

## Ледники Мейныпильгынского хребта: современное состояние и сценарий эволюции ледниковых систем

© 2012 г. М.Д. Ананичева, Г.А. Капустин, А.Ю. Михайлов

Институт географии РАН, Москва

*Maria\_anan@rambler.ru*

*Статья принята к печати 12 октября 2011 г.*

Высота границы питания, дешифрирование снимков, климатический сценарий, космический снимок, ледниковая система, площадь ледника.

Climatic scenario, equilibrium line altitude, glacier area, glacier system, image interpretation, space image.

Дешифрирование космических снимков спутников Landsat и WorldView-2 позволило оценить площадное распространение оледенения в пределах Мейныпильгынского хребта (северо-восток Корякского нагорья) в начале 2000-х годов. Полученные результаты сравнивались с данными Каталога этого региона, составленного Р.В. Седовым [16], как в целом по региону, так и по группам ледников, относящихся к шести выделенным нами ледниковым системам. За несколько десятков лет, прошедших со времени составления Каталога (1980-е годы), ледники Мейныпильгынского хребта потеряли около 30% площади, в основном, за счёт уменьшения количества твёрдых осадков, сопровождающего потепление климата. На основе методики оценки эволюции ледниковых систем при разных сценариях развития климата получены параметры состояния систем Мейныпильгынского хребта к 2049–2060 гг. Использована климатическая модель ECHAM 5 (B1) – наиболее оптимальная для севера Евразии. Установлено, что сокращение ледников будет катастрофическим, но полностью они не исчезнут.

### Введение

Горное оледенение севера России до сих пор остаётся областью открытий. В Каталоге ледников СССР регион севера-востока и севера Дальнего Востока содержит недостаточно сведений о ледниках, а по некоторым районам нет никаких данных. Известный магаданский исследователь Р.В. Седов [17] в течение почти 30 лет лично посещал ледники, расположенные группами на огромной территории от Магадана до мыса Дежнева и в 1990-е годы опубликовал данные о 182 ледниках общей площадью 61,1 км<sup>2</sup>. В работе [9] они были отнесены к ледниковым системам Корякского, Колымского и Чукотского нагорий. Предмет настоящего исследования – большая часть этих ледников, расположенных в Мейныпильгынском хребте, на северо-востоке Корякского нагорья.

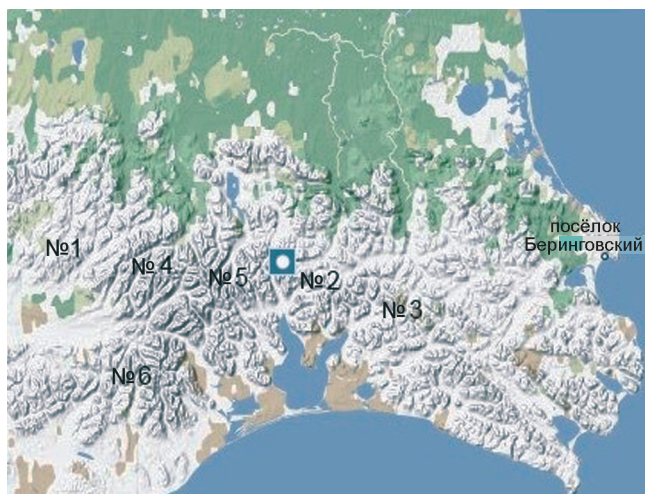
Корякский хребет, протягивающийся на 850 км почти параллельно побережью Берингова моря, впервые нанёс на карту С.В. Обручев. В 1937–1945 гг. его центральную часть изучал географ Д.М. Колосов, который установил, что между 170 и 174° в.д. хорошо выраженной горной цепи нет, а линия главного водораздела чрезвычайно извилиста и запутанна. В верховьях нескольких небольших по протяжённости рек бассейна Берингова моря он открыл три группы современных ледников. Работы Д.М. Колосова продолжил А.П. Васильковский, который вместо значительной по протяжённости цепи выде-

лил здесь ряд разноориентированных хребтов, которым он дал собственные названия: самый крупный – Ветвейский (350 км), почти меридиональный – Южно-Майнский (190 км), широтные кулисообразно расположенные – Койвэрэланский и исследуемый нами Мейныпильгынский, длина которого около 200 км [13] (рис. 1).

Мейныпильгынский хребет протягивается в субширотном направлении и представляет собой основную гряду северо-восточной части Корякского нагорья. По обоим берегам р. Ваамычгын, в южной части хребта, расположены горные массивы, где и развито оледенение этого региона. Оно образует дугу протяжённостью 75 км вокруг крупнейшего озера региона – Пекульнейского. Ледники сосредоточены в южной части хребта (Накепейлякский массив) и на стыке с главным водоразделом хребта (Мейныпильгынский массив). Сами массивы представляют собой непротяжённые хребты высотой от 1000 до 1300 м над ур. моря. Самая высокая отметка – 1484 м. Рельеф расчленён, характерны кары со скальными стенками, в которых и расположены ледники и снежники.

### Климатические условия

Климат района достаточно суровый, хотя отдельные территории подвержены влиянию муссонов. Характерен резкий переход от умеренно морского к холодному континентальному климату.



**Рис. 1.** Регион исследований (источник – Google-Earth). 1–6 – ледниковые системы: бассейнов рек: 1 – Находка, Ичгуйгыней, Кальмывеем, 2 – Гытгырокыткываам, Чёрной, 3 – Янранайвеем, Кайкытгывеем, Накепейлак; 4 – бассейна оз. Пекульнейское; бассейна притоков р. Вааммычгын: 5 – левых, 6 – правых

**Fig. 1.** The study region with the glacier systems showed by numbers, the titles are given in Table 1 (Source – Google-Earth). 1–6 – glacier systems: basin river: 1 – Nahodka, Ichguvygney, Kelmyvveem, 2 – Gytgypokytkyvaam, Chernaya, 3 – Yanranayveem, Nakapeylyak; 4 – basin of Pekul'ney Lake; basins of tributaries of Vaamychigyn river: 5 – left, 6 – right

Зима (начало октября – конец мая) – суровая, с сильными ветрами и метелями; средняя температура воздуха  $-10 \div -4$  °С (данные по метеостанциям Хатырка, Яранги, Березово, Июлтин, Беринговская, Анадырь и др., расположенным на высоте от 50 до 300 м над ур. моря). Осадки выпадают в основном в виде снега, устойчивый снежный покров, толщиной до 1 м, образуется в конце октября. Весной (начало мая – конец июня) отмечаются переменчивая погода и осадки в виде моросящего дождя и мокрого снега. Лето (начало июня – конец августа) отличается резкими колебаниями суточных температур днём в зависимости от удалённости от побережья; средняя температура воздуха  $+15,5$  °С. Летом снегопады и ночные заморозки прекращаются и наступает относительно устойчивая тёплая погода. Осень начинается в сентябре и до середины октября бывает относительно тёплой. Летом преобладают южные и юго-западные ветры, зимой – северные и северо-восточные. Средняя скорость ветра составляет 4–8 м/с, осенью достигает 15–20 м/с.

В исследуемом регионе, судя по трендам среднегодовой и среднелетней температур ( $T_{year}$  и  $T_{jja}$ ), последние 50 лет наблюдается потепление – тренды положительные: на береговых станциях – 1,2–1,8 °С/50 лет, на внутренних – около 1 °С/50 лет. Если брать последние 30 лет, то тренды несколько ниже –

0,8–1,3 °С/30 лет. Количество твёрдых осадков (данные по приведённым станциям) также снижается – тренды отрицательные: 230–240 мм/30 лет. Это согласуется с параметрами снежности и максимальных снегозапасов. Так, в работе [12], авторы которой исследовали тренды для разных регионов России, в том числе и Дальнего Востока, отмечается, что максимум снегозапасов пришёлся на начало 1980-х годов и не ясно, следует ли ожидать дальнейшего нарастания снежности. Самый высокий коэффициент изменчивости снегозапасов отмечен для Дальнего Востока. Данные метеостанций показывают, что для этого региона характерно уменьшение осадков. Ситуация схожа с расположенным южнее Корякским нагорьем, где отмечаются иссушение и относительно небольшой рост средних летних и годовых температур [3].

Теперь остановимся на особенностях атмосферной циркуляции региона. По данным Н.К. Кононовой (личное сообщение, а также [8]), в Северном полушарии в настоящее время растёт продолжительность блокирующих процессов (меридиональной северной группы циркуляции). В 2009 г. эта циркуляция длилась на три дня меньше, чем в 1969 г., и на 10 дней меньше, чем в 1915 г. Это – предыдущие годы её максимума. При таком характере циркуляции одно из арктических вторжений зимой направлено на Восточную Сибирь через устье р. Лены или на Чукотку. Вторжение формируется в тылу южных циклонов, выходящих на Дальний Восток и достигающих Камчатки. Сейчас частота выхода таких циклонов возрастает. При этом на Камчатке отмечается снежная и относительно тёплая погода, а в Якутии стоят морозы. Та часть Чукотки, которая расположена ближе к побережью, получает твёрдые осадки, а та, через которую пролёт отрог сибирского антициклона, соединённый с арктическим (например, ЭЦМ *IIa*), не получает осадков и охлаждается при ясной погоде. Летом арктические вторжения чаще проходят через Таймыр, поэтому в зоне действия южных циклонов оказывается вся Чукотка, погода которой характеризуется повышенной влажностью и достаточно низкими температурами воздуха.

Таким образом, исследуемый регион находится в зоне потепления. Кроме того, в последнее время он подвергается арктическим вторжениям, т.е. осадки, питающие ледники, поступают главным образом с арктическими воздушными массами. Осадки с юга менее значительны. Потепление обусловило уменьшение абсолютных значений трендов  $T_{year}$  и  $T_{jja}$ , отмечающихся в последние десятилетия. Наша задача – оценить состояние ледников региона, находящихся в условиях повышенных летних и годовых температур и уменьшения осадков.

### Методика дешифрирования ледников на космических снимках

Исследование снежных и ледниковых объектов горных областей северо-востока Сибири проводилось методом определения параметров ледников и/или снежников по данным дистанционного зондирования Земли (ДДЗ) из космоса [3, 4]. Исходную информацию можно получить из каталогов ДДЗ через доступ к ним он-лайн, а также в виде грантов на конкурсной основе от компаний, выполняющих съёмку Земли. В 2008–2010 гг. в открытом доступе находились материалы многолетних съёмок со спутников Landsat, использующих съёмочную аппаратуру среднего разрешения MSS (Multispectral Scanner), TM (Thematic Mapper) и ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus). Пространственное разрешение многоканальных данных меняется от 60 до 30 м/пиксель. Данные ETM+ имеют также панхроматический канал разрешением 15 м/пиксель. В 2010 г. выполнены пробные исследования на основе данных высокого разрешения со спутника WorldView-2. Пространственное разрешение этих данных – 2 м/пиксель. Алгоритм работы с ДДЗ предусматривает несколько этапов: 1) отбор данных из каталога; 2) сбор дополнительных материалов: картографических, тестовых, статистических и др.; 3) определение качества снимков и возможности их тематического дешифрирования; 4) дешифрирование, выявление границ, длин линий, площадей и других параметров ледников и снежников; 5) уточнение классификации ледников по морфологическим типам и экспозиции; 6) каталогизация ледников в пределах ледниковых массивов; 7) анализ многолетней динамики снежно-ледяного покрова.

На этапе отбора данных основное внимание уделяется календарной дате съёмки и наличию/отсутствию облачности. Менее важно время суток, в которое велась съёмка, хотя иногда и этот параметр необходим. Границы ледников и снежников можно установить по снимкам, сделанным в период максимального таяния снега и льда (для нашего случая – с середины до конца августа, иногда до первой декады сентября). В этот период среднесуточные температуры воздуха максимальны, поэтому снеготаяние (а также абляция на ледниках) наиболее интенсивны. Поверхности ледников и снежников освобождаются от свежавывающего снега, и по ДДЗ можно определить современные контуры объектов. После отбора соответствующих снимков в интерактивных каталогах ДДЗ необходимые для работы снимки можно заказать и/или получить бесплатно по Интернет-каналам.

Как мы уже отмечали [3], на этапе отбора ДДЗ не всегда можно получить снимки (изображения),

отвечающие целям исследований. Возникающие трудности преодолевались приёмами компьютерной обработки изображений и созданием композитных изображений в различных диапазонах спектральных каналов.

Методика тематического гляциологического дешифрирования космических изображений опирается на алгоритмы, используемые в рамках исследовательской программы GLIMS (Global Land Ice Measurements from Space) [19]. Предложенные методы делятся на несколько групп, основанных на способах обработки ДДЗ. Мы использовали алгоритмы выявления ледников на основании спектральных отношений и на основании вычисления снегового индекса (NDSI – Normalized Differential Snow Index). Они основаны на разнице в степени поглощения и отражения солнечной радиации льдом и снегом в красном и среднем инфракрасном диапазонах излучения. Для выявления границ ледников использованы спектральные отношения 3 и 5, а также 4 и 5 спектральных зон снимков камерами TM и ETM+. Разностный нормализованный снеговой индекс рассчитывался по формуле

$$NDSI = (TM2 - TM5)/(TM2 + TM5),$$

где TM2 и TM5 – соответственно излучение в красной и средней инфракрасной спектральных зонах.

Для уточнения границ и площадей ледников использованы методы интерактивного дешифрирования и редактирования данных в ГИС-приложениях. В частности, методом интерактивного дешифрирования измерялись площади ледников, попавшие в затенённые участки [3]. Среди вспомогательных источников информации – цифровые модели рельефа (ЦМР), созданные на основе данных SRTM-2, трансформированных в универсальную поперечную проекцию Меркатора в 60-й зоне (UTM-60). При наложении космических синтезированных изображений на псевдотрёхмерные изображения рельефа, полученные по ЦМР, визуально дешифрировались границы ледников и снежников, приуроченных к отдельным формам ледникового рельефа, и устанавливалась их пространственная структура (рис. 2).

Для выявления многолетних колебаний площадей ледников использовались данные повторных съёмок одного и того же ледникового массива и/или отдельных ледников. К леднику относили только те участки, которые хорошо дешифрировались на двух и более разновременных космических снимках. Наиболее сложной была интерпретация ДДЗ ледяных образований, перекрытых мощным чехлом каменно-моренного материала, в частности каменных глетчеров. Границы таких образований определены по косвенным призна-

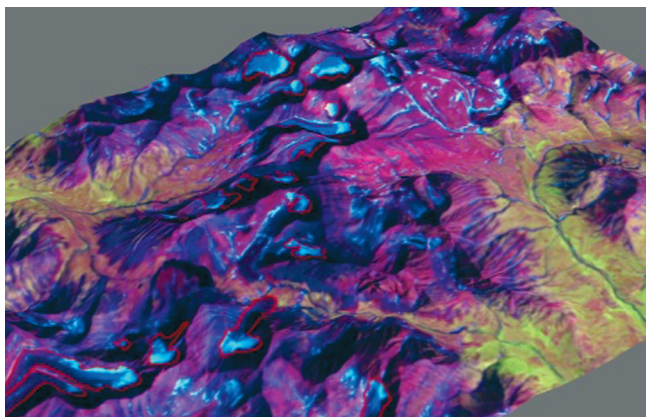


Рис. 2. Пример дешифрирования снимков Landsat: 3D-изображение

Fig. 2. Example of the satellite images deciphering: 3D-image

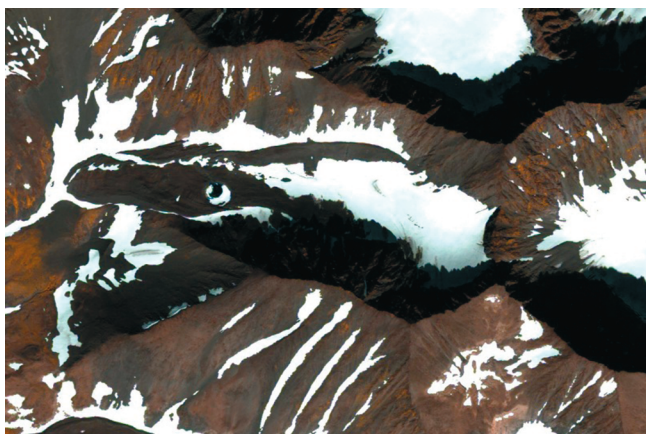


Рис. 3. Воронки на поверхности ледника.

Снимки высокого разрешения со спутника WorldView-2

Fig. 3. Funnels on the glacier surface.

Images of high resolution from the WorldView-2

кам, так как наличие льда под моренными отложениями достоверно определить по ДДЗ невозможно. Нам важно было исключить каменные глетчеры из числа объектов, которые можно были принять за ледники при составлении Каталога. Для этого использовались снимки сверхвысокого разрешения, полученные со спутника WorldView-2. Пространственное разрешение этих изображений составляет 1,8 м/пиксель в восьми узких спектральных диапазонах и 0,5 м/пиксель – в диапазоне панхроматической съёмки. При визуальном дешифрировании этих изображений обнаружены участки протаивания на поверхности ледника с образованием термокарстовых воронок значительной глубины. В стенках воронок отчетливо видны слои льда, погребённые под толщей осадочных отложений (рис. 3).

### Ледниковые системы и их современное состояние

Ледники Мейныпильгынского хребта (в 1990-х годах их обнаружено 116) были разделены на ледниковые системы, совпадающие в данном случае с выделенными Р.В. Седовым шестью ледниковыми бассейнами: № 1 – реки Находки, Ичгуйгыней, Кальмывеем; № 2 – реки Гытгырокыткываам и Чёрной; № 3 – оз. Пикульнейское; № 4 – левые притоки р. Вааммычгын; № 5 – правые притоки р. Вааммычгын; № 6 – реки Янранайвеем, Кайкытгывеем, Накепейлак. Схемы расположения ледников в системах даны в работе [17]. Высота границы питания  $H_{ELA}$  колеблется от 670 до 840 м: ниже – в системах, находящихся ближе к побережью океана, и выше – на 150–200 м в глубине гор. Ледники питаются твёрдыми осадками, поступающими с Тихого и Северного Ледовитого океанов. Высотный диапазон ледниковых систем – от 600 до 950 м над ур. моря. Площадь ледников небольшая: менее 0,1 км<sup>2</sup> – 2%, 0,1–0,5 км<sup>2</sup> – около 50%, 0,51–1,00 км<sup>2</sup> – около 24%, 1,01–1,50 км<sup>2</sup> – 20%, 1,51–2 км<sup>2</sup> – более 4%. Преобладают карово-долинные и каровые ледники площадью до 1,5 км<sup>2</sup> (данные Р.В. Седова на конец 1980-х – начало 1990-х годов).

Мы провели работу по оценке современного состояния ледников Мейныпильгынского хребта с помощью ДДЗ. Число ледников осталось почти прежним – 115, однако отметим, что некоторые ледники исчезли (№ 62, 66, 74, 75), а другие ледники (№ 17, 89, 108) разделились на две части и стали самостоятельными. Оценена также площадь ледников по космическим снимкам и проведено её сравнение со значениями в каталоге Р.В. Седова [16]. В табл. 1 даны площади ледников хребта на дату космической съёмки. Видно, что площадь ледников уменьшилась почти на 30% ( $dS$ ). Это достаточно много, если учесть, что данные Каталога датируются концом 1980-х годов (автор уточнил данные съёмки 1967 г. в конце 1980-х годов), т.е. такое сокращение произошло чуть больше, чем за два десятилетия.

Менее всего сократились площади ледниковых систем № 1 и 6, находящихся на западе исследуемого района. Ледниковая система № 6 расположена ближе к побережью, № 1 – на западе от основного хребта, в массиве, который открыт для воздушных масс, приносящих осадки. Бассейн оз. Пикульнейское (более открытый северным воздушным массам) также характеризуется меньшим сокращением площади. Наибольшее отступление отмечается в узле оледенения хребта – ледниковые системы притоков р. Вааммычгын (№ 4 и 5).

Отступившие ледники сортировались по двум группам: с одинаковой экспозицией склона (косвен-

Таблица 1. Уменьшение площади ледниковых систем Мейныпильгынского хребта

Ледниковая система	Площадь ледников, км <sup>2</sup>		dS, км <sup>2</sup> /%
	по Каталогу	по космическим снимкам	
Бассейны рек: Находка, Ичгуйгыней, Кальмывеем (№ 1)	3,24	2,73	0,51/13,5
Гыгырокыткываам, Чёрной (№ 2)	4,31	2,61	1,70/31,7
Янранайвеем, Кайкытгывеем, Накепейлак (№ 6)	7,27	5,18	2,09/23,6
Бассейн оз. Пикульнейское (№ 3)	2,25	1,62	0,63/22,5
Бассейны притоков р. Вааммычгын: левых (№ 4) правых (№ 5)	15,84 11,67	9,43 7,60	6,41/45,6 4,07/39,5
Все системы	44,6	29,2	15,4 км <sup>2</sup>

Таблица 2. Потеря площади ледниковых систем северо-востока Сибири и севера Дальнего Востока за последние десятилетия

Ледниковая система	Площадь ледников, км <sup>2</sup> (год)		Потеря площади, км <sup>2</sup> /относительная, %
	по Каталогу ледников СССР	по космическим снимкам	
Горы Сунтар-Хаята	199,4 (1945)	162,2 (2003)	37,2/19,3
Хр. Черского	156 (1970)	113 (2003)	43/28
Горы Бырранга	29,2 (1967)	24,4 (2003)	4,8/16,5
Корякское нагорье	176,6 (1950)	54,4 (2003–2007)	122/69
Мейныпильгынский хребет	44,6 (1984–1986)	29,2 (2008)	15,4/29,4

ный фактор влияния климата) и одинаковым морфологическим типом (свойства самого ледника). Затем для каждой группы оценивалась потеря площади (рис. 4). Ледники северной, северо-западной и северо-восточной экспозиций потеряли меньше площади (20–30%), по-видимому, из-за лучшего питания – влага приносится арктическими воздушными массами, а ледники восточной экспозиции максимально уменьшили свою площадь (до 70%) из-за недостатка питания. Наибольшая потеря площади характерна для висячих, долинных и карово-долинных ледников (до 55%), каровые ледники разных типов сохранились лучше – здесь потеря площади составляет 25%. Аналогичная ситуация характерна для ледников гор Бырранга [3].

Сравнение данных по ледниковым системам севера Сибири и Дальнего Востока (табл. 2) пока-

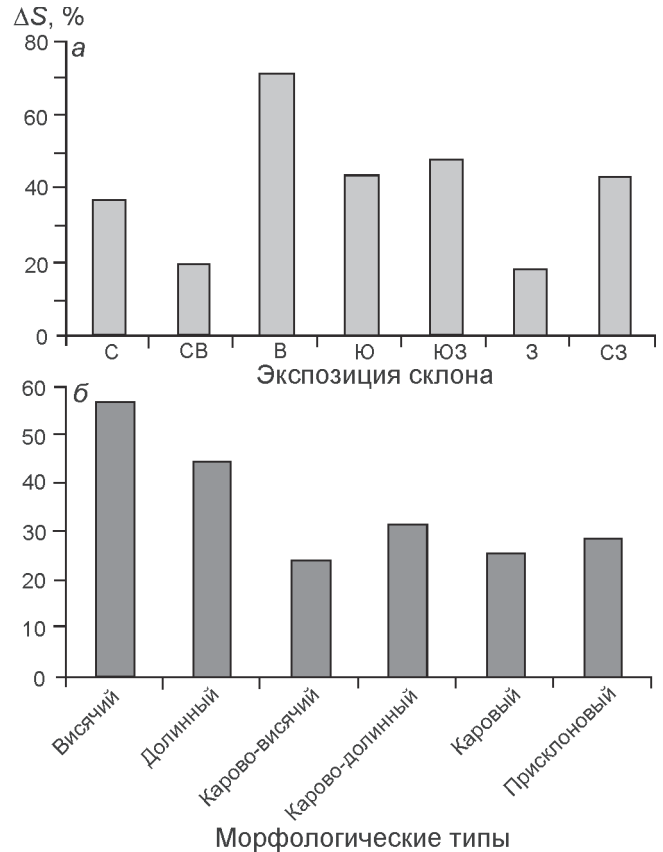


Рис. 4. Степень потери площади, %:

*a* – по группам ледников одинаковой экспозиции; *б* – по группам ледников одинакового морфологического типа

Fig. 4. The degree of the area loss (%) – by the groups sorted by the same aspect (*a*), by the groups sorted according to the same morphological type (*b*)

зывает, что наименьшее (16,5% с 1967 г.) отступление было на хр. Бырранга [3–5]. Почти такое же отступление ледников отмечено и на расположенном к юго-востоку от него хр. Сунтар-Хаята (19,3% с 1945 г.) и несколько большее (28% с 1970 г.) – на хр. Черского, находящемся восточнее этих двух хребтов. На Мейныпильгынском хребте, вблизи побережья Тихого океана, отступление ледников с 1967 по 1986 г. – самое большое (29,4%). Таким образом, намечается чёткая тенденция увеличения отступления ледников в направлении от севера Средней Сибири на восток, к побережью Тихого океана. Решающий фактор значительного уменьшения площади Мейныпильгынского хребта – сокращающееся снеговое питание на фоне повышения годовых, а главное, летних температур, характерного для последних нескольких десятилетий. Необходимо также учитывать, что эти системы представлены небольшими ледниками, расположенными на низких высотах.

## Оценка развития ледниковых систем в ближайшем будущем

**Методика оценки развития ледниковых систем** в ближайшем будущем описана в нескольких работах [2, 17]. Она предусматривает внесение изменений в существующие материалы таким образом, чтобы в условиях крайнего недостатка натуральных климатических и гляциологических наблюдений оставаться в рамках выработанного подхода и не вносить дополнительных допущений, которые приводят к значительной неопределённости результатов. Мы исследовали ледники Мейныпильгинского хребта с помощью данных конца 1970 – середины 1980-х годов [16], т.е. период построения балансовых схем для базового периода совпадает с модельным базовым периодом (1960–1992 гг.). Здесь имеется в виду период, от которого делается пошаговый прогноз в АОГСМ. В качестве сценария развития климата использовался последний вариант АОГСМ Института им. Макса Планка – ЕСНАМ 5.4.02. Данные модели – на сайте Института Макса Планка: <http://www.mpimet.mpg.de/en/science/models/echam/echam5/inputoutput/echam5-input-files.html>. При реализации этого сценария в своём базовом периоде он наиболее близок к реальной климатической ситуации именно в Северной Евразии и даёт оптимальные прогнозные параметры для данного региона, поскольку в нём наиболее полно отражены условия Арктики (личные сообщения Дж. Оверленда, Дж. Уолша, США, и В.М. Катцова, ГГО, Санкт-Петербург).

Наш методический подход предусматривает расчёт балансовых и гипсографических характеристик ледниковой системы в *базовый период*, включающий современную эпоху и 1960–1992 гг., и в *прогнозный период*, в данном случае 2049–2060 гг.

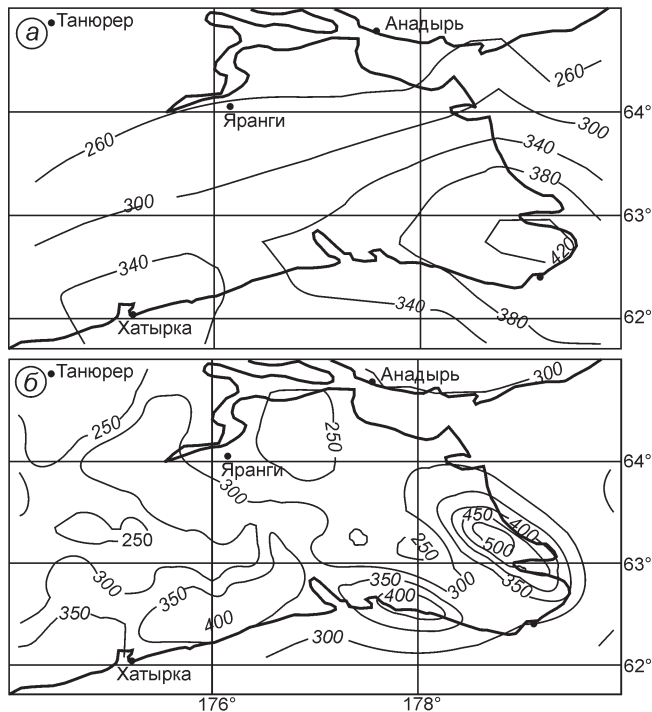
**Базовый период.** Выделено шесть ледниковых систем. В основу выделения положены данные Р.В Седова (см. табл. 1). Для каждой системы определяли среднюю высоту границы питания  $H_{ELA}$ , а также максимальные  $H_{max}$  и минимальные  $H_{min}$  высотные отметки положения ледников в системе. Последняя определялась по пересечению построенных на основе климатических данных профилей абляции  $A$  и аккумуляции  $C$ .

Профили  $A$  строились по средней температуре летних месяцев  $T_{jja}$ . В нижних высотных уровнях температура определялась по данным метеостанций. Градиент  $T_{jja}$  изменялся от 0,7 до 0,45 °С/100 м [11]. В его значения вносилась поправка на выхолаживание ледниковой поверхностью окружающего воздушного пространства  $T_g$  для каждого высотного интервала по формуле  $T_g = 0,85T_{ng} - 1,2$  [20]. Абляция рассчитывалась по формуле  $A = (T_{jja} + 7)^3$ , опробованной

для прогноза развития ледниковых систем северо-востока Сибири [6], где ледники достаточно холодные, а количество осадков, способствующих аккумуляции, незначительно. Следует отметить, что для систем, ледники которых имеют зону наложенного льда, использование зависимости  $A$  от  $T_{jja}$  (формула Ходакова–Кренке) в её начальном виде не очень корректно, поскольку формула была получена эмпирически по данным исследования ледников вне арктического пояса. Поэтому в нашем случае использовалась указанная выше формула, полученная по данным об абляции и температуре на леднике № 31 в северном массиве гор Сунтар-Хаята. Профили  $C$  строились по данным о твёрдых осадках с учётом коэффициента концентрации.

Как уже отмечалось, имеющиеся метеостанции расположены на низких высотах (от нескольких десятков метров до 400 м над ур. моря), их данные использованы для построения профилей до этой высоты. Чтобы получить температуру и количество осадков на высоких уровнях, мы прибегли к независимым способам. Существует ряд общедоступных климатических архивов, которые содержат данные о месячных суммах осадков в узлах регулярной сетки. Примером могут служить архивные данные об осадках над сушей в узлах регулярной (0,5 × 0,5) градусной сетки, источник которых – база данных Университета штата Делавер (США) [http://climate.geog.udel.edu/~climate/html\\_pages/download.html](http://climate.geog.udel.edu/~climate/html_pages/download.html). Согласно работе [7], методы пространственной интерполяции осадков, используемые в этом архиве, позволяют наиболее точно воспроизвести суммы осадков в узлах сетки, где расположены метеостанции. На рис. 5, а показано поле сумм с твёрдыми осадками за восемь месяцев (октябрь–май). Количество осадков снижается по мере удаления от океана в глубь суши.

Чтобы рассчитать количество осадков в горах, где метеостанции отсутствуют, использовался метод пространственного анализа полей орографических осадков, основанный на положениях, рассмотренных в работах [8, 15]: 1) пространственная неоднородность (в масштабе данного района) сумм осадков определяется главным образом неоднородностью средних величин вертикальных (восходящих) движений в нижней тропосфере; 2) величина восходящих движений складывается из орографической и неорографической (восходящие движения в данной точке в свободной атмосфере) составляющих; 3) орографические вертикальные движения на разных высотах в атмосфере вычисляются по формулам, приведённым в работах [14, 15]; 4) суммы осадков делятся на орографическую и неорографическую составляющие. Неорографическая состав-



**Рис. 5.** Средняя сумма осадков с октября по май 1960–2006 гг.: *a* – по данным архива Университета штата Делавер (США); *b* – рассчитанная по формуле (1) на основе данных шести метеостанций и архивных материалов

**Fig. 5.** Mean (for 1960–2006) precipitation sum for October–May by Delaware State University (USA) reanalysis archive (*a*), calculated by the formula (1) according to six weather stations and the Delaware State University (USA) reanalysis archive (*b*)

ляющая более однородна в пространстве, чем орографическая, и определяется в нашем случае удалённостью от морского побережья. По отношению к орографической составляющей в пределах выбранного района её можно принять постоянной. С учётом перечисленных допущений для расчёта сумм осадков использована следующая регрессионная модель:

$$Z = K_0 + K_1A + K_2B + K_3A^2 + K_4B^2 + K_5AB, \quad (1)$$

где  $Z$  – сумма осадков в точке ( $\lambda$ ,  $\varphi$  – долгота и широта);  $K_0$ – $K_5$  – коэффициенты регрессии, вычисляемые методом наименьших квадратов по данным об осадках на метеостанциях или данным, полученным другими методами (гляциологическими, палеогеографическими и т.д.);  $A = A(\lambda, \varphi)$  и  $B = B(\lambda, \varphi)$  – функции, зависящие от широты и долготы расчётной точки, которые определяются двойным интегралом по площади от изменения рельефа и соответственно от отношения атмосферного давления на поверхности к давлению на уровне моря, и некоторой функции влияния, достигающей максимума на расстоянии 6 км от рас-

чётной точки и асимптотически убывающей при дальнейшем удалении (на расстоянии 500 км она принимается равной нулю).

Функции  $A$  и  $B$  вычисляются по формулам из работ [14, 15]; они осреднены по высоте в нижнем 2-километровом слое тропосферы. Физический смысл функций  $A$  и  $B$  – средневзвешенный с данной функцией влияния «уклон» рельефа (в данном радиусе) по долготе и широте. Коэффициент  $K_0$  отражает средние по территории суммы неорографических осадков (предполагаемые осадки на данной территории при отсутствии рельефа).

При помощи изложенной методики рассчитаны поля твёрдых осадков для Чукотки, в частности для её юго-восточной части (см. рис. 5, *b*). Использовались данные об осадках на шести метеостанциях и данные об осадках из архива Делаверского университета для узлов сетки, находящихся на побережье океана и вдоль низменной долины р. Анадырь, т.е. для точек, где влияние рельефа мало (всего 15 значений). Приведём статистические оценки расчётных (по формуле 1) и фактических сумм осадков за период с октября по май для юго-востока Чукотки (по 15 значениям).

Коэффициент корреляции	0,97
Среднеквадратическая ошибка, мм	13
Коэффициент вариации	0,23
Среднее для расчётных, мм	300
Максимальное для расчётных, мм	545
Минимальное для расчётных, мм	220
Среднее для фактических, мм	315

Мы использовали значения сумм осадков за зимний период для построения вертикальных профилей твёрдых осадков, и, как отмечалось ранее, они были пересчитаны в значения аккумуляции с помощью коэффициентов концентрации, рекомендованных для различных превалирующих морфологических типов ледников в работе [10]. Для этого региона они колеблются от 1,45 (карвово-долинные) до 1,75–1,8 (присклоновые). В результате мы получили балансовые вертикальные профили, охватывающие весь высотный диапазон по каждой из шести ледниковых систем. Пример профилей для базового и прогнозного периодов дан на рис. 6. Чтобы понять, каким будет распределение льда по высоте при изменении площади оледенения, мы составили гипсографические схемы ледников каждой системы, т.е. определили, сколько льда (по площади) находится в высотных интервалах (200 м) от нижней до верхней точки существования ледников в системе. Для построения также использовались данные Р.В. Седова. Примеры таких схем даны на рис. 7.

**Прогнозный период.** Для прогноза (или реконструкции) в построенные балансовые кривые

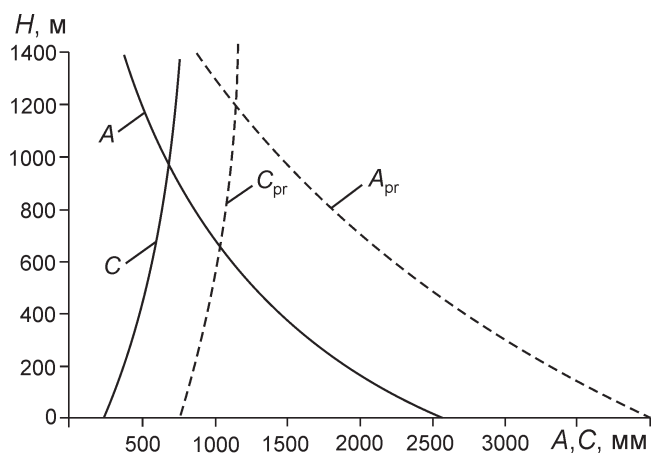


Рис. 6. Примеры балансовых кривых. Ледниковая система № 1. Названия см. в табл. 1 и 4

Fig. 6. Examples of mass balance vertical profiles. Glacier system № 1.

The systems are listed in Tables 1 and 4

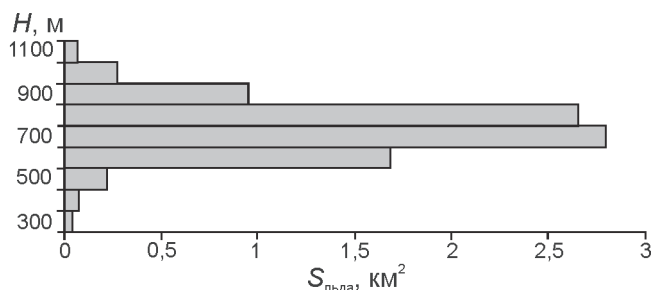


Рис. 7. Примеры гипсографических схем. Ледниковая система № 4.

Названия см. в табл. 1 и 4

Fig. 7. Examples of hypsographic schemes. Glacier system № 4. The systems are listed in Tables 1 and 4

вводятся параметры климатического сценария. В данной работе применён прогностический сценарий модели Института им. Макса Планка (ЕСНАМ 5, scenario B1). Разрешение модели  $2,1^\circ \times 2,1^\circ$  по широте и долготе. В настоящее время это – самая частая сетка для выходных параметров АОГСМ (Atmosphere–Ocean Global Circulation Model). Отметим, что ЕСНАМ 5 – следующая модель после ЕСНАМ 4 [18], которую мы использовали для оценки эволюции ледниковых систем северо-востока Сибири и Камчатки [17].

Использованы два выходных параметра модели, важные для балансовых расчётов ледниковых систем: средняя летняя температура воздуха  $T_{jja-pr}$  и общие осадки  $P_{tot-pr}$  (прогнозируемые). Величину  $P_{tot-pr}$  мы пересчитывали в твёрдые осадки  $P_{sol-pr}$  и находили их долю в общих осадках. Это позволяло оценить аккумуляцию по методу, использованному

в других наших работах, например в [2, 6]. Модельные значения  $T_{jja}$  для исследуемого района колеблются от 1,9 до 10,9 °C в зависимости от места (в северных районах температура будет ниже, чем на юге хребта); сумма общих осадков  $P_{tot}$  на севере и юго-востоке региона прогнозируется от 250 до 500–550 мм/год (максимум – в центре региона, примерно между 63 и 65° с.ш.). Допуская, что в ближайшем будущем зависимость распределения твёрдых осадков от температуры будет такой же, как и сейчас, мы рассчитывали количество твёрдых осадков, далее вводили коэффициент концентрации снега на ледниках (для получения значений аккумуляции) и строили новые (прогнозные) профили.

В глобальных климатических моделях изменения (а не сами характеристики) локального климата внутри ячеек принимаются одинаковыми. Мы также приняли это допущение, учитывая постоянство рельефа, за исключением поверхностей, покрытых ледниками, размеры и форма которых менялись. Эти изменения вводили в прогнозные оценки, учитывая скачок температуры при переходе на ледниковую поверхность, ветровую и лавинную концентрации снега на ледниках, как было описано в построениях для базового периода.

Для проверки такого предположения мы сравнили значения высоты границы питания, определённые непосредственно по съёмкам на местности Р.В. Седовым, с расчётными значениями. Для ледниковых систем Менпыльгинского хребта отклонения оказались небольшими. Относительная ошибка, рассчитанная как отношение разницы высот границ питания к диапазону ледниковой системы, составила для бассейнов: р. Находки и др. – 6,2%; р. Гытгырокыткываам – 7,8%; оз. Пикульнейское – 6,3%; левых притоков р. Вааммычгын – 2,3%; правых притоков р. Вааммычгын – 2,3%; р. Янра-найвеем и др. – 7%. В среднем, ошибка равна 5,4%. Эти ледниковые системы относятся к умеренно-континентальному холодному типу.

Прогностические оценки  $H_{ELA-pr}$  мы определяли также в точках пересечения вертикальных профилей  $A_{pr}$  и  $C_{pr}$  (см. рис. 6). Высота концов ледников  $H_{end}$ , необходимая для расчётов изменения площади при развитии того или иного сценария, рассчитывалась по формуле, исходя из упомянутой гипотезы Гефера–Куровского о вдвое большем отступании (увеличении по высоте) концов ледников по сравнению с поднятием

$$H_{ELA} \cdot H_{end} = H_{ELA} - (H_{max} - H_{ELA}) = 2H_{ELA} - H_{max}$$

где  $H_{ELA}$  – высота границы питания современных ледниковых систем.

Гипотеза Гефера–Куровского уже предполагает соответствие  $H_{ELA}$  климату, изменившемуся за

Таблица 3. Изменения основных характеристик ледниковых систем Мейныпильгинского хребта к середине XXI в. (2040–2069 гг.)\*

Ледниковая система	Изменение $H_{ELA}$ (от базового** до прогнозного периода), м	Высотный диапазон оледенения системы***, м	Площадь оледенения***, км <sup>2</sup> /%	Абляция–аккумуляция на $H_{ELA}$ ***, мм
№ 1 – бассейны рек Находка, Ичгуйгыней, Кальмывеем (Анадырский залив)	220	550/0	1,02/0 (0,0)	680/–
№ 2 – бассейны рек Гытгырокыткываам, Чёрной	480	460/50	1,22/0,13 (10,7)	580/860
№ 3 – бассейн оз. Пикульнейское	100	360/0	11,1/0 (0,0)	640/–
№ 4 – бассейны левых притоков р. Вааммычгын	250	750/300	8,78/0,35 (4,0)	600/1250
№ 5 – бассейны правых притоков р. Вааммычгын	370	750/100	5,87/0,078 (1,3)	720/1700
№ 6 – бассейны рек Янранайвеем, Кайкытгывеем, Накепейляк	150	650/–100	5,08/0 (0,0)	700/–

\*Ледниковые системы выделены в соответствии с определением А.Н. Кренке [10].

\*\*Базовый период для климата 1960–1991 гг.

\*\*\*В числителе – базовый период, в знаменателе – прогнозный; в скобках дано отступление в %.

предшествующие десятки лет, т.е. ледники к прогнозируемому периоду времени пришли в сбалансированное состояние по отношению к климату (см. далее). Затем строились гипсографические схемы (распределение площадей льда по высотным зонам в ледниковой системе) на 2049–2060 годы. Их нижняя точка совпадает с  $H_{min}$ , где площадь льда равна нулю, а высшая отметка не изменяется. По ним мы устанавливаем, насколько сократится площадь областей, покрытых льдом, а также высотный диапазон оледенения. Если высота концов ледников в системе больше, чем высшие точки рельефа, то оледенение к прогнозируемому времени исчезнет. При развитии климата по выбранному сценарию ледниковые системы Мейныпильгинского хребта сократятся катастрофически. Рассчитанные нами параметры даны в табл. 3.

Увеличение средней летней температуры от системы к системе к 2049–2060 гг. различно и колеблется от 4 °С (на востоке региона) до 0,5 °С (на западе). Однако реакция на увеличение  $T_{jja}$  ледников разных систем различна: ледники бассейнов рек Находка, Ичгуйгыней, Кальмывеем (№ 1), бассейна оз. Пикульнейское (№ 3) и бассейнов рек Янранайвеем, Кайкытгывеем, Накепейляк (№ 6) исчезнут, остальные сократятся на 90%. Если учесть результаты анализа космических снимков, показывающие сокращение площади ледников хребта за 25 лет на 30% при слабом потеплении в этот период, то такой вывод на основе модельных построений не должен удивлять. Ледники бассейнов правых и левых притоков рек Вааммычгын и Чёрной, где сейчас расположен основной очаг оледенения хребта, всё-таки не исчезнут полностью, несмотря на значительное поднятие высоты граница питания (с 300 до 500 м), из-за больших по сравнению с другими системами высот рельефа и лучшего питания ледников.

Абляция на высоте  $H_{ELA}$  у частично сохранившихся систем будет достаточно высока, и чем она будет больше, тем меньше останется площади, занятой ледниками. Отметим, что прогноз даётся на период, предполагающий уже приспособленное к климату состояние ледников. Время реакции, за которое ледник адаптирует своё состояние, форму и размеры к меняющемуся климату, характеризуется соотношением масштабов толщины ледника и абляции [21]. В нашем случае, когда рассматривается ледниковая система, индивидуальная геометрия ледников усредняется, и мы судим о времени приспособления по этому соотношению, имея в виду средние значения абляции и толщины ледников. Для ледников умеренных и субарктических широт, согласно [21], время отклика колеблется от 15 до 60 лет. Поскольку наш прогноз рассчитан на интервал времени 2049–2060 гг., то это время как раз приходится на стадию приспособления ледников к условиям нового климата.

### Обсуждение результатов

Впервые с 1980-х годов по космическим снимкам 2003 г. определены площади и число существующих в настоящее время ледников Мейныпильгинского хребта. Сравнение с данными Каталога ледников СССР, составленного Р.В. Седовым [16], показало, что оледенение сократилось примерно на 30%. Это объясняется происходящими в регионе климатическими изменениями – уменьшением осадков и ростом температур тёплого периода, которые отмечаются на прилегающих к исследуемому региону метеостанциях. В работе использованы снимки Landsat MSS, TM и ETM+ и Terralook ASTER, которые имеют разное пространственное разрешение, поэтому диапазон определения площадей для разных ледников неодинаков, в среднем он варьирует от 400 до 1000 м<sup>2</sup>.

Анализ ледников по группам (одинаковый морфологический тип и экспозиция) показал, что площадь ледников северной, северо-западной и северно-восточной экспозиций сократилась меньше по сравнению с площадью ледников других экспозиций. Максимально уменьшились в размере из-за недостатка питания ледники с восточной экспозицией склона. Как и на ледниках северного Таймыра – в горах Бырранга, наибольшая потеря площади ледников Мейныпильгынского хребта характерна для висячих, долинных и карово-долинных ледников; каровые и присклоновые ледники сохранились лучше.

Осадки, питающие ледники этого района в последние годы, пусть и достаточно скудные, поступают главным образом с севера, из Арктики, и лишь частично – с Тихого океана. В работах [9–11] выделены две провинции влияния океанов (воздушных масс, формирующихся над ними) на питание ледников – Атлантическая и Тихоокеанская. По нашему мнению, можно выделить также провинцию влияния Северного Ледовитого океана, так как ледники Чукотки в значительной степени существуют за счёт влаги воздушных масс из Арктики. По-видимому, влияние этой провинции распространяется и на запад – во всяком случае ледники хр. Брукса на севере Аляски также в основном аккумулируют осадки, принесённые воздушными массами из Арктики [22], т.е. эта провинция имеет глобальный характер.

Возможность включения области влияния Северного Ледовитого океана обусловлена новыми климатическими условиями, среди которых: потепление в Арктике в последние десятилетия; увеличение числа движущихся отсюда циклонов; уменьшение площадей распространения морских льдов, особенно в районе Российской Арктики. Так, в работе [1], авторы которой анализируют материалы МПГ, темпы сокращения площади морского льда за период развития современного потепления и в период потепления в Арктике в 1930–40-е годы сравниваются по данным о площади, занятой льдами в арктических морях с 1920-х годов по настоящее время. Отмечается тенденция к сокращению площади морского льда в арктических морях за весь период наблюдений и особенно за последние десять лет. С 1997 по 2007 г. площадь морского льда в сентябре сократилась на 26% во всей Арктике и на 79% в сибирских морях, тогда как за весь период спутниковых наблюдений с 1979 по 2007 г. скорость сокращения составила 9,5% для всей Арктики и 16,6% для сибирских морей. Эти факты позволяют выделить новую провинцию влияния на ледниковые системы севера Дальнего Востока (и, по-видимому, севера Аляски). Когда были написаны работы [10, 11], ещё

не было данных, достаточных для выделения этой провинции (А.Н. Кренке, личное сообщение).

Значительное уменьшение площади оледенения хребта за последние 25 лет заставило нас рассмотреть его эволюцию на ближайшее время. Подход, разработанный и опубликованный нами в работах [6, 18], позволил оценить эволюцию ледниковых систем Мейныпильгынского хребта в соответствии со сценарием модели ЕСНАМ 5 (В1). Данные о современном климате этого региона можно получить лишь на основе анализа рядов наблюдений нескольких метеостанций, расположенных на небольшой высоте. Поэтому для получения значений осадков на больших высотах были использовали результаты построения полей орографических осадков А.Ю. Михайлова. И хотя это вносит некоторую дополнительную неопределённость в оценку точности методики, сама работа по построению полей орографических осадков для данного района очень важна.

Полученное нами критическое сокращение площади ледников Мейныпильгынского хребта при реализации сценария развития климата на 2049–2060 гг. закономерно: ледники хребта небольшие, находятся на низких высотах и подвержены влиянию существенного увеличения средней летней температуры, а незначительный рост твёрдых осадков, характерный для этого региона согласно ЕСНАМ 5, не сможет компенсировать потери ледниковой массы. Подтверждает прогнозную оценку и выявленное нами по космическим снимкам сокращение площади рассматриваемых ледников на 30% за последние 25 лет. Наш прогноз фактически оказался экстраполяцией протекающего в этом районе в современную эпоху процесса уменьшения площади ледников.

**Благодарности.** Мы благодарны создателю Каталога на исследуемый регион Р.В. Седову за огромную проделанную им работу. Большое спасибо Н.К. Кононовой за предоставление данных по синоптическим ситуациям и А.Н. Кренке за обсуждение при подготовке статьи к печати.

#### Литература

1. Алексеев Г.В., Пнюшков А.В., Иванов Н.Е., Ашик И.М., Соколов В.Т., Головин П.Н., Богородский П.В. Комплексная оценка климатических изменений в морской Арктике с использованием данных МПГ 2007/08 // Проблемы Арктики. 2009. № 1 (81). С. 7–14.
2. Ананичева М.Д. Поля гляциологических характеристик для сценария ЕСНАМ 4: Северо-восточная Сибирь и Камчатка // МГИ. 2009. Вып. 107. С. 81–87.
3. Ананичева М.Д. Современное состояние ледников Корякского нагорья и оценка эволюции в ближайшем будущем // Лёд и Снег. 2011. № 4 (112). С. 47–56.

4. Ананичева М.Д., Капустин Г.А., Корейша М.М. Изменение ледников гор Сунтар-Хаята и хр. Черского по данным Каталога ледников СССР и космическим снимкам 2001–2003 гг. // МГИ. 2006. Вып. 101. С. 163–169.
5. Ананичева М.Д., Капустин Г.А. Оценка изменений ледников гор Бырранга по космическим снимкам и Каталогу ледников СССР // Лёд и Снег. 2010. № 3 (111). С. 19–27.
6. Ананичева М.Д., Кренке А.Н. Гляциологический прогноз. Горное оледенение (на примере Северо-Востока России и Камчатки) // Оледенение Северной Евразии в недавнем прошлом и ближайшем будущем. М.: Наука, 2007. С. 277–293.
7. Жильцова Е.Л., Анисимов О.А. О точности воспроизведения температуры и осадков на территории России глобальными климатическими архивами // Метеорология и гидрология. 2009. № 10. С. 79–89.
8. Кононова Н.К. Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому / Отв. ред. А.Б. Шамакин. М.: Воентехиниздат, 2009. 372 с.
9. Котляков В.М., Хромова Т.Е., Зверкова Н.М., Чернова Л.П., Носенко Г.А. Две новые ледниковые системы на северо-востоке Евразии // ДАН. 2011. Т. 437. № 1. С. 108–113.
10. Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах на территории СССР. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 488 с.
11. Кренке А.Н., Чернова Л.П. Ледниковые системы Северо-востока СССР // Изв. РАН. Сер. геогр. 1980. № 1. С. 17–33.
12. Кренке А.Н., Китаев Л.М., Турков Д.В. Климатическая роль изменений снежного покрова в период потепления // Изв. АН. Сер. геогр. 2001. № 4. С. 44–50.
13. Магидович И.П., Магидович В.И. Очерки по истории географических открытий: Т. 5. М.: Просвещение, 1986. 223 с.
14. Михайлов А.Ю. Роль орографических вертикальных движений в формировании климатического поля летних осадков // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1985. № 5. С. 96–103.
15. Михайлов А.Ю. Расчет интегрального влияния рельефа на величину вертикальной скорости ветра // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. 1986. № 5. С. 543–546.
16. Седов Р.В. Каталог ледников северо-восточной части Корякского нагорья: Т. 19. Северо-Восток. Ч. 1. Мейныпильгинский хребет / Под ред. Д.Г. Цветкова // МГИ. 2001. Вып. 91. С. 195–224.
17. Ananicheva M.D., Krenke A.N., Barry R.G. The Northeast Asia mountain glaciers in the near future by AOGCM scenarios // The Cryosphere. 2010. № 4. P. 435–445.
18. Bacher A., Oberhuber J.M., Roeckner E. ENSO dynamics and seasonal cycle in the tropical Pacific as simulated by the ECHAM4/OPYC3 coupled general circulation model // Climate Dynamics. 1998. № 14. P. 431–450.
19. GLIMS RC 18 procedures and guidelines for glacier analysis Frank Rau, Steffen Vogt, Fabian Mauz & Florian König Institut für Physische Geographie, Freiburg (Germany) (Version 2.0). 2004–12–15.
20. Davidovich N.V., Ananicheva M.D. Prediction of possible changes in glacio-hydrological characteristics under global warming: south-eastern Alaska, USA // Journ. of Glaciology. 1996. V. 42. № 142. P. 407–412.
21. Johannesson T., Raymond C.F., Waddington E.D. Timescale for adjustments of glaciers to changes in mass balance // Journ. of Glaciology. 1989. V. 35. № 121. P. 355–369.
22. Wendler G., Ishikawa N., Streten N. The climate of the McCall Glacier, Brooks Range, Alaska, in relation to its geographical setting // Arctic and Alpine Research. 1974. V. 6. P. 307–318.

### Summary

Paper presents the results of interpretation of space images (from Landsat and World View-2), which made possible to estimate the areal extent of glaciers of Meynypilginsky Range, North-East of Koryak Upland, in the early 2000's. Assessments of glaciers were analyzed in comparison with the Glacier Inventory of the region, compiled by R.V. Sedov (2001), as a whole and for groups of glaciers belonging to the selected six glacial systems. After dozens of years since the compilation of the Inventory (1985) and from some glacier data referred to 1967, the glaciers of Meynypilginsky Range lost about 30% of the area, mainly due to drying that accompanies climate warming. The analysis of glaciers, which had retreated, was conducted for the groups by the same morphological type, and the same aspect. The largest retreat and area reduction is relevant to valley-corrie and hanging glaciers of eastern aspect. Glaciers facing north less suffered. As a result of application of the developed methodology for assessing the evolution of glacier systems under given climate scenario, the parameters for the state of the glacier systems of Meynypilginsky Range up to the time span 2049–2060 were obtained. The AOGCM–ECHAM 5 (B1) was used as a scenario; it is the optimal for the Northern Eurasia. It turned out that the glaciers reduction would be catastrophic (about 90%), but nevertheless they would not completely disappeared.