation datasets for snow modelling at 10 reference sites: description of in situ and bias-corrected reanalysis data // *Earth Syst. Sci. Data*. 2019. V. 11. P. 865–880.
  40. *Mote P.W., Li S., Lettenmaier D.P., Xiao M., Engel R.* Dramatic declines in snowpack in the western US // *npj Clim. Atmos. Sci.* 2018. V. 1. <https://doi.org/10.1038/s41612-018-0012-1> <https://www.nature.com/articles/s41612-018-0012-1#citeas> (дата обращения: 12.01.2020)
  41. *Mudryk L.R., Kushner P.J., Derksen C., Thackeray C.* Snow cover response to temperature in observational and climate model ensembles // *Geophys. Res. Lett.* 2017. V. 44. P. 919–926. <https://doi.org/10.1002/2016GL071789>
  42. *Nolin A.W., Daly C.* Mapping “at-risk” snow in the Pacific Northwest, USA // *J. Hydrometeorol.* 2006. V. 7. P. 1166–1173
  43. *Qu X., Hall A.* On the persistent spread in snow-albedo feedback // *Clim. Dyn.* 2014. V. 42. P. 69–81. <https://doi.org/10.1007/s00382-013-1774-0>
  44. *Räisänen J.* Warmer climate: Less or more snow? // *Clim. Dyn.* 2008. V. 30. P. 307–319. <https://doi.org/10.1007/s00382-007-0289-y>
  45. *Schlosser C.A., Slater A., Robock A., Pitman A.J., Vinnikov Ya., Henderson-Sellers A., Speranskaya N.A., Mitchell K., Boone A., Braden H., Chen F., Cox P., de Rosnay P., Desborough C.E., Dickinson R.E., Dai Y.-J., Duan Q., Entin J., Etchevers P., Gedney N., Gusev Y.M., Habets F., Kim J., Koren V., Kowalczyk E.A., Nasonova O.N., Noilhan J., Schaake J., Shmakin A.B., Smirnova T.G., Verseghy D.L., Wetzel P., Xue Y., Yang Z.L.* Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia:

- PILPS Phase 2(d) // *Monthly Weather Rev.* 2000. V. 128. № 2. P. 301–321.
46. *Schmucki E., Marty C., Fierz C., Lehning M.* Simulations of 21st century snow response to climate change in Switzerland from a set of RCMs // *Int. J. Climatol.* 2015. V. 35. № 11. P. 3262–3273. <https://doi.org/10.1002/joc.4205>
47. *Slater A.G., Schlosser C.A., Desborough C.E., Henderson-Sellers A., Robock A., Vinnikov K.Ya., Mitchell K., Boone A., Braden H., Chen F., Cox P.M., de Rosnay P., Dickinson R.E., Dai Y.-J., Duan Q., Entin J., Etchevers P., Gedney N., Gusev Ye.M., Habets F., Kim J., Koren V., Kowalczyk E.A., Nosonova O.N., Noilhan J., Schaake S., Shmakin A.B., Smirnova T.G., Verseghy D., Wetzel P., Xue Y., Yang Z.-L., Zeng Q.* The representation of snow in land surface schemes: results from PILPS 2(d) // *J. Hydrometeorol.* 2001. V. 2. P. 7–25.
48. *Vionnet V., Brun E., Morin S., Boone A., Faroux S., Moigne P.L., Martin E., Willemet J.M.* The detailed snow-pack scheme Crocus and its implementation in SURFEX v7.2 // *Geosci. Model Development.* 2012. V. 5. P. 773–791.
49. *Ye H., Mather J.R.* Polar snow cover changes and global warming // *Int. J. Climatol.* 1997. V. 17. P. 155–162.