

**Гляциологическая ассоциация
Русское географическое общество
Институт географии Российской академии наук
Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт**



**Тезисы докладов XVI гляциологического симпозиума
г. Санкт-Петербург
24–27 мая 2016 года**

Под редакцией В.М. Котлякова и С.С. Кутузова

24 мая		
8.00–10.00 –	Регистрация участников симпозиума в ААНИИ	
10.00–10.30 –	Открытие симпозиума. Президент Гляциологической ассоциации академик В.М. Котляков <i>Председатель В.М. Котляков</i>	
10.30–10.50 –	<u>Рыбак О.О.</u> , Володин Е.М., Невечеря А.П., Морозова П.А., Каминская М.М. Включение Гренландского и Антарктического ледниковых щитов в модель земной системы	
10.50–11.10 –	<u>Липенков В.Я.</u> , Туркеев А.Т., Саламатин А.Н., Екайкин А.А., Васильев Н.И. Газосодержание воды в озере Восток по данным термометрии глубокой скважины	
11.10–11.30 –	<u>Farinotti D.</u> , Ginzler Ch., Huss M., Liechti K. Towards nation-wide, operational glacier mass balance monitoring	
11.30–11.50 –	<u>Эглин М.Э.</u> , Якубенко А.Е. Новые математические модели снежных лавин	
	11.50–12.20 – Перерыв на кофе	
	Аудитория 1	Аудитория 2
	Горные ледники, измерение и моделирование баланса массы. <i>Председатель С.С. Куззов</i>	Снежные покров, лавины и сели <i>Председатель Н.И. Осокин</i>
12.20–12.40 –	<u>Морозова П.А.</u> , Рыбак О.О. Регионализация данных глобального климатического моделирования для расчета баланса массы горных ледников	<u>Голубев В.Н.</u> Особенности и закономерности зарождения и диагенеза твердых атмосферных осадков.
12.40–13.00 –	<u>Barandun M.</u> , Huss M., Sold Leo, Kienholz C., Usabaliev R., Bolch T., Hoelzle M. Glacier-wide mass balance of four Kyrgyz glaciers derived from snow cover mapping	<u>Казаков Н.А.</u> , Казакова Е.Н., Музыченко А.А., Попов Г.В., Кононов И.А., Павлов В.С., Боброва Д.А. Литолого-стратиграфические комплексы снежного покрова на Кольском полуострове.
13.00–13.20 –	<u>Рец Е.П.</u> , Петраков Д.А., Шпунтова А.М. Физико-математическое моделирование баланса массы ледника Сары-Тор в 2003/04-2014/15 гг.	<u>Комаров А.Ю.</u> , Гребенников П.Б., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Фролов Д.М. Изучение пространственно-временной неоднородности снежной толщи

13.20–13.40	<u>Коновалов В.Г.</u> Пиманкина Н.А. Пространственно-временное изменение составляющих водного баланса (ВБ) на северном склоне Заилийского Алатау	<u>Чернов Р.А.</u> Изменчивость термических свойств снега на ранней стадии его диагенеза
	13.40 –15.00 – Перерыв на обед	
15.00–15.20 –	<u>Шпунтова А.М.</u> , Петраков Д.А., Коваленко Н.В., Тутубалина О.В., Усубалиев Р.А. Оценка альбедо поверхности ледников в массиве Ак-Шийрак (Внутренний Тянь-Шань)	<u>Мокров Е.Г.</u> , Барашев Н.В., Сократов С.А. Изменения параметров снежной толщи при различной подстилающей поверхности
15.20–15.40 –	<u>Schmale J.</u> , Flanner M., Kang S., Sprenger M., Farinotti D., Zhang Q., Guo J., Li Y., Schwikowski M. Central Asian supra-glacier snow melt enhanced by anthropogenic black carbon	<u>Калашникова О.</u> , Гафуров А. Использование данных о снежном покрове со спутниковых снимков MODIS для прогноза стока рек
15.40–16.00 –	<u>Касаткин Н.Е.</u> Мониторинг внешнего и внутреннего массообмена ледника Центральный Туйыксу в Иле Алатау.	<u>Черноус П.А.</u> , Осокин Н.И., Чернов Р.А. Пространственная изменчивость толщины снега на небольших участках горных склонов Шпицбергена
16.00–16.20 –	<u>Рыбак О.О.</u> , Рыбак Е.А., Кутузов С.С., Лаврентьев И.И., Морозова П.А., Поповнин В.В., Каминская М.М. Модельные реконструкции скоростей течения и баланса массы ледников Марух и Джанкуат	<u>Ефремов Ю.В.</u> Снежный покров Лагонакского нагорья (Западный Кавказ).
16.00–16.40	Рототаева О.В., <u>Носенко Г.А.</u> , Никитин С.А., Керимов А.М., Керимов А.А., Тарасова Л.Н. Динамика баланса массы ледника Гарабаши (Эльбрус) на рубеже столетий, 1982÷2015 годы	<u>Воропай Н.Н.</u> , Власов В.К. Особенности распределения снежного покрова в Прибайкалье
	16.40–17.10 – Перерыв на кофе	
	Представление стендовых докладов 17.10-18.00 Изменения климата и ледников в горных районах 1. <u>Ерисковская Л.А.</u> Изменения в климатическом режиме ледника Туйыксу. 2. Нарожный Ю.К., Паромов В.В., <u>Шантыкова Л.Н.</u> Оценка современной динамики и прогноз гляциологических характеристик ледников центрального Алтая. 3. <u>Хаткутов А.В.</u>, Докукин М.Д. Динамика озер у ледника Малый Азау на Эльбрусе за 1957-2015 гг. 4. <u>Осипов Э.Ю.</u>, Осипова О.П. Результаты гляциологических наблюдений на леднике №18 (массив Пик Топографов, Восточный Саян)	

	5. Котляков В.М., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Хромова Т.Е., Зверкова Н.М. Изменения горных ледников в Северном и Южном полушариях за последние 160 лет 6. <u>Марченко Е.С.</u>, Муравьев Я.Д. Влияние голоценового вулканизма на современные изменения ледников севера Срединного хребта, Камчатка 7. <u>Ганюшкин Д.А.</u> Механизмы динамики ледников аридных районов Алтая 8. <u>Ганюшкин Д.А.</u>, К.В. Чистяков, Е.П. Кунаева, И.В. Волков, Д.В. Банцев Динамика оледенения хребта Чихачева после максимума малой ледниковой эпохи 9. <u>Антонов О.М.</u> Изменение границ малых ледников северо-восточного Таймыра за последние десятилетия 10. <u>Ефремов Ю.В.</u> Новые данные о малых ледниках Лагонакского нагорья (Западный Кавказ) 11. <u>Усманова З.С.</u>, Пиманкина Н.В. Пространственно-временная изменчивость осадков в бассейне р. Текес 12. <u>Лыткин В.М.</u>, Галанин А.А. К вопросу о динамике оледенения хребта Сунтар-Хаята Снежные покров, лавины и сели 13. Созаев С.Х. Селиверстов Ю.Г., Глазовская Т.Г. Изучение нарушения сплошности снежной толщи при образовании лавин 14. Жируев С.П., Генсировский Ю.В. Периодичность и условия формирования снежных лавин большого объема в Сусунайском хребте (южный Сахалин) 15. <u>Казаков Н.А.</u> Экспериментальные исследования массы ледяных кристаллов вторично-идиоморфного снега 16. <u>Казаков Н.А.</u>, Кононов И.А. Содержание ледяных кристаллов разных классов форм в слоях вторично-идиоморфного снега 17. <u>Казаков Н.А.</u>, Генсировский Ю.В. Методика стратиграфических наблюдений в снежной толще 18. <u>Казакова Е.Н.</u>, Боброва Д.А. Лавины на антропогенно измененных территориях 19. <u>Казакова Е.Н.</u>, Лобкина В.А. Оценка снегоопасности урбанизированных территорий о. Сахалин 20. <u>Литвиненко В.В.</u>, Фролов Д.М. Структура снежного покрова в лесопарках Москвы в 2014–2016 гг. 21. <u>Максютова Е.В.</u> О режиме залегания снежного покрова в Предбайкалье 22. Осокин Н.И., <u>Сосновский А.В.</u> Влияние твердости снега на его коэффициент теплопроводности 23. <u>Харламова Н.Ф.</u>, Казарцева О.С. Пространственно-временные характеристики снежного покрова Алтайского края 24. Мальнева И.В., Гонсировский Д.Г. Космическая погода как дополнительный фактор формирования гляциальных селей в Приэльбрусье. 25. Иванов М.Н., Федотова Д.А. Статистика жертв снежных лавин в Хибирах	
	18.00–18.30 – открытое заседание редколлегии журнала «Лёд и Снег»	
	25 мая	
	Изменения климата и ледников в горных районах <i>Председатель</i>	Снежные покров, лавины и сели <i>Председатель</i>

09.30–09.50 –	<u>Tielidze L.</u> , Wheate R. Georgian Caucasus Glacier Inventory	<u>Селиверстов Ю.Г.</u> Макроциркуляция и массовое образование катастрофических лавин в Альпах
09.50–10.10 –	<u>Gindraux S.</u> , Fischer M., Bösch R., Farinotti D. Accuracy assessment of UAV photogrammetry on an Alpine glacier	Бабурин В.Л., Данилина А.В., Грязнова В.В., Мартынов А.В., <u>Хисматуллин Т.И.</u> , Шныпарков А.Л. Лавинный риск на Северном Кавказе
10.10–10.30 –	<u>Семакова Э.Р.</u> , Семаков Д.Г. О возможности использования методов дистанционного зондирования Земли в проведении гляциологических расчетов для горных районов Узбекистана	<u>Олейников А.Д.</u> , Володичева Н.А.. Современные тенденции изменения снеголавинного режима Центрального Кавказа
10.30–10.50 –	<u>Котляков В.М.</u> , Десинов Л.В., Серова Е.А., Ивонин И.Л., Новикова Е.А., Рудаков В.А. Гляциологический мониторинг Южного ледникового поля Патагонии с МКС	<u>Кюль Е.В.</u> Характеристика влияния снежных лавин на трансформацию ландшафтов природно-антропогенных геосистем Южного Приэльбрусья
10.50–11.10 –	<u>Десинов Л.В.</u> , Котляков В.М., Серова Е.А., Ивонин И.Л., Новикова Е.А., Рудаков В.А.. Изучение Северного ледникового поля Патагонии по данным съёмки с МКС	<u>Айзель Г.В.</u> Применение методов машинного обучения для моделирования характеристик снежного покрова
	11.10–11.40 – Перерыв на кофе	
11.40–12.00 –	Котляков В.М., <u>Хромова Т.Е.</u> , Носенко Г.А., Чернова Л.П., Никитин С.А., Муравьев А.Я., Зверкова Н.М. Ледники горных районов России в XX и начале XXI века	<u>Музыченко А.А.</u> Оценка снежности зим на юге Сахалина по данным наблюдений за снежным покровом на стационарной площадке
12.00–12.20 –	<u>Маневич Т.М.</u> Малый ледниковый период на Камчатке	<u>Казакова Е.Н.</u> , Лобкина В.А. Анализ данных наблюдений за плотностью снега (2005–2015 гг.)
12.20–12.40 –	<u>Докукин М.Д.</u> , Сейнова И.Б., Савернюк Е.А., Черноморец С.С. Наступание ледников в условиях воздействия вулканической деятельности Ключевского вулкана (Камчатка)	<u>Попов Г.В.</u> , <u>Музыченко А.А.</u> , Казакова Е.Н., Генсировский Ю.В., Павлов В.С. Влияние городской застройки на характеристики метелевого переноса (на примере г. Южно-Сахалинск)
12.40–13.00 –	<u>Муравьев А.Я.</u> , Муравьев Я.Д. Колебания ледников Ключевской группы вулканов во второй половине XX – начале XXI века	<u>Сосновский А.В.</u> , Конторович И.И. К расчету опреснения минерализованного пористого льда при таянии

	13.00–14.30 – Перерыв на обед	
	Изменения климата и ледников в горных районах	Снежные покров, лавины и сели
14.30–14.50 –	<u>Носенко Г.А.</u> , Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Касаткин Н.Е., Кокарев А.Л. Политермическая структура ледника Центральный Туюксу	<u>Жданов В.В.</u> Экспериментальный метод прогноза лавин на основе нейронных сетей
14.50–15.10 –	<u>Усманова З.С.</u> , Шахгеданова М.В., Северский И.В., Вилесов Е.Н. Изменение состояния оледенения бассейна р. Текес, Центральный Тянь-Шань, Казахстан	<u>Благовещенский В.П.</u> , Эглит М.Э., Жданов В.В., Аскарбеков Б.Б. Калибровка математических моделей лавин по данным о реальных лавинах в Иле (Заилийском) Алатау
15.10–15.30 –	<u>Подрезова Ю.А.</u> , Павлова И.А. Изменение климата и его влияние на ледники массива Ак-Шийрак	<u>Зайко Ю.С.</u> , Эглит М.Э. Математическое моделирование движения снежных лавин с учетом вовлечения снега со склона
15.30–15.50 –	Мандычев А., <u>Усубалиев Р.</u> , Азисов Э. Динамика изменения ледника Абрамова за период с 1850 по 2014 год.	<u>Романова Д.И.</u> Математическое моделирование склоновых потоков в пакете OpenFOAM
	15.50–16.20 – Перерыв на кофе	
	Динамика ледниковых озёр <i>Председатель Г.А.Носенко</i>	Изменения климата и ледников в полярных районах <i>Председатель А.Ф. Глазовский</i>
16.20–16.40 –	<u>Медеу А.Р.</u> , Токмагамбетов Т.Г., Кокарев А.Л., Ерисковская Л.А. Оценка влияния гляциоклиматических и гидрометеорологических условий на состояние опасности ледниковой зоны Заилийского Алатау	<u>R. Carr.</u> Multi-decadal retreat of Novaya Zemlya outlet glaciers, in response to climatic forcing
16.40–17.00 –	<u>Round V.</u> , Leinss S., Huss M., Funk M. Surge dynamics and lake outburst events of Kyagar Glacier, Karakoram	<u>Бушуева И.С.</u> , Глазовский А.Ф., Носенко Г.А. Наступание выводной части купола Вавилова по данным дистанционного зондирования Земли
17.00–17.20 –	<u>Kapitsa V.</u> , Shahgedanova M., Severskiy I., Medeu A. Assessment of Changes in Mountain Lakes in the Djungarskiy Alatau between 2002 and 2014 using Landsat imagery	<u>Лаврентьев И.И.</u> Изменение ледников Новой Земли с 1952 по 2015 гг.

17.20–17.40 –	<u>Коновалов В.Г.</u> , Рудаков В.А. Дистанционное определение резервного объема прорывоопасных высокогорных озер	<u>Платонова Е.В.</u> , Бычкова И.А. Многолетние наблюдения за ледниками Новой Земли по спутниковым данным
18.00	Закрытый показ нового документального фильма «Станция Восток. На пороге жизни» в большом зале ААНИИ.	
26 мая		
	Ледовые керны и палеоклиматические реконструкции в полярных районах <i>Председатель</i>	Изменения морского ледяного покрова: причины и следствия <i>Председатель</i>
09.30–09.50 –	<u>D. Dahl-Jensen</u> The Greenland ice cores tell tales on the past climate and the evolution of the Greenland Ice Sheet.	<u>Макаров А.С.</u> , Большаинов Д.Ю. Изменчивость уровня морей арктической области Земли в постледниковье
09.50–10.10 –	<u>Ekaykin A.A.</u> , Lipenkov V.Ya., Kozachek A.V., Vladimirova D.O., Raynaud D. Extending the Vostok isotopic record back to 800,000 years BP?	<u>Borzenkova I.I.</u> Sea ice as indicators of the state of global climatic system in present and past time
10.10–10.30 –	<u>Talalay P.</u> , Li Y., Sun Y., Zhao Y., Cao P., Markov A., Shi G., An C., Xu H., Zheng Z., Wang R., Zhang N., Fan X., Yang Y., Liu Y. Chinese Ice-Core Drilling Projects in East Antarctica towards New Findings on Paleoclimate Reconstruction and Ice Sheet Dynamics	<u>Алексеев Г.В.</u> , Кузмина С.И., Глок Н.И., Смирнов А.В., Вязилова А.Е. Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике
10.30–10.50 –	<u>Matoba S.</u> , Kadota M., Iizuka Y., Aoki T. Climate changes after the Little Ice Age reconstructed from shallow ice cores at Greenland Ice Sheet	<u>Федорова А.Д.</u> , Бобылев Л.П., Рубченя А.В., Ионов В.В. Влияние притока пресных вод из центральной Арктики и с Гренландского ледникового щита на стратификацию вод в Лабрадорском море
10.50–11.10 –	<u>Vladimirova D.</u> , Vallelonga P., Vinther B., Blunier T. CH4 content in the RECAP ice core, Greenland. Preliminary results	<u>H. Engelhardt</u> . Polfluchtkraft Moving Large Icebergs
	11.10–11.40 – Перерыв на кофе	
11.40–12.00 –	<u>Чихачев К.Б.</u> , Липенков В.Я., Саламатин А.Н. Исследование нестационарного процесса уплотнения снежно-фирновой толщи на полярных ледниках	<u>Kouraev A.V.</u> , Zakharova E.A., Naumenko M.A., Shimaraev M.N., Kostianoy A.G., Hall N.M.J., Suknev A.Ya., Rémy F. Ice regime of Eurasian lakes and internal seas

12.00–12.20 –	<u>Веркулич С.Р.</u> , ПушинаЗ.В., Демидов Н.Э. Условия интерстадиала (МИС 3) в краевой зоне Антарктиды	<u>Макштас А.П.</u> , Богородский П.В., Кустов В.Ю. Особенности таяния припайных льдов в районе Гидрометеорологической обсерватории Тикси
12.20–12.40 –	<u>Syrykh L.</u> , Nazarova L. Palaeoclimatic research of Holocene in the Khatanga region (Russian Arctic)	<u>Головин Н.В.</u> , Кубышкин Н.В., Рудаков В.В. Анализ ледовых условий северной части Обской губы по спутниковой информации
12.40–13.00 –	<u>Сапелко Т.В.</u> Палиноиндикация приледниковых озер в позднем плейстоцене на Северо-Западе России	<u>Иванов Б.</u> , Смоляницкий В., Священников П., Тисленко Д., Форланд Э., Нордли О., Исаксен К., Гйелтен Х., Павлов А. Особенности регионального климата архипелага Шпицберген, взаимосвязь с ледовыми условиями в окружающих водах
13.00–14.30 – Перерыв на обед		
	Изотопный и химический состав снега и льда <i>Председатель</i>	Подземные льды и наледи <i>Председатель</i>
14.30–14.50 –	<u>Ходжер Т.В.</u> , Голобокова Л.П, Осипов Э.Ю. Исследование химического состава верхних слоев снежного покрова в Восточной Антарктиде	<u>Задорожная Н.А.</u> , Стрелецкая И.Д., Васильев А.А., Облогов Г.Е., Лейбман М.О., Кизяков А.И., Шмелев Д.Г., Федин В.А. Подземные льды – архив данных глобальных изменений природной среды
14.50–15.10 –	<u>Козачек А.В.</u> , ЕкайкинА.А., Михаленко В.Н., Липенков В.Я., Кутузов С.С. Климатические факторы, определяющие изотопный состав осадков в высокогорьях Кавказа, по данным исследований ледяных кернов	<u>Шполянская Н.А.</u> Динамика климата и криосферы Земли в кайнозое, тенденции будущего развития
15.10–15.30 –	Kutuzov S.S., Mikhalev V.N., Ginot P., Lavrentiev I.I., Kozachek A.V.,Grachev A.M., Krupskaya V.V., EkajkinA.A., Tielidze L.G. Evaluating the Suitability of Mt. Kazbek for Deep Ice Core Drilling	<u>Ермолин Е.Д.</u> , Сильва А., Маринсек С., Секо Х. Многолетняя мерзлота северо-востока Антарктического полуострова и текущие ледниково-климатические изменения
15.30–15.50 –	<u>Керимов А.М.</u> , Рототаева О.В. Тяжелые металлы в снежно–ледниковой толще Эльбруса за последние 60 лет	<u>Ларин С.И.</u> , Алексеева В.А., Лаухин С.А., Ларина Н.С., Максимов Ф.Е. Особенности криогенеза перигляциальной зоны Западной Сибири во время последнего оледенения
15.50–16.20 – Перерыв на кофе		

16.20–16.40 –	<u>Осипова О.П.</u> , Осипов Э.Ю., Голобокова Л.П., Ходжер Т.В. Изменения атмосферной циркуляции в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды за последние 200 лет по данным изучения химического состава снежно-фирнового покрова	<u>Шепелёв В.В.</u> О преимуществах бассейнового подхода при изучении закономерностей развития наледей
16.40–17.00 –	<u>Малыгина Н.С.</u> , Эйрих А.Н., Папина Т.С. Изотопный состав зимних атмосферных осадков и снежного покрова в переходной зоне Алтая	Иванова Л.Д., <u>Павлова Н.А.</u> Создание базы данных наледей бассейна р. Яны в целях картирования наледоопасных районов
17.00–17.20 –	<u>Эйрих А.Н.</u> , Малыгина Н.С., Яшина Т.В., Папина Т.С. Состав снежного покрова в бассейне р. Мульта (Республика Алтай)	<u>Семерня А.А.</u> Исследование динамики наледообразования в Центральной Якутии
17.20–17.40 –	<u>Папина Т.С.</u> , Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Галанин А.А., Железняк М.Н. Изотопный состав и источники атмосферных осадков в Центральной Якутии	<u>Шейнкман В.С.</u> Оледенение Сибири и проблема пластовых залежей подземного льда
	Представление стендовых докладов 17.40-18.20 Ледовые керны и палеоклиматические реконструкции в полярных районах 1. <u>Parrenin F.</u>, Fujita S., Abe-Ouchi A., Kawamura K., Masson-Delmotte V., Motoyama H., Saito F., Severi M., Stenni B., Uemura R., Wolff E. Climate dependent contrast in surface mass balance in East Antarctica over the past 216 kyr 2. <u>Алехина И.А.</u>, Екайкин А.А., Липенков В.Я. Вода и буровая жидкость в скважине после вскрытия озера Восток 3. <u>Ларин С.И.</u>, Ларина Н.С., Крестьянникова Е.В. Снег как индикатор аэрозольного загрязнения атмосферы урбанизированных территорий 4. <u>Банцев Д.В.</u>, Ганюшкин Д.А., Екайкин А.А., Чистяков К.В. Изотопные исследования оледенения массива Табын-Богдо-Ола. 5. <u>Чистяков В.К.</u>, Ковальчук В.С. Температурный режим бурения скважин в криогенных разрезах 6. Васильев Н.И., Липенков В.Я., <u>Подольак А.В.</u>, Дмитриев А.Н., Лукин В.В., Туркеев А.В., Большунов А.В. Некоторые результаты вскрытия подледникового озера Восток Изменения климата и ледников в полярных районах 7. Вшивцева Т.В., <u>Чернов Р.А.</u> Особенности снегонакопления на леднике Восточный Грэнфьорд 8. Большианов Д.Ю., <u>Булатов Р.К.</u> Гляциологические исследования на архипелаге Северная Земля в 2014-2015 гг. 9. <u>Сосновский А.В.</u>, Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И. Толщина холодного льда политермического ледника на Шпицбергене по данным измерений и численного моделирования 10. <u>Пряхин С.С.</u>, Попов С.В., Мартыанов В.Л., Лукин В.В. Основные результаты изучения зоны трещин в районе станции Прогресс	

	(Восточная Антарктида) в ходе летнего полевого сезона 61-й РАЭ (2015/16 г.) 11. <u>Полещук К.В.</u>, Веркулич С.Р. Оценка параметров послеледниковой гляциоизостазии в краевой зоне Антарктики 12. <u>Лаврентьев И.И.</u> Новые данные о толщине льда выводных ледников Новой Земли 13. Berlain E., <u>Ruiz S.</u> Ice retreat over the last 50 years at Düse Bay, North Eastern Antarctic Peninsula. Изменения морского ледяного покрова 14. Попов А.В., Кубышкин Н.В., <u>Рубчеля А.В.</u>, Кройтор А.И. Динамика кромки заприпайной полыньи в Обской губе и прогноз её широтного положения 15. <u>Богородский П.В.</u>, Кустов В.Ю., Макштас А.П. Термодинамическая эволюция припая бухты Тикси Подземные льды и наледи 16. <u>Ермолин Е.Д.</u>, Маринсек С., Секо Х. Приледниковые наледи Острова Вега, Антарктический полуостров 17. <u>П.В. Богородский</u>, А.П. Макштас, В.Ю. Кустов, А.С. Грубый, В.В. Мовчан. Динамика сезонного протаивания вечной мерзлоты в районе гидрометеорологической обсерватории Тикси	
	Банкет – 19.00	
27 Мая	Изменения климата и ледников в горных районах <i>Председатель</i>	Изменения климата и ледников в полярных районах <i>Председатель</i>
09.30–09.50 –	<u>Ефремов Ю.В.</u> Гляциология на Северном Кавказе за последние 50 лет	<u>Бекряев Р.В.</u> Глобальное полярное усиление изменений современного климата
09.50–10.10 –	<u>Ананичева М.Д.</u> Результаты применения сценария ансамбля моделей 31 AOGCM к оценке эволюции ледниковых систем Севера-востока России: сравнительный анализ	<u>Морозова П.А.</u> , Володин Е.М., Рыбак О.О. Использование математической модели Земной системы для имитации климата LGM в рамках проекта ISMIP6
10.10–10.30 –	<u>Осипов Э.Ю.</u> , Осипова О.П., Клевцов Е.В. Инвентаризация ледников Восточного Саяна по материалам космических съемок	<u>Gorodetskaya I.</u> , Maahn M., Gallée H., Lenaerts J., Kneifel S., Souverijns N., Gossart A., Mangold A, Crewell S., van den Broeke M., Van Lipzig N. Precipitation and surface mass balance in East Antarctica
10.30–10.50 –	<u>Осмонов А.Т.</u> , Усубалиев Р.А., Калашникова О.Ю. Динамика ледников и речного стока северного склона хребта Тескей Ала-Тоо	<u>Васильев Л.Н.</u> , Котляков В.М., Качалин А.Б., Москалевский М.Ю., Тюфлин А.С. Колебания высоты поверхности Антарктического ледникового покрова по данным космических лазерных измерений

10.50–11.10 –	<u>Ганюшкин Д.А.</u> , Чистяков К.В., Волков И.В., Банцев Д.В. Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола.	<u>Попов С.В.</u> , Поляков С.П., Мартыанов В.Л., Лукин В.В. Гляцио-георадарные исследования в районе Российской Антарктической станции Мирный (Восточная Антарктида) в сезон 61-й РАЭ (2015/16 г.)
	11.10–11.40 – Перерыв на кофе	
	Изменения климата и ледников в горных районах	Изменения климата и ледников в полярных районах
11.40–12.00 –	Погорелов А.В., <u>Бойко Е.С.</u> , Петраков Д.А., Киселев Е.Н. Динамика ледника Фишт (Западный Кавказ) за 1909-2015 гг.	<u>Васильев Н.И.</u> , Подоляк А.В., Дмитриев А.Н., Туркеев А.В., Большунов А.В. Особенности технологии бурения скважины 5Г на станции Восток
12.00–12.20 –	<u>Петраков Д.А.</u> , Аристов К.А., Алейников А.А., Бойко Е.С., Дробышев В.Н., Коваленко Н.В., Тутубалина О.В., Черноморец С.С. Быстрое восстановление ледника Колка (Кавказ) после гляциальной катастрофы 2002 г.	<u>Марченко С.А.</u> , ван Пелт В., Кларемар Б., Пойола В., Петтерссон Р., Раймер К. Измерения и моделирование температуры фирна на плато Ломоносова (о. Шпицберген)
12.20–12.40 –	<u>T. Bolch</u> , K. Mukherjee, S. Kutuzov, A. Osmonov, T. Pieczonka, I. Shesterova. Surge-type glaciers in the Tien Shan	Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., <u>Марчук И.О.</u> Распределение холодного и теплого льда и воды в ледниках Земли Норденшельда, Шпицберген по данным радиозондирования
12.40–13.00 –	<u>Иванов М.Н.</u> , Петраков Д.А., Blomdin R.L., Gribenski N., Stroeve A.P., Harbor J. Позднеплейстоценовое оледенение массива Ак-Шыйрак, Внутренний Тянь-Шань	Коростелев В.Г., Ньюбом А.А., <u>Смирнов В.Н.</u> Мониторинг динамики ледников и припая по микросейсмическим наблюдениям на побережье арктических морей
	13.00–14.30 – <i>Перерыв на обед</i>	
	Изменения климата и ледников в горных районах	Изменения климата и ледников в полярных районах
14.30–14.50 –	<u>Останин О.В.</u> , Дьякова Г.С. Каменные глетчеры Алтая	<u>Глазовский А.Ф.</u> , Бушуева И.С., Носенко Г.А. Реконструкция баланса массы оледенения Земли Франца-Иосифа
14.50–15.10 –	<u>Лыткин В.М.</u> , Галанин А.А. Каменные глетчеры хребта Сунтар-Хаята	<u>Кокин О.В.</u> , Кириллова А.В. Реконструкция динамики ледника Грэнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене
15.10–15.30 –	<u>Дьякова Г.С.</u> , Останин О.В., Оленченко В.В. Применение метода	<u>Епифанов В.П.</u> Формирование структуры льда в промежуточном слое и

	электротомографии для изучения внутреннего строения каменных глетчеров Алтая	режимы движения ледников
	15.30–16.00 – Перерыв на кофе	
	Пленарное заседание <i>Председатель В.М. Котляков</i>	
16.00–16.20 –	<u>Raynaud D.</u> , Lipenkov V., Parrenin F. Air content in ice – 45 years of investigation	
16.20–16.40 –	<u>Марков А.Н.</u> , Dahl-Jensen D., Котляков В.М., Голубев В.Н., Леонов М.Г., Лукин В.В. Динамика покровных ледников Антарктиды и Гренландии по результатам скважинных, радиолокационных и космических наблюдений	
16.40–17.00 –	Rein Vaikmäe. Recharge and preservation of Scandinavian Ice Sheet melt water in the Baltic Artesian Basin (BAB)	
17.00–17.20 –	<u>Groisman P. Ya.</u> , Yin X., Bulygina O.N., Partasenok I., Gulev S.K., Zolina O.G. Freezing Precipitation and Freezing Events over the Northern Hemisphere Extratropics	
17.20–17.40–	Шейнкман В.С., <u>Мельников В.П.</u> О земном холоде и развитии представлений о нем	
17.40–18.00 –	<i>Закрытие симпозиума</i>	

Снежный покров, снежные лавины и гляциальные сели

Применение методов машинного обучения для моделирования характеристик снежного покрова

Айзель Г.В.

Институт водных проблем Российской академии наук, Москва

Снежный покров обладает огромным регулирующим воздействием на гидрологический цикл суши, определяя интенсивность процессов тепло- и влагообмена между почвенно-растительным покровом и атмосферой. Оценки весеннего половодья и паводков на высокогорных реках, а также реках высоких широт невозможны без понимания динамики снежного покрова на водосборе.

Нелинейный характер процессов формирования снежного покрова на речном водосборе определяет не только специфику природных процессов, но и оказывает огромное влияние на социально-демографические и экономические процессы, регулируя хозяйственную деятельность социума и определяя степень рисков возникновения экстремальных явлений на водосборе. В разрезе происходящих климатических изменений и их значимом влиянии на природные и социальные процессы эффективная оценка динамики характеристик снежного покрова представляется актуальной научной задачей.

Объективное требование к современным научным исследованиям – их открытость, доступность и воспроизводимость. Соответственно этому происходит трансформирование современных исследовательских методологий. В представленной работе решение задачи по моделированию характеристик снежного покрова опирается как на открытые источники данных гидрометеорологических измерений, так и на свободно распространяемое программное обеспечение, что обеспечивает возможность полного воспроизведения результатов исследования и совместное развитие предложенной темы заинтересованным научным сообществом.

В работе использованы среднесуточные данные наблюдений за снежным покровом и приземными метеорологическими параметрами, организованные на трёх стационарах, находящихся в различных физико-географических условиях: 1) Col de Porte (Франция), 2) Sodankyla (Финляндия), 3) Snoquamie Pass (США).

Характеристики снежного покрова моделируются с помощью свободно распространяемых реализаций современных методов машинного обучения. В работе использованы модели: 1) регрессии решающих деревьев, 2) адаптивного и градиентного бустинга, 3) искусственных нейронных сетей.

Показана хорошая эффективность моделирования характеристик снежного покрова, реализованная на основе открытых данных с помощью современных методов машинного обучения. Полученные результаты могут быть использованы для оценки запасов воды в снежном покрове для бассейнов, недостаточно обеспеченных данными гидрометеорологических наблюдений.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00159 мол_а.

Лавинный риск на Северном Кавказе
Бабурин В.Л., Данилина А.В., Грязнова В.В., Мартынов А.В., Хисматуллин Т.И.,
Шныпарков А.Л.
Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Доклад посвящён оценке влияния снежных лавин на хозяйственную и, в частности, рекреационную деятельность человека в Северо-Кавказском регионе. Это влияние выражено через количественный показатель опасности – риск снежных лавин. Под риском подразумевается вероятность нежелательных последствий для населения и хозяйственных объектов разного назначения, выраженная в вероятном ущербе в год от воздействия лавин в пределах муниципальных образований (административных районов).

В настоящее время отсутствуют статистические экономические показатели на уровне муниципальных образований, которые можно было бы использовать при оценке риска. Поэтому для расчёта лавинного риска в экономических показателях по Северному Кавказу применена специальная методика, позволившая охарактеризовать валовый региональный продукт на уровне муниципальных образований. Использовались данные о размерах территории, численности и плотности населения, коммерческих и некоммерческих основных фондах, площади сельхозугодий и протяжённости дорог в пределах муниципальных образований, что в итоге позволило посчитать значения условного валового муниципального продукта для районов. Были также получены и обобщены на уровне районов такие необходимые для расчётов показатели, как повторяемость лавин в год, поражённость территории, число лавиносборов на погонный километр, средняя ширина конуса, продолжительность лавиноопасного периода, среднее время пребывания объектов в зоне риска.

В результате получены значения экономического риска снежных лавин по административным районам Северного Кавказа. Общее значение вероятного ущерба от лавин в год в регионе оценивается величиной более 1 065 млн рублей. Наибольшие значения лавинного риска приурочены к высокогорным районам. Наличие на территории объектов горнодобывающей промышленности или же транспортных путей федерального значения способствует значительному росту значений экономического риска.

**Калибровка математических моделей лавин по данным
о реальных лавинах в Иле (Заилийском) Алатау**
Благовещенский В.П.¹, Эглит М.Э.², Жданов В.В.¹, Аскарбеков Б.Б.¹
¹*Институт географии МОН Республики Казахстан, Алматы*
²*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

Математическое моделирование используется для расчётов параметров при крупномасштабной оценке лавинной опасности и проектировании защитных сооружений. Для этого применяются механические или гидравлические модели. Во всех применяемых на практике моделях есть два коэффициента сопротивления: коэффициент сухого «кулоновского» трения μ и коэффициент турбулентного трения, пропорционального квадрату скорости.

Необходимым условием применения математических моделей на практике является калибровка коэффициентов сопротивления по данным о реальных лавинах. Измерения высоты и скорости лавин производятся по результатам видеосъёмки лавин при профилактических спусках. Данные о границах распространения, высоте потока и толщине отложений могут быть получены при обследовании уже сошедших лавин или по следам действия максимальных лавин. Калибровка коэффициентов сопротивления производится обратными расчётами и подбором значений коэффициентов, при которых обеспечивается наилучшее совпадение расчётных параметров лавин с фактическими.

В качестве механической модели применялась модель Ю.Д. Москалева (1977). Для калибровки входящих в модель коэффициентов сухого трения μ и турбулентного трения b использовались данные о длине пути более 50 лавин и данные о скорости 27 лавин. Откалиброванные значения коэффициентов оказались следующими: для сухих лавин $\mu = 0,2-0,4$, $b = 0,001-0,02$ 1/м; для мокрых лавин $\mu = 0,1-0,3$, $b = 0,01-0,04$ 1/м; для пылевых лавин $\mu = 0$, $b = 0,005-0,03$ 1/м.

Для калибровки одномерной гидравлической модели М.Э. Эглит (1967) использованы данные по 48 лавинам. Для 16 лавин имелись данные о скорости и высоте потока. Объём лавин от 200 до 130 000 м³, скорости от 8 до 30 м/с.

Хорошее соответствие расчётных и фактических параметров лавин обеспечивается при следующих значениях коэффициентов сухого трения μ и турбулентного трения k : для сухих лавин $\mu=0,49$, $k=0,016$ при объёме 200 м³ и $\mu=0,38$, $k=0,002$ при объёме 12000 м³, а для мокрых лавин $\mu=0,35$, $k=0,1$ при объёме 5000 м³ и $\mu=0,22$, $k=0,05$ при объёме 100 000 м³.

В качестве двумерной гидравлической модели использовалась модель Фелми-Зальма (1966). Расчёты проводились по компьютерной программе RAMMS, разработанной в Швейцарии. Для обратных расчётов использовались данные по пяти лавинам. Предварительные результаты калибровки показали, что в Иле Алатау при расчётах лавин по RAMMS необходимо использовать следующие значения коэффициентов сухого трения μ и турбулентного трения ξ : для сухих лавин $\mu=0,4$ $\xi=2000$ м/с² – для лавин объёмом от 5 до 25 тыс. м³ и $\xi=2500$ м/с² для лавин объёмом меньше 5 тыс. м³; для мокрых лавин объёмом от 5 до 25 тыс. м³ $\mu=0,35$, а $\xi=1500$ м/с².

Особенности распределения снежного покрова в Прибайкалье

Воропай Н.Н.^{1,2}, Власов В.К.¹

¹*Институт географии им. В.Б. Сочавы Сибирского отделения РАН, Иркутск*

²*Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск*

Прибайкалье – регион, обладающий весьма выраженными контрастами в распределении и режиме снежного покрова. В докладе рассмотрена динамика характеристик снежного покрова в Прибайкалье на фоне глобального потепления. Использовалась информация о высоте и продолжительности залегания устойчивого снежного покрова, даты образования и разрушения за период с 1961 по 2010 г.

Выявлена чёткая тенденция на территории Прибайкалья к увеличению средней зимней температуры воздуха и незначительному изменению сумм осадков. Установлена зависимость между продолжительностью залегания устойчивого снежного покрова и средними температурами воздуха за холодный период, а также между высотой снежного покрова и атмосферными осадками. С увеличением расстояния между станциями согласованность изменений высоты снежного покрова уменьшается, что подтверждается величинами коэффициентов корреляции, изменяющимися от 0,98 до 0,25.

Высота снежного покрова имеет выраженный годовой ход, наибольшая высота за стандартный период (1961–1990 гг.) приходится на март. Если же рассматривать период интенсивного потепления (с 1976 г.), максимум смещается на февраль, а его значение растёт. Статистически значимые тренды увеличения высоты снежного покрова на всех станциях наблюдаются в январе–марте. Тенденции изменения варьируют в течение холодного периода: в начале и конце зимы они отрицательные (до –4 см/10 лет), в центральные зимние месяцы положительные (до 6 см/10 лет), при вкладе тренда в общую дисперсию ряда 25%.

Показано различие в распределении характеристик снежного покрова на восточном и западном побережье оз. Байкал. Средняя многолетняя продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в регионе 138 дней: на восточном побережье – 178 дней, на западном – 126 дней.

За исследуемый период количество дней со снежным покровом почти на всех станциях сократилось (в среднем на 3 дня/10 лет). Произошло смещение дат установления и разрушения снежного покрова к более ранним срокам. В Прибайкалье устойчивый снежный покров образуется 24 ноября, а разрушается 27 марта (23 апреля – на восточном побережье, 19 марта – на западном).

Особенности и закономерности зарождения и диагенеза твёрдых атмосферных осадков

Голубев В.Н.

Московский государственный институт им. М.В. Ломоносова

Зарождение льда в атмосфере – это результат гетерогенной конденсации водяного пара в неоднородностях поверхности аэрозольных частиц и последующей гетерогенной кристаллизации этих микроскоплений переохлаждённой воды. Размеры, состав и особенности поверхности аэрозольных частиц определяют термический режим кристаллизации и строение образующегося льда. Морфология кристалла льда может соответствовать форме равновесного зародыша, если его размер меньше $r^* = 200$ нм, определяемого уравнением Томсона–Гиббса. Среднее содержание насыщенного пара над льдом определяется уравнением Клапейрона–Клаузиуса с учётом поверхностной энергии граней кристалла. При размере кристалла льда, превышающем r^* , его равновесная форма может изменяться в процессе роста до равновесной с симметрией среды. Морфология образующихся кристаллов определяется соотношением между абсолютным и относительным пересыщением атмосферы водяным паром, коэффициентом пропорциональности между которыми служит температура среды.

Отношение между высотой и поперечником $C = H/D$, а также плотность снежинки ρ_{cr} или коэффициент пустотности P служат количественными показателями особенностей её морфологии. Более полно степень сложности формы кристалла и его энергетическую устойчивость характеризуют следующие показатели: удельная поверхность (соотношение между поверхностью S и объёмом V) и удельная поверхностная энергия (соотношение между суммарной поверхностной энергией E и объёмом снежинки), определяемые посредством: ρ_i – плотность льда; m – масса снежинки; γ_b – удельная поверхностная энергия базисной $\{0001\}$ грани; параметр, определяемый соотношением габитусных граней и изменяющийся от 2,2 для пластинчатых кристаллов до 3,0 для секторных и дендритных, и показатель, характеризующий отклонение периметра поперечного сечения снежинки от периметра равновеликой призмы и изменяющийся от 1 для сплошных гексагональных форм до $12 \div 20$ для секторных и дендритных кристаллов, а для пустотных призматических кристаллов с толщиной стенок $0,05 \div 0,25D$ от 1.6 до 6. Соотношения (S/V) и (E/V) для сплошных, равновеликих по массе кристаллов в диапазоне возможных изменений соотношения высоты и поперечника кристалла, C , 0.01–10 достигают минимальных значений при $C = 0,8 \div 2,0$, что соответствует короткостолбчатой и призматической форме кристаллов, и быстро возрастают при переходе к игольчатым и, особенно, к пластинчатым и дендритным формам. В зависимости от соотношения габитусных граней и от показателя χ морфологической сложности поверхности значения E/V могут возрастать почти шестикратно в области развития столбчатых кристаллов ($C > 0.9$) и в $10 \div 25$ раз в области развития секторных и дендритных форм.

При транзитном осаждении в нижней части тропосферы и в приземном слое воздуха, но особенно после осаждения на земную поверхность, выпадающие ледяные кристаллы в общем случае не равновесны с термовлажностными условиями окружающих слоёв атмосферы и, тем более, приземного слоя воздуха, что, собственно, и служит причиной непрерывного выноса водяного пара из слоя свежавывающего снега и интенсивного преобразования (диагенеза) зерен твёрдых атмосферных осадков. При этом грани $\{11\bar{2}0\}$ и $\{1\bar{1}01\}$, характеризующиеся и высокой поверхностной энергией и высоким равновесным давлением водяного пара, испаряются более интенсивно, а площадь их развития увеличивается. При этом у основания лучей $[1\bar{1}00]$ формируются углубления и эти дендритовые выросты отсоединяются от основной пластинки или от основного луча, что ведёт к разрушению таких сложно построенных кристаллов. Преимущественное испарение граней с высокой поверхностной энергией служит причиной «округления» кристаллов и их обломков, где наибольшее развитие получают грани с высокой

поверхностной энергией и, соответственно, с высоким равновесным давлением пара.

Удельную поверхностную энергию E_s сформировавшегося зернистого снега можно охарактеризовать выражением $E_s = \Sigma S_i \cdot \gamma_g = N_g \cdot \bar{S}_g \cdot \gamma_g$, где S_i и $\bar{S}_g$ – поверхность i -того и среднего зерна, γ_g – средняя поверхностная энергия зерна, N_g – число зерен в единице объема.

Размеры зёрен на стадии диагенеза обычно составляют доли миллиметра, а число зёрен в единице объёма достигает 10^5 см^{-3} . В результате высоким (порядка 10^2 см^{-1}) оказывается и значение суммарной поверхности снега. На стадии деструктивного диагенеза «округлая» форма зёрен создаётся системами высокоэнергетичных граней, главным образом, призматических $\{11\bar{2}0\}$ и пирамидальных $\{1\bar{1}01\}$. Поверхностная энергия этих габитусных граней в 1,3÷1,5 раза превышает поверхностную энергию базисной плоскости, а удельную поверхностную энергию E_s зернистого снега на этапе первичного метаморфизма можно записать как $E_s \cong 1,4 N_g \cdot \bar{S}_g \cdot \gamma_b$. Этот процесс –

автометаморфизм или первичный диагенез выпавших ледяных кристаллов – завершается формированием пористой ледяной породы – снега. Все дальнейшие изменения структуры снега направлены на понижение его свободной поверхностной энергии и в то же время связаны со стремлением открытой термодинамической системы, каковой является каждый горизонт в отдельности и вся снежная толща в целом, к равновесию с условиями, закономерно или случайным образом изменяющимися в течение её существования.

Снежный покров Лагонакского нагорья (Западный Кавказ)

Ефремов Ю.В.

Кубанский государственный университет, Краснодар

Рассматриваются особенности снегонакопления на Лагонакском нагорье в 1973–2015 гг. Лагонакское нагорье находится на Западном Кавказе в междуречье рек Белой и Пшехи. Режим снежного покрова изучался на двух снегомерных маршрутах со снегопунктами на высотах 460–2200 м. Первый снегомерный маршрут был открыт в 1974 г., а второй начал действовать в 1978 г. Во время снегосъёмки измеряли толщину снежного покрова, а в шурфах – толщину, плотность, твёрдость и температуру отдельных слоёв снега. В верховьях р. Белой в 1976–1990 гг. наблюдения за снежным покровом и сходом снежных лавин проводили также по дистанционным рейкам.

Зимние снегомерные работы проводились ежемесячно с 1973 по 1996 г., позже в марте, а и иногда (1988, 1992 гг.) в апреле, когда толщина снежного покрова была максимальной. Толщина снежного покрова колеблется на одних и тех же участках в разные годы от нескольких сантиметров до 5–6 м. Раньше всего снежный покров появляется в наиболее высоких участках нагорья: на высотах 1000–1500 м снег выпадает во второй–третьей декадах октября, на остальных высотах в ноябре. Через 3–5 недель после появления первого снега устойчивый снежный покров устанавливается на всех высотах.

Определена продолжительность залегания снега на разных высотах. Так, к концу марта снежный покров постепенно исчезает до высот 700 м, а к концу второй декады апреля склоны очищаются от снега до высот 1000 м. В течение мая и начала июня снег стаивает повсеместно на высотах 1500–2000 м. Продолжительность залегания снега в низкогорной зоне (500–1000 м) составляет от 70 до 80 суток, в среднегорной (1000–1500 м) – до 130 суток. На высотах свыше 2000 м устойчивый снежный покров наблюдается в течение 215 суток.

За последние пять лет продолжительность залегания снежного покрова значительно сократилась. Наиболее снежными были зимы 1975/76, 1978/79, 1986/87, 1989/90 гг., малоснежными – 1976/77, 1979/80, 1983/84, 1990/91, 2013–2015 гг. Максимальные значения толщины снега были зарегистрированы по снегомерной рейке на приюте Фишт в марте 1976 г. – 610 см, а в районе Белореченского перевала – более 9 м. В высотном диапазоне 1400–1900 м максимум толщины снежного покрова (151–387 см) обычно отмечается в марте. Заметные изменения в распределении снежного покрова, произошедшие в последние годы, очевидно, связаны с глобальным потеплением.

Экспериментальный метод прогноза лавин на основе нейронных сетей

Жданов В.В.

Институт географии МОН Республики Казахстан, Алматы

Прогнозирование лавинной опасности – самый распространённый способ защиты от лавин. От качества прогнозов зависит безопасность населения и хозяйственных объектов в горах. Перспективным направлением в совершенствовании прогноза лавин является математическое моделирование. Мировые центры изучения лавин применяют различные модели, основанные на методах математической статистики. Это – дискриминантная функция, множественная регрессия или искусственные нейронные сети (ИНС). Модели с применением искусственного интеллекта отличаются простотой применения и набирают большую популярность.

Целью работы является адаптация современных статистических программ для прогнозирования лавинной опасности в горах Казахстана. В качестве полигона выбрана снеголавинная станция «Шымбулак» в окрестностях города Алматы (период 1984–2015 гг.). Для экспериментальной работы взят простейший симулятор нейронных сетей. ИНС не программируются, а обучаются на большом количестве входных данных. Входной сигнал будущей модели – многолетние данные наблюдений за погодой и состоянием снега на стационарной площадке. Выходной сигнал – пять степеней лавинной опасности по международной шкале. Входные данные делятся на обучающее и тестовое множество чисел.

В процессе эксперимента была проведена классификация дней с осадками на два класса – лавиноопасные и нелавиноопасные. С этой задачей симулятор ИНС справился не хуже существующих методов прогноза (из 279 дней проверочного множества программа распознала 264, или 95% случаев). Но разделение на пять классов лавинной опасности – более трудная задача для ИНС (из 291 дней проверочного множества программа распознала 29, или 10% случаев; с погрешностью ± 1 распознала 92%). Значительные ошибки обучения возникают по нескольким причинам. Это – нехватка или неоднородность данных, некорректный выбор типа ИНС и алгоритма обучения, неправильный подбор предикторов и т.д.

Наименьшая ошибка обучения и тестирования ИНС отмечается в таком случае: многослойная архитектура сети (несколько скрытых слоёв); количество входных сигналов несколько тысяч; число нейронных связей сравнимо с числом входных данных; количество эпох обучения 10–20 тысяч.

В результате работы созданы несколько пробных вариантов модели, готовых к производственным испытаниям. Программы искусственного интеллекта способны решать задачи математической статистики – прогноз и классификацию. Полученный во время эксперимента опыт полезен в дальнейшем применении ИНС для прогнозирования лавинной опасности. В будущем математические прогностические модели должны найти своё применение в оперативной работе снеголавинной службы.

Периодичность и условия формирования снежных лавин большого объёма в Сусунайском хребте (южный Сахалин)

Жируев С.П., Генсиоровский Ю.В.

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
Южно-Сахалинск*

В настоящее время в окрестностях Южно-Сахалинска на склонах Сунайского хребта (горы Большевик, Российская, Красная, пик Чехова) предполагается дальнейшее расширение горнолыжного кластера. До 2015 г. выполнены проекты строительства двух горнолыжных трасс на северо-восточном и юго-восточном склонах горы Большевик в развитие горнолыжного комплекса «Горный воздух». Проводится технико-экономическое обоснование строительства горнолыжного комплекса на горе Красная.

Территория характеризуется высокой лавинной опасностью. Лавины на участке формируются практически ежегодно, их объёмы могут достигать десятков и сотен тысяч м³. Периодически лавины зарождаются на залесённых участках склонов. Мы рассмотрели лавинообразование в массиве пика Чехова за период с 1970 по 2015 г. Лавины большого объёма (50 000 м³) регистрировались 8 раз, за последние 15 лет периодичность их схода – один раз в 3–4 года (таблица).

Лавины больших объёмов массива пика Чехова

№	Дата	Адрес	Экспозиция	Объём, тыс. м ³	Условия формирования
1	17-18.03. 1970	р. Уюновка, пик Чехова	ЮЗ	500,0	Снегопад в сочетании с перекристаллизацией снега
2	28-29.02. 1972	р. Перевальная	ЮЗ	120,0	
3	15-17.03.1981.	р. Скальная (басс. р. Уюновка), пик Чехова	З	230,0	
4	26.02. 1987	р. Перевальная (басс. р. Рогатка)	ЮЗ	50,0	
5	06. 02. 2004	р. Перевальная (басс. р. Рогатка)	ЮЗ	55,0	
6	03.01. 2006	р. Перевальная (басс. р. Рогатка)	ЮЗ	75,0	
7	22.03. 2010	р. Перевальная (басс. р. Рогатка)	СЗ	80,0	
8	19.02. 2012	р. Перевальная (басс. р. Рогатка)	СЗ	50,0	

За указанный период максимальный из зафиксированных объёмов лавин составил 500 000 м³. Лавины больших объёмов возникают в многоснежные годы, преимущественно в феврале–марте по лавиноопасным слоям в снежной толще и имеют смешанный генезис. Как правило, в лавинный процесс вовлекается снежная толща на всю глубину. Линии отрыва нередко имеют ступенчатый характер, а их высота бывает от 1,4 до 4,0 м. Лавины характеризуются высокими скоростями движения и большой разрушительной силой.

Математическое моделирование движения снежных лавин с учётом вовлечения снега со склона

Зайко Ю.С., Эглит М.Э.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Математическому моделированию движения лавин и других склоновых потоков посвящено много работ. Большая часть из них основана на уравнениях, осреднённых по глубине и не описывает вертикальную структуру потока. В докладе особое внимание уделяется исследованию влияния захвата лавинным потоком лежащего под ним слоя снега или грунта. Предполагается, что захват происходит, если касательное напряжение на дне в движущемся потоке достигает предела прочности на сдвиг подстилающего материала τ_c [1–4]. Использование этого предположения требует вычисления величины касательного напряжения в потоке. Это может быть сделано, только если используются полные, не осреднённые по глубине уравнения. Именно такой подход применяется в этой работе.

При моделировании движения снежного потока важен вопрос о выборе реологического закона, описывающего свойства движущегося снега. В [5] найдено, что профили скорости в стационарном ламинарном потоке плотного снега при отсутствии захвата массы, измеренные в экспериментальном лотке, хорошо аппроксимируются рассчитанными профилями, если среду описывать реологическими законами Хершеля-Балкли

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial v}{\partial z} = 0, \quad (|\tau_{xz}| \leq \tau_y) \\ |\tau_{xz}| = \tau_y + K \left| \frac{\partial v}{\partial z} \right|^n, \quad (|\tau_{xz}| > \tau_y) \end{array} \right. \quad \text{при } n = 2, \rho = 500 \text{ кг/м}^3, K = 0.44 \cdot 10^{-1} \text{ кг/м}, \tau_y = 1 \text{ кПа}$$

или Кросса

$$\tau_{xz} = \frac{B}{C} \frac{\partial v}{\partial z}, \quad B \equiv \mu_0 + \mu_1 k_c \left| \frac{\partial v}{\partial z} \right|, \quad C \equiv 1 + k_c \left| \frac{\partial v}{\partial z} \right| \quad \text{при } \frac{\mu_0}{\rho} = 2.1 \frac{\text{м}^2}{\text{с}}, \quad \frac{\mu_1}{\rho} = 0.27 \cdot 10^{-2} \frac{\text{м}^2}{\text{с}}, \quad k_c = 1.1 \text{ с}.$$

Здесь v – продольная скорость, z – поперечная координата, τ_{xz} – касательное напряжение в потоке.

В докладе представлены результаты численных расчётов нестационарных лавинных потоков, движущихся по длинным однородным склонам с захватом подстилающего материала. Движение считается ламинарным. Рассчитывались профили скорости, а также возрастание средней скорости и толщины потока со временем, связанные с захватом массы. Исследовалось влияние уклона склона и параметров, определяющих свойства движущегося снега и прочность подстилающего слоя. При движении по склону постоянного уклона с течением времени скорость захвата стремится к постоянной, хотя скорость и толщина потока растут.

Литература

1. Issler D.M., Pastor P. Interplay of entrainment and rheology in snow avalanches; a numerical study // *Annals of Glaciology*. 2011. V. 52. № 58. P. 143–147.
2. Eglit M.E., Yakubenko A.E. Numerical modeling of slope flows entraining bottom material // *Cold Region Science Technology*. 2014. V. 108. P. 139–148.
3. Эглит М.Э., Якубенко А.Е. Влияние захвата донного материала и неньютоновской реологии на динамику турбулентных склоновых потоков // *Изв. РАН. МЖГ*. 2016. № 3.
4. Зайко Ю.С. Численное исследование движения склоновых потоков с различными реологическими свойствами // *XI Всерос. съезд по проблемам теоретической и прикладной механики. Сб. докладов*. Казань. 2015. С. 1408–1410.
5. Kern M.A., Tiefenbacher F., McElwaine J.N. The rheology of snow in large chute flows // *Cold Region Science Technology*. 2004. V. 39. P. 181–192.

Статистика жертв снежных лавин в Хибинах

Иванов М.Н., Федотова Д.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Хибины являются первым горным районом в России, где началось изучение лавин, а также разработка методов защиты от их воздействия. Здесь накоплен значительный опыт защиты от лавин, начиная с 1936 г. применялись и опробовались практически все типы защитных конструкций и сооружений. Однако несмотря на разнообразную защиту, применяемую в Хибинах, травмирование и гибель людей в лавинах не прекращаются. Проработавшая почти 80 лет лавинная служба, в 2014 г. была «оптимизирована», штат сотрудников сокращён на 50%, закрыта метеостанция в Кировске, здание Центра лавинной безопасности (ЦЛБ) переоборудовано в хостел «Точка снега». «Оптимизация» ЦЛБ совпала с расширением эксплуатации лавиноопасных участков карьеров и железных дорог на фоне общей реорганизации всех подразделений АО «Апатит» в результате смены команды управленцев.

В ходе исследования выяснилось, что в региональном отряде МЧС и в лавинной службе «АО «Апатит» нет единой базы данных о случаях схода лавин в Хибинах. Мы собрали и обобщили данные из различных источников за период 1928–2016 гг., классифицировали и нанесли на карту случаи гибели людей. Наибольшее количество жертв от лавин приурочено к началу освоения Хибинского горного массива и становлению г. Кировска, при этом с 1934 г. постепенно изменились категории людей, погибающих в лавинах. Если в 1930-х годах это были преимущественно рабочие и местное население, то к 2000-м годам большая часть погибающих в лавинах – горнолыжники и появившиеся в последние годы сноумобилисты. Количество жертв с 1935 г. заметно уменьшилось, на что оказали влияние и накопленный массив информации о лавинах, и применяющиеся здесь методы защиты. Однако люди продолжают гибнуть, часто сами провоцируя сход лавин при нахождении в лавиноопасной зоне почти всегда без специального снаряжения и оборудования. На горнолыжных склонах отмечен недостаток информации о лавинах и лавиноопасных зонах. В 2014 г. в эксплуатацию введены новые подъёмник и трассы, что имеет и плюсы и минусы. Значительно возросло количество отдыхающих, при этом количество трасс значительно не увеличилось, что вынуждает горнолыжников, сноубордистов и, тем более, фрирайдеров выезжать на неподготовленные и зачастую лавиноопасные участки склонов.

Создание единой базы данных о гибели людей в лавинах с отметками на картах позволяет перейти к разработке мобильного приложения, отображающего лавиноопасные зоны и наиболее опасные лавинные очаги.

Экспериментальные исследования массы ледяных кристаллов вторично-идиоморфного снега

Казаков Н.А.

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
Южно-Сахалинск*

При описании структуры ледяных кристаллов в снежном покрове используются два параметра – размер кристалла и его форма. Однако не менее важно знать массу и объём кристалла. Экспериментальные исследования по измерению массы ледяных кристаллов вторично-идиоморфного снега разных классов форм проводились на Южном Сахалине в 2011–2016 гг. Кристаллы отбирались из снежных слоёв разного возраста. Кристаллы полускелетного, скелетного и секториального классов форм размером более 1,0 мм взвешивались на электронных лабораторных весах GR-202 (I класс точности), позволяющих определять массу с точностью до 0,01 мг. Средний вес кристаллов гранного класса форм размером менее 1,0 мм определялся из выборки (2 кристалла и более). Объём кристаллов определялся пикнометрическим методом.

Исследования показали, что значения массы ледяных кристаллов вторично-идиоморфного снега на стадии конструктивного метаморфизма лежат в интервале от 0,1 до 10,0 мг. Максимальная измеренная масса кристалла скелетного класса форм размером 3,5 мм возрастом 74 суток составила 8,40 мг при объёме кристалла (без учёта внутренней полости) 0,1633 см³. Масса кристаллов секториального класса форм возрастом 50 суток – 0,03 мг, вторичных кристаллов гранного класса форм размером около 1,0 мм (возраст снежного слоя 80 суток) – 0,009 мг.

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации» (Проект «Разработка методологии определения стратиграфических комплексов снежного покрова на неизученных территориях и построение карты стратиграфических комплексов снежного покрова на Арктических территориях»).

Максимальные объёмы лавин в низкогорье

Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В.

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
Южно-Сахалинск*

При оценке воздействия лавин на объекты и сооружения очень важно представлять, лавины какого объёма и дальности выброса формируются на исследуемой территории. Считается, что объёмы лавин в низкогорье сравнительно невелики: от 0,5–10 до 100–200 тыс. м³. Однако по данным полевых исследований в низкогорье о. Сахалин и Курильских островов (1970–2015 гг.) установлено, что максимальные объёмы лавин здесь превышают 1,0 млн м³, дальность выброса – 3 км, высота фронта – 100 м. Толщина линий отрыва лавин достигает 400 см, толщина лавинных отложений – 26 м.

Определение объёма и дальности выброса лавин проводилось путём прямых измерений лавинных отложений и оторвавшегося снежного пласта после схода лавины, а также путём обмера лавинных снежников в весенне-летний период. Высота фронта лавин определялась по следам, оставленным лавинами на склонах долин (таблица).

Лавины больших объёмов, сошедшие на о. Сахалине в 1970–2015 гг.

Дата	Адрес	Объём, тыс. м ³	Дальность выброса, м	Абс. отметка, м		Высота фронта, м	Линия отрыва	
				линии отрыва	нижней границы конуса выноса		длина, м	тол- щина, м
17-18.03.1970	Сусунайский хр., пик Чехова, р. Уюновка	500	2500	900	300	-	400	4,0
28-29.02.1972	Сусунайский хр., пик Чехова, р. Перевальная	120	2000	900	300	-	-	-
17.03.1981	Сусунайский хр., пик Чехова, р. Скальная	230,0	1900	850	300	50	330	4,0
03.01.1991	Восточно-Сахалинские горы, Чамгинский перевал, г. Граничная	1400	3800	1300	500	100	500	4,0
03.01.1991	Восточно-Сахалинские горы, Чамгинский перевал	1000	2600	1100	500	80	-	-
Зима 2005/06	Поронайский хр., г. Ледяная	400	2100	1240	400	-	-	-

Объём лавины, сошедшей 3 января 1991 г. на Чамгинском перевале (Восточно-Сахалинские горы, г. Граничная, абс. отметка 1511 м) составил 1,4 млн м³ при дальности выброса 3800 м и высоте фронта 100 м. Зимой 2005/06 г. несколько лавин объёмом до 1 млн м³ при высоте фронта до 100 м сошли со склонов г. Лопатина (Восточно-Сахалинские горы, абс. отметка 1609 м). На Среднем Сахалине лавины объёмом 150–300 тыс. м³ сходят 1 раз в 3–5 лет, объёмом 1 млн м³ и более – не реже 1 раза в 5–7 лет. На Южном Сахалине лавины объёмом более 200 тыс. м³ сходят 1 раз в 5–7 лет.

Формирование в низкогорье о. Сахалин лавин больших объёмов обусловлено большой глубиной расчленения рельефа (300–1000 м); уклонами, оптимальными для накопления и перекристаллизации снежной толщи (30–45°); большим количеством твёрдых осадков и сильной перекристаллизацией снежной толщи. В образовании лавин больших объёмов перекристаллизация снежной толщи играет ведущую роль: в декабре–мае обрушение снежного пласта происходит по снежным слоям с волокнистой или столбчатой текстурой, сложенным кристаллами скелетного и полускелетного классов форм.

Таким образом, объём и дальность выброса лавин в низкогорье могут достигать таких же значений, как и в высокогорье.

Методика стратиграфических наблюдений в снежной толще

Казаков Н.А., Генсиоровский Ю.В.

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
Южно-Сахалинск*

При исследовании снежного покрова и объективного описания его структуры и текстуры необходимо количественно описать его стратификацию, структуру и текстуру снежных слоёв. Обычно при стратиграфических наблюдениях в снежной толще описание её структуры и текстуры проводится визуально и представляет собой экспертное заключение. Однако для объективного описания структуры снежного слоя необходима статистическая информация о количественном и процентном содержании в снежном слое ледяных кристаллов разных классов форм и разного размера. Для решения этой задачи при исследовании снежной толщи в шурфах мы выполняем макрофотосъёмку ледяных кристаллов из каждого снежного слоя. Затем, в камеральных условиях, производится обработка фотографий, по которым выделяются классы форм кристаллов и определяются преобладающий класс формы ледяного кристалла по морфогенетической классификации Э.Г. Коломыца, определяется их процентное соотношение в слое (содержание), средний и максимальный размеры кристалла.

Эти параметры определяются по выборке не менее чем из 20 кристаллов, либо с использованием программного комплекса для автоматизации стратиграфических исследований снежной толщи в снежных шурфах И.А. Кононова, позволяющего сделать статистическую выборку в каждом снежном слое из 100 кристаллов и более. Прилагаемые к стратиграфической колонке фотографии ледяных кристаллов позволяют использовать материалы наблюдений и другим исследователям. Текстура снежного слоя определяется визуально. Для оценки степени упорядоченности ориентации кластеров ледяных кристаллов в снежном слое выделяется три типа текстуры: монолитная, столбчатая и волокнистая. Текстура снежной толщи в ходе её эволюции изменяется от монолитной до волокнистой. При описании литолого-стратиграфического комплекса снежного покрова кроме структуры и текстуры снежных слоёв определяются количество снежных слоёв, их толщина, плотность, водозапас, пористость и твёрдость. Температура в снежной толще определяется на контактах между слоями.

По мере необходимости в колонку добавляются такие параметры как твёрдость снега, сопротивление разрыву и сжатию и др. Определяемые и рассчитываемые параметры снежной толщи представлены в стратиграфической колонке снежной толщи. Методика используется для научно-исследовательских и прикладных работ.

Содержание ледяных кристаллов разных классов форм в слоях вторично-идиоморфного снега

Казаков Н.А., Кононов И.А.

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
Южно-Сахалинск*

При описании снежной толщи структура снежного слоя характеризуется классом формы ледяного кристалла (по международной классификации снега или по другим классификациям). Как правило, каждому слою приписывается один класс формы кристалла. Однако наши полевые исследования структуры снежной толщи в разных регионах (1980–2016 гг.) показали, что в слоях вторично-идиоморфного снега всегда содержатся ледяные кристаллы разных классов форм.

Классы форм ледяных кристаллов выделялись по морфогенетической классификации Э.Г. Коломыца. В результате наших исследований (о. Сахалин, Курильские о-ва, Западный и Северный Кавказ, п-ов Ямал, Хибин, Подмосковье, Архангельская область, Западная Сибирь, Забайкалье, 1984–2016 гг.) было установлено, что процентное содержание ледяных кристаллов разных классов форм в снежных слоях изменяется с возрастом снежного слоя и зависит как от начальной плотности снежного слоя, так и от погодных условий зимы.

Исследования показали, что на ранних стадиях конструктивного метаморфизма снежной толщи содержание ледяных кристаллов гранного класса форм в слое возрастом 7–12 суток может составлять 100%, а в слое возрастом 20–50 суток – 30–40%. В слое возрастом 15–30 суток содержание кристаллов скелетного класса форм (наивысшая стадия развития кристаллов льда в снежной толще) составляет 6–18%, в слое возрастом 20–50 суток – 30–40%, в слое возрастом 55–65 суток – 50–60 %. В слое возрастом 50–60 суток содержание ледяных кристаллов гранного класса форм может составлять 10–20%, кристаллов полускелетного класса форм – 20–50%, кристаллов скелетного класса форм – 40–70%, кристаллов секториального класса форм – 2–40%. Содержание в снежном слое ледяных кристаллов разных классов форм определяет как прочностные характеристики снежного слоя (что важно для прогноза лавин), так его акустические характеристики.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 14-05-00469.

Лавины на антропогенно изменённых территориях

Казакова Е.Н., Боброва Д.А.

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
Южно-Сахалинск*

В настоящее время активная хозяйственная деятельность приводит к изменению природных лавинных комплексов, увеличивая их лавинную опасность, а в некоторых случаях – к созданию новых, ранее не существовавших, антропогенных лавинных комплексов. Последние представляют собой искусственно созданные склоны – откосы различных насыпей и выемок, бермы карьеров и т.п. Создание антропогенных лавинных комплексов увеличивает площадную поражённость территории лавинными процессами, что затрудняет ведение хозяйства и повышает лавинную опасность для населения.

Изучением лавин на искусственно созданных склонах занимались специалисты из Научно-исследовательской лаборатории снежных лавин и селей географического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова, а также из Центра лавинной безопасности ОАО «Апатит». Первые исследования лавинных процессов на антропогенных территориях были начаты в 1967 г. Кольским филиалом АН СССР. Тем не менее, в целом проблема формирования лавин на искусственно созданных склонах ещё далеко не изучена. В литературе встречается описание отдельных случаев формирования лавин на таких склонах, однако на картах лавинной опасности территории с антропогенно изменёнными склонами не рассматриваются как лавиноопасные.

Несмотря на то, что в большинстве случаев антропогенные лавиносборы имеют небольшие относительные высоты, а объёмы лавин здесь редко превышают 1 тыс. м³, лавины в таких лавиносборах неоднократно вызвали экономический ущерб и приводили к человеческим жертвам. На территории России зафиксирован ряд случаев попадания людей в лавины, сошедшие с искусственных склонов (например, в Республике Татарстан, в Мурманской и Сахалинской областях).

В связи с активной хозяйственной деятельностью необходимо выделять лавинные комплексы, созданные человеком. Такие лавинные комплексы можно разделить на два типа: во-первых, это комплексы, в которых антропогенная деятельность привела к повышению лавинной опасности за счёт увеличения повторяемости, объёмов, динамических характеристик лавин (из-за изменения морфометрических и морфологических параметров рельефа, характера древесной растительности и свойств подстилающей поверхности склона); во-вторых, это комплексы, полностью созданные человеком: откосы железнодорожных и автомобильных насыпей, различных выемок, бермы карьеров, откосы отвалов снега, грунта, горных пород, мусора и т.д. Лавиноопасны насыпи, бермы и откосы высотой более 5 м и уклоном от 30 до 50° при толщине снежного покрова на склонах более 30 см.

Анализ данных наблюдений за плотностью снега (2005–2015 гг.)

Казакова Е.Н., Лобкина В.А.

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
Южно-Сахалинск*

Плотность снега влияет на скорость перекристаллизации снежной толщи (т.е. на время формирования лавиноопасных слоёв), параметры лавин (в том числе, давление лавины на препятствие, определяющее уязвимость объектов и сооружений, что необходимо учитывать при оценке лавинной опасности), характеристики метелевого переноса снега, проходимость техники и т.д. В работе приводятся данные наблюдений коллектива лаборатории лавинных и селевых процессов Сахалинского филиала Дальневосточного геологического института ДВО РАН за плотностью свежеснегавшего снега, снега в карнизах и надувах, а также снежного покрова ненарушенного залегания за период с 2005 по 2015 г. на территории Сахалинской, Мурманской и Архангельской областей.

Плотность свежеснегавшего снега, измеренная во время снегопадов (г. Южно-Сахалинск и его окрестности, 2013–2016 гг.), колебалась в пределах от 28 до 160 кг/м³. Наименьшая плотность наблюдалась при выпадении звездчатых кристаллов и хлопьев, наибольшая плотность – смеси звездчатых кристаллов и снежной крупы. Плотности снежных карнизов и надувов достигают достаточно больших значений вследствие ветровой упаковки. По данным наблюдений, плотность снежных надувов, сформировавшихся на морских террасах западного побережья о. Сахалин в 2012–2014 гг., колебалась в пределах 150–570 кг/м³ в зависимости от типа снега, слагающего карниз. Минимальную плотность имели карнизы, сложенные свежим метелевым снегом, а максимальную – режелационным. Часть карнизов состояла из слоёв разной плотности, сформированных в разное время.

Плотность слоёв снежного покрова ненарушенного залегания колебалась в пределах от 40 до 790 кг/м³ в зависимости от типа снега и среднего диаметра кристаллов. Тип снега определялся в соответствии с классификацией Э.Г. Коломыца. Для слоёв, в которых преобладают обломочные кристаллы (более 80%), характерна плотность 100–140 кг/м³, гранные – 120–350 кг/м³, полускелетные – 210–350 кг/м³, скелетные – 210–330 кг/м³. Наибольшие плотности характерны для режелационных и ледяных корок (600–790 кг/м³).

Работа выполнена при поддержке Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Поисковые фундаментальные научные исследования в интересах развития Арктической зоны Российской Федерации» (Проект «Разработка методологии определения стратиграфических комплексов снежного покрова на неизученных территориях и построение карты стратиграфических комплексов снежного покрова на Арктических территориях»).

Оценка снегоопасности урбанизированных территорий о. Сахалин

Казакова Е.Н., Лобкина В.А.

*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
Южно-Сахалинск*

Совокупность неблагоприятных последствий, связанных с выпадением снега, можно объединить понятием "снегоопасность территории". В докладе рассмотрены снегопады и метели, снежные полигоны, снеговые нагрузки и лавины, то есть процессы, наносящие наиболее неблагоприятные последствия для экономики о. Сахалин.

Для определения степени снегоопасности урбанизированных территорий острова для каждого процесса было выделено четыре категории снегоопасности (низкая, средняя, высокая, очень высокая). Параметры выделения категорий основываются на качественной оценке проявления опасных процессов. Для каждого процесса был выбран параметр, наиболее полно отражающий его характеристику: для лавин – площадь поражённости территории, для снеговых нагрузок – величина нагрузки, для особо опасных метелей и снегопадов – средняя продолжительность за зиму и максимальное количество твёрдых осадков за 12 часов соответственно, для снежных полигонов – объём складированного снега на момент закрытия полигона.

Установлено, что степень снегоопасности изменяется в разных районах острова. Наиболее подвержены воздействию лавин города, расположенные на побережьях острова (Шахтерск, Углегорск, Холмск, Невельск и др.), что обусловлено расположением территорий их жилой застройки непосредственно у подножия уступов морских террас, где протяжённость лавиноопасной зоны может превосходить 80% их протяжённости.

Максимальные значения снеговых нагрузок на территории населённых пунктов острова изменяются незначительно и относятся к высокой и очень высокой категориям снегоопасности, что связано с большим количеством выпадающих твёрдых осадков и длительным периодом залегания снежного покрова. Особо опасные метели наиболее продолжительны в городах Оха, Углегорск и Холмск, что связано с большими скоростями ветра и их высокой повторяемостью в прибрежных районах острова. Максимальная интенсивность снегопадов характерна для южных районов острова, где количество твёрдых осадков за 12 часов может превышать 30 мм, что обусловлено траекториями прохождения циклонов над островом в зимний период.

Объём складированного на полигонах снега зависит от количества выпадающих твёрдых осадков и площади территории города, нуждающейся в расчистке, и, следовательно, не имеет выраженной зависимости от метеорологических условий. Самую высокую степень снегоопасности имеют города Оха, Шахтёрск, Углегорск, Макаров, Холмск, Южно-Сахалинск, Корсаков. Они расположены (за исключением Охи и Южно-Сахалинска) на морских берегах южной части острова, где высокая степень снегоопасности обеспечивается благоприятным сочетанием гидрометеорологических и геоморфологических условий.

Использование данных о снежном покрове со спутниковых снимков MODIS для прогноза стока рек

Калашникова О.¹, Гафуров А.²

¹*Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли, Бишкек;*

²*German Research Center for Geosciences (GFZ), Потсдам*

Основным источником питания рек засушливых регионов Центральной Азии служит таяние сезонного снега, накопленного в горах за холодный период времени. Информация о сезонном снежном покрове была получена со снимков MODIS и использована для составления методик прогноза водности рек снегово-ледникового и ледниково-снегового питания на период половодья. Для исследования выбран бассейн р. Нарын, который относится к бассейну Аральского моря, и является крупнейшим притоком р. Сырдарьи. Проанализирована линейная корреляционная зависимость стока рек-притоков Нарынского бассейна за период половодья (май–сентябрь) с площадью снежного покрова их водосборов по данным снимков MODIS и их предшествующим стоком. Коэффициент корреляции линейных зависимостей (R^2) составил 0,77 – 0,85 (S/σ – 0,39–0,48) для рек, на которых в настоящее время ведутся наблюдения. С помощью этого метода был также реконструирован сток на реках, где сейчас не ведутся наблюдения за стоком. Коэффициент корреляции линейных зависимостей (R^2) для этих рек составил 0,62–0,77 (S/σ – 0,48–0,62).

Одно из основных преимуществ предложенной методики – прогноз стока горных рек, в том числе и тех из них, где в настоящее время не ведутся наблюдения, или находящихся в труднодоступных высокогорных районах, где получение информации о стокформирующих снеготаласах представляет большую проблему. Методика была внедрена в систему Кыргызгидромета и используется отделом гидропрогнозов для составления прогнозов водности рек Нарынского бассейна и притока воды в Токтогульское водохранилище в оперативном режиме.

В перспективе планируется разработка методик, основанных на данных о снежном покрове со спутников MODIS, для других горных регионов Центральной Азии, где сезонный снежный покров играет решающую роль в формировании стока.

Изучение пространственно-временной неоднородности снежной толщи
Комаров А.Ю., Гребенников П.Б., Селиверстов Ю.Г., Сократов С.А., Фролов Д.М.
Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова

Представлены результаты исследований снежной толщи, выполненных в зимы 2014/15 и 2015/16 гг. на площадке метеорологической обсерватории МГУ. Исследования включали в себя регулярные измерения автоматическим датчиком толщины снежного покрова с дискретностью 1 раз в 15 минут, периодические наблюдения за строением снежной толщи в шурфе с определением температуры и плотности снега, измерения твёрдости снега с использованием пенетрометра высокого (4 Мкм) разрешения SNOWMICROPEN. Измерения твёрдости выполнялись через 50 см по линии протяжённостью 10 м.

Исследование направлено на изучение пространственно-временной изменчивости строения и свойств снежного покрова по вертикальному и горизонтальному профилям, автоматизированное выявление слоёв по значениям твёрдости и её дисперсии и обнаружение ослабленных слоёв с установлением их параметров. Выяснено, что различия в толщине и взаиморасположении слоёв снежной толщи, сложенных разными типами снега (неоднородность снежной толщи) существенны даже в пределах одного равнинного ландшафта.

Характеристика влияния снежных лавин на трансформацию ландшафтов природно-антропогенных геосистем Южного Приэльбрусья

Кюль Е.В.

*Центр географических исследований Кабардино-Балкарского научного центра РАН,
Нальчик*

При планировании горнолыжных кластеров в ряде субъектов Северо-Кавказского Федерального Округа (СКФО) проблема оценки лавинной опасности – актуальная и приоритетная задача исследований. На основе комплексного анализа литературы за длительный период времени [2], фото- и космоснимков разных лет, а также по данным полевого мониторинга проведена площадная геоэкологическая оценка влияния лавин и осыпей на трансформацию ландшафтов некоторых геосистем Кабардино-Балкарской Республики (на примере Южного Приэльбрусья) с учётом экологической составляющей [3]. В качестве объектов полевых исследований выбраны природно-антропогенные геосистемы с комплексом противолавинных сооружений (верховья р. Баксан), что позволяет проанализировать состояние различных типов противолавинных сооружений (дамб, щитов, сеток и т.д.) и характер изменения рельефа в ходе их строительства и эксплуатации. В качестве эталонного участка выбран участок на правом борту р. Баксан с шестью лавиносборами, генерирующими катастрофические лавины.

В исследованной геосистеме за период с 1956 по 2015 г. выявлено шесть катастрофических лавин (1956, 1967, 1976, 1979, 1987 и 2001 гг.). Чаще всего с периодичностью 1 раз в 3–9 лет мощные лавины сходили с 1967 по 1987 г. Создавая «фестончатый рисунок», лавины значительно снижают верхнюю границу леса – в нашем случае от 100 до 300 м. В зависимости от частоты схода лавин и их мощности степень устойчивости системы «ландшафт – снежная лавина» меняется от неустойчивого (максимальное воздействие лавин при ежегодном сходе) до устойчивого (минимальное воздействие при сходе лавин 1 раз в 50 и более лет) [1]. Противолавинные сооружения могут кардинально изменить последствия схода лавин: так произошло, например, во время принудительного спуска лавины в г. Кировске, где дамба выполнила роль уступа и создала «прыгающую лавину», увеличив её дальность выброса в несколько раз.

Литература

1. Кюль Е.В. Некоторые результаты исследования трансформации ландшафтов Южного Приэльбрусья снежными лавинами // Известия КБНЦ РАН. 2015. № 5. С. 61–69.
2. Кюль Е.В. Многолетний анализ лавинной деятельности в некоторых избранных геосистемах Южного Приэльбрусья // Известия КБНЦ РАН, 2015. № 3 (65). С. 48–54.
3. Марченко П.Е., Кюль Е.В., Анисимов Д.А. Разработка информационно-моделирующих комплексов исследования подверженности геосистем опасным природно-техногенным процессам. Отчёт о НИР №0120117378 от 01.01.2011 РАН, 2013. 112 с.

**Снег как индикатор аэрозольного загрязнения атмосферы
урбанизированных территорий**
Ларин С.И., Ларина Н.С., Крестьянникова Е.В.
Тюменский государственный университет

В зимнее время для интегральной оценки аэрозольного загрязнения рационально использовать снег [1–3], который накапливает загрязняющие компоненты, мигрирующие воздушным путем, в сибирских регионах в течение 4–6 месяцев. Неоспоримым достоинством этого объекта мониторинга аэрозольного загрязнения атмосферного воздуха служит высокая степень концентрации загрязнителей, накопление их в течение длительного периода, высокая степень достоверности и репрезентативности получаемых результатов. Именно этот объект анализа был использован для оценки динамики аэрозольного загрязнения атмосферы в г. Тюмень в зимний период 2010–2016 гг.

В пределах города отбор проб снега производился на участках с ненарушенным снежным покровом у промышленных предприятий, тепловых электростанций, в жилых кварталах города, парках, скверах, садах, у транспортных магистралей (не ближе 50 м). Работы по отбору 50 проб и их анализу выполняли по сетке в соответствии с нормативными документами [4]. В качестве фоновый был выбран участок, расположенный в лесном массиве, расположенный на расстоянии более 20 км от города. Для изучения характера распределения загрязнений по территории города и установления основных источников загрязнения использовалась моделирующая программа Surfer 8.0 на основе карты города с сайта www.geomap.ru.

Многолетний мониторинг снежного покрова в сочетании с компьютерными методами обработки информации [5, 6] позволил оценить динамику интегрального загрязнения атмосферного воздуха на территории города в зимний период, выделить факторы, определяющие интенсивность и степень распространения аэрозолей, установить мобильные и локальные источники загрязнения атмосферы и характер их влияния на прилегающие территории. Оказалось, что степень загрязнения атмосферы города определяется не только уровнем антропогенной нагрузки, но и климатическими условиями, преобладающими ветрами, особенностями застройки, причём влияние этих факторов может быть значимым. Для исключения меняющихся год от года климатических особенностей, сравнение загрязнённости в разные годы проводилось не в абсолютных, а в относительных единицах (относительно фона).

Литература

1. Экогеохимия городских ландшафтов / Ред. Н.С. Касимов. М.: Изд-во МГУ, 1995. 336 с.
2. Гусейнов А.Н. Экология города Тюмени: состояние, проблемы. Тюмень: Издательская фирма «Слово», 2001. 176 с.
3. Ларина Н.С., Куранова М.Н., Палецких Н.С. Химико-экологический мониторинг снегового покрова города Тюмени // Успехи современного естествознания. 2006. №11. С. 38–41.
4. Методические рекомендации по геохимической оценке загрязнения территории городов химическими элементами. М.: ИМГРЭ, 1982. 112 с.
5. Гарманова Т.В., Ларина Н.С. Мониторинг загрязнения снежного покрова пылеаэрозолями в городе Тюмень // Вест. Тюменского гос. ун-та. 2012. № 7. С. 55–62.
6. Ларина Н.С., Ларин С.И., Козлова В., Некрасова Е.В. Экогеохимия снежного покрова города Тюмени // Окружающая среда и менеджмент природных ресурсов: Тезисы докладов III Междунар. конф. / Ред. А.В. Соромотин, А.В. Толстиков. Тюмень: Изд-во ТюмГУ, 2013. С. 94–96.

*Работа выполнена по программе гранта РФФИ, проект № 14-05-00956.

Структура снежного покрова в лесопарках Москвы в 2014–2016 гг.

Литвиненко В.В.¹, Фролов Д.М.²

¹*Московский педагогический государственный университет*

²*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

По информации Гидрометцентра от 2 марта 2015 г., календарная зима 2014/15 г. в Москве признана четвёртой по теплоте за всю историю наблюдений за погодой. Средняя температура в Москве за этот зимний сезон (ноябрь–март) составила $-1,85$ °С. Это четвёртое значение температуры за период наблюдений с 1961 г. после зим 2006/07, 2007/08 и 2013/14 гг. ($-0,9$, $-1,78$ и $-0,97$ °С соответственно). Зима 2014/15 г. стала средней по количеству выпавших осадков (205 мм) в сравнении с 2013/14 (189 мм) и 2012/13 гг. (308 мм). Снежный покров в 2014/15 г. установился 25–27 ноября и продержался почти всю зиму до начала апреля. Средняя толщина снежного покрова в Москве в феврале 2014/15 г. составила 38 см, что было больше, чем в 2013/14 г (7 см), но меньше, чем в 2012/13 г. (43 см).

В максимум толщины 9 марта 2015 г. снежный покров в лесу и поле состоял из 5–7 слоёв, представленных разными по размеру кристаллами снега, разделёнными 3–4 ледяными корками. Зимний сезон 2015/16 г. отличался аномально тёплым декабрём, средняя температура которого была почти на 3 градуса выше, чем в 2005–2014 гг. С этим связано позднее (лишь 26–27 декабря) появление устойчивого снежного покрова. Обильные январские осадки способствовали быстрому увеличению толщины снежного покрова, которая на юге Москвы в разных экосистемах Битцевского лесопарка достигала 19 января 24–29 см, а 24 января – 32–39 см.

В стратиграфии снежного покрова в этот период отмечались по четыре слоя и в мелколиственном лесу и в поле. Они различались в основном своей толщиной. Интегральная плотность снега составила 0,21 и 0,20 г/см³ соответственно. Структура снежной толщи на момент максимальной толщины снежного покрова 9 марта 2015 г. была значительно сложнее структуры в конце января 2016 г. по причине более длительного времени её формирования и большего разнообразия метеорологических условий.

О режиме залегания снежного покрова в Предбайкалье

Максютова Е.В.

Институт географии им. В.Б. Сочавы Сибирского отделения РАН

В связи с продолжающимися климатическими изменениями встаёт вопрос о режиме залегания и продолжительности устойчивого снежного покрова на территории Предбайкалья с начала 1980-х годов, в период продолжающегося потепления и господства зональной атмосферной циркуляции. Проведён анализ пространственно-временной изменчивости дат залегания и продолжительности устойчивого снежного покрова на территории Предбайкалья по данным наблюдений гидрометеорологических станций (ГМС) за 1981–2010 гг.

Изменчивость дат появления и схода, образования и разрушения устойчивого снежного покрова (УСП) и числа дней со снежным покровом на большей части рассматриваемой территории за период 1981–2010 гг. не выходит за пределы 10–15 дней, за исключением изменчивости дат образования УСП на юго-западном побережье Байкала (отмечается увеличение до 19 дней по данным ГМС Большое Голоустное). Для продолжительности устойчивого снежного покрова характерны квазидвухлетние периоды колебаний.

За период 1981–2010 гг. по отношению к предыдущему многолетнему периоду до 1980 г. на большей части территории Предбайкалья отмечается более раннее появление и более поздний сход снежного покрова в пределах 5 дней. Более ранние отклонения дат образования и разрушения УСП в большинстве случаев находятся в пределах 10 дней. Число дней со снежным покровом увеличилось за 1981–2010 гг. в долинах рек таёжного пояса Восточного Саяна (ГМС Верхняя Гутара на 11 дней), в горном районе Хамар-Дабан (ГМС Хамар-Дабан на 15 дней), побережье оз. Байкал (23 дня на ГМС Большое Голоустное).

В изменениях сроков залегания снега и продолжительности устойчивого снежного покрова внутри периода 1981–2010 гг. отмечаются межгодовые колебания, поскольку устойчивые тенденции наблюдаются лишь на отдельных станциях. Наибольшее количество устойчивых тенденций (21%) отмечается в датах схода снежного покрова, при этом на большинстве станций проявляется направленность к более раннему сходу снега – от 3 до 6 дней за 10 лет. Коэффициенты регрессии продолжительности устойчивого снежного покрова не превышают ± 3 дней за 10 лет, что по величине меньше межгодовой изменчивости, и доля тренда в общей изменчивости незначительна (R^2 до 0,04).

Космическая погода как дополнительный фактор формирования гляциальных селей в Приэльбрусье

Мальнева И. В., Гонсировский Д. Г.

***Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ)***

Генетическая группа гляциальных селей непосредственно соотносится с деятельностью ледников, колебания динамики которых в XIX и XX вв. происходили на общем фоне деградации оледенения, обусловленном состоянием климатической системы. В ряде прежних публикаций активность гляциальных селей связывалась с изменениями солнечной активности в рамках 11-летнего солнечного цикла. В настоящее время наблюдается длительный минимум активности Солнца и непонятно, каким будет уровень активности Солнца в ближайшие годы. Учитывая это, мы уделили внимание анализу всплесковых проявлений активности Солнца в суточно-часовом разрезе. В вероятностном плане они могли оказать вспомогательное, а иногда и решающее влияние на создание угрозы и формирование селевых потоков за счёт привнесённой энергии плазмы инъекций геоэффективного солнечного ветра в приповерхностную область Земли. Это касается, в частности, селепроявлений в 2000 и 2011 гг. по р. Герхожансу и соответствующей угрозы на леднике Башкара в 2008 г.

Изначальной основой работ служат архивные и текущие данные о процессах корональных плазменных выбросов масс из Солнца как следствии истечения вещества из корональных дыр и эрупций во время пятенных и солнечноволоконных вспышек. При графических корреляционных аналитических исследованиях в первую очередь использованы временные ряды количественных значений плотности и скорости плазмы и энергии солнечного ветра, полученные измерительными приборами поближе к Земле, начиная с орбит космических аппаратов SOHO, ACE, NOAA POES. Аналитическая сводка описаний неблагоприятных ситуаций, соотносимых с проявлениями космопогодозависимой метеогляциоэкзогеодинамики, приведена на с. 50–54 публикации «Геодинамические процессы и природные катастрофы. Опыт Нефтегорска: Сб. материалов Всероссийской науч. конф. с междунар. участием (26–30 мая 2015 г., Южно-Сахалинск, ИМГиГ ДВО РАН). Владивосток: Дальнаука, 2015. Т. 2. Интернет-ресурс www.imgg.ru/uploads/publications/975/ : www.imgg.ru/ru/news/100».

Изотопный состав зимних атмосферных осадков и снежного покрова в переходной зоне Алтая

Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Папина Т.С.

Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул

Пространственная и временная неоднородность соотношений изотопов кислорода и водорода в атмосферных осадках служит одним из инструментов, используемых при прогнозировании климатических изменений в моделях общей циркуляции атмосферы, например, в ЕСНАМ5. Входными параметрами для моделей данного класса, в первую очередь, служат результаты, полученные сетью GNIP (Global Network of Isotopes in Precipitation), станции которой расположены на территории России очень разреженно и преимущественно на равнинах. В связи с этим дополнительно при моделировании привлекают результаты изотопного состава снежного покрова, формирование которого имеет сложную природу, так как первоначальный изотопный состав атмосферных осадков подвергается последующей его метаморфизации при смене условий окружающей среды и кинетики осадконакопления. Целью настоящих исследований стало изучение особенностей формирования изотопного состава зимних атмосферных осадков и снежного покрова в переходной (предгорной) зоне Алтая.

Отбор проб атмосферных осадков в переходной зоне Алтая проводили с ноября 2014 г. по март 2015 г. Полученные значения изотопного состава осадков варьировали от $-17,3$ до $-30,6\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и от $-122,7$ до $-235,0\text{‰}$ для δD . Средневзвешенные значения за зимний сезон 2014/15 г. составили $-21,4\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и для δD $-162,2\text{‰}$, что хорошо согласуется с результатами, представленными в IsoMAP – Isoscapes, Modelling, Analysis, and Prediction (разница менее 1‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 6‰ для δD). В период максимального снегонакопления (начало марта 2015 г.) были отобраны интегральные и послойные пробы снежного покрова в радиусе 50 км от точки отбора проб атмосферных осадков. Результаты анализа показали несущественную разницу (не более 2‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 11‰ для δD) в значениях изотопного состава интегральных проб снежного покрова и атмосферных осадков, выпадавших в зимний период 2014/15 г.

На основе синоптического анализа условий выпадения атмосферных осадков в зимний сезон 2014/15 г. было выделено восемь элементарных синоптических процессов (ЭСП), для которых были рассчитаны средневзвешенные значения изотопного состава атмосферных осадков. Сравнение средневзвешенных значений атмосферных осадков для восьми ЭСП с результатами изотопного состава восьми слоёв снежного покрова, соответствующих по времени их формирования с ЭСП, показали высокую согласованность в изменениях значений $\delta^{18}\text{O}$ (r^2 не менее $0,87$) и более низкую для d_{exc} (r^2 не ниже $0,48$). Меньшая согласованность для значений d_{exc} может быть связана с криогенным фракционированием изотопного состава слоёв снежного покрова вследствие существования резких перепадов температуры (до 26 °C в течение суток) в периоды перерывов в осадконакоплении.

Несмотря на проявление криогенной метаморфизации в слоях снежного покрова, результаты исследований изотопного состава атмосферных осадков и снежного покрова зимнего сезона 2014/15 г. в переходной зоне Алтая показали довольно высокую согласованность. В связи с этим представляется возможным использовать значения изотопного состава снежного покрова как альтернативного источника информации об изотопном составе зимних атмосферных осадков в переходной зоне Алтая.

Изменения параметров снежной толщи при различной подстилающей поверхности

Мокров Е.Г.¹, Барашев Н.В.², Сократов С.А.¹

¹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова;*

²*Кировский филиал Северо-Западной Фосфорной Компании, пос. Кошва*

Представлены результаты экспериментов по исследованию изменений параметров снежного покрова, накапливающегося естественным образом на участках с искусственно созданной различной подстилающей поверхностью. Эксперименты были проведены в южной части Хибинского массива в 2013–2016 гг. совместными усилиями с сотрудниками Центра лавинной безопасности ЗАО «Северо-Западная Фосфорная Компания». Экспериментальные площадки были разбиты в районе промплощадки на юго-восточном склоне моренного холма (28°) высотой 25 м в непосредственной близости от метеоплощадки. Регулярное одновременное шурфование проводилось на шести экспериментальных площадках (площадью 24 м² каждая) с различной подстилающей поверхностью: бетон; песок (до 0,5 мм); мелкий щебень (2×4 мм); крупнообломочный скальный материал (10×30 см); естественная нетронутая подстилающая поверхность с мелким кустарником и мхом; естественная нетронутая подстилающая поверхность с кустарником высотой до 1 м.

Всего за зимние периоды 2013/14, 2014/15 и 2015/16 гг. описано по 17 шурфов на каждой площадке. Определялись толщина снежного покрова, послойная плотность снега, температурный профиль и параметры микроструктуры снега. Полученные результаты показали различия в динамике развития стратиграфии снежной толщи при её одинаковой метеорологической истории существования. Они определяются разницей в свойствах подстилающей поверхности. Результаты планируются использовать при оценке возможной устойчивости снежного покрова на склонах, сложенных различными породами и имеющими разную растительность.

Оценка снежности зим на юге Сахалина по данным наблюдений за снежным покровом на стационарной площадке

Музыченко А.А.

***Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
Южно-Сахалинск***

Оценка снежности территории требует проведения многолетних исследований, для которых необходима организация стационарных пунктов наблюдения. Один из таких пунктов был заложен сотрудниками Сахалинского филиала ДВГИ ДВО РАН в 2002 г. в окрестностях г. Южно-Сахалинска, на западных отрогах горы Большевик (Сусунайский хребет).

В докладе наблюденные зимние сезоны классифицируются по типам снежности на малоснежные, среднеснежные и многоснежные. Под снежностью понимается характеристика природных условий территории, связанных с наличием снежного покрова, включающая условия выпадения и отложения твёрдых осадков, возникновения, существования и схода снежного покрова и максимальных снегозапасов.

Наблюдения проводились один раз в неделю на всём протяжении периода устойчивого снежного покрова. Измерялись твёрдые осадки и запас воды в снежном покрове, продолжительность залегания устойчивого снежного покрова и его высота.

Все критерия оценки совпали в сезоне 2007/08 г., в остальных случаях совпали два из трёх критериев. Зимние сезоны 2002/03, 2003/04, 2004/05, 2006/07, 2009/10, 2012/13, 2013/14 и 2014/15 гг. можно считать среднеснежными. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в среднем составила 142 дня, среднее количество осадков 280 мм, снегозапас составил 274 мм. Многоснежными были сезоны 2005/06, 2008/09 и 2011/12 гг. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в среднем составила 156 дней, среднее количество осадков 393 мм, снегозапас 386 мм. К малоснежными можно отнести два сезона – 2007/08 и 2010/11 гг. Продолжительность залегания устойчивого снежного покрова в среднем составила 126 дней, среднее количество осадков 205 мм и снегозапас 184 мм.

Современные тенденции изменения снеголавинного режима Центрального Кавказа

Олейников А.Д., Володичева Н.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Работа посвящена оценке изменений снеголавинного режима на Центральном Кавказе в конце XX – начале XXI вв. В основу работы положены материалы многолетних стационарных наблюдений за снежным покровом, лавинами и интенсивными снегопадами на Эльбрусской учебно-научной базе географического факультета МГУ, расположенной в верховьях долины р. Баксан на высоте 2330 м, а также данные сетевых станций Росгидромета.

Предпринята попытка дать оценку изменениям климата холодного периода на Центральном Кавказе за последние десятилетия и показать их роль в изменении снеголавинного режима. В качестве лавинно-индикационных показателей климата использованы: снежность зим, соотношение температуры воздуха и осадков за холодный период, среднезимняя температура воздуха и коэффициент аномалии осадков.

По результатам проведённого анализа на рубеже веков отмечено уменьшение снежности зим, повышение среднезимних температур воздуха, рост повторяемости и продолжительности глубоких оттепелей, ослабление интенсивности лавинообразующих снегопадов, смещение сезонного максимума осадков на зимне-весенний период. Современная тенденция потепления зим в высокогорной зоне Центрального Кавказа сопровождается нарастанием межсезонной изменчивости температуры воздуха, которая возросла почти вдвое за счёт климатических экстремумов, зафиксированных на станциях Росгидромета в 2009/10 и 2011/12 гг.

В итоге быстро протекающей перестройки климата и его термической нестабильности произошли заметные изменения в лавинном облике зим Центрального Кавказа. В последние два десятилетия в регионе не было лавинных катастроф, сопоставимыми с катастрофами 1967/68, 1975/76, 1986/87 и 1992/93 гг. В общем балансе лавинной активности возросло число лавин, вызванных воздействием теплового фактора – адвекционных и весеннего снеготаяния. В целом на Центральном Кавказе снизился уровень лавинной опасности в результате уменьшения количества лавин, выходящих на днища горных долин.

Происходящие изменения снеголавинной обстановки в регионе можно сравнить с периодом потепления 1910–1945 гг., когда в его наиболее тёплую фазу наблюдалась одна из самых суровых зим на Кавказе и в Европе – 1941/42 г. Раскачка «температурного маятника», сопровождаемая единичными возвратами зимних холодов, свидетельствует о том, что на фоне зим слабой и средней лавинной опасности возможно появление суровой и снежной зимы с катастрофическими лавинными последствиями. Это один из вероятных сценариев в развитии лавинной деятельности, как в исследуемом регионе, так и в целом на территории Большого Кавказа.

Работа выполнена при поддержке проектов РФФИ №№ 13-05-00830, 16-05-00525.

Влияние твёрдости снега на его коэффициент теплопроводности

Осокин Н.И., Сосновский А.В.

Институт географии Российской академии наук, Москва

Снежный покров – важный фактор, влияющий на термический режим грунтов. Его теплозащитные свойства в значительной степени определяются коэффициентом эффективной теплопроводности снежного покрова. Известные зависимости коэффициента теплопроводности снега дают большой разброс значений при одинаковой плотности снега. Причиной этого является как температурный режим снежной толщи, влияющий на массоперенос в снегу, так и его структурные особенности. Так, коэффициент теплопроводности глубинной изморози в несколько раз меньше, чем зернистого снега.

Теплопроводность снега состоит в основном от двух составляющих – конвективной и кондуктивной теплопроводности. Кондуктивная теплопроводность снега зависит от контактов между кристаллами льда: чем больше площадь контактов, тем лучше происходит передача тепла от одного слоя к другому. Но от связей между кристаллами льда зависят и прочностные характеристики снега, в частности его твёрдость.

В результате экспериментальных исследований на архипелаге Шпицберген получены зависимости теплопроводности снега от его твёрдости. Для очень рыхлого, рыхлого, среднего и твёрдого снега (согласно Международной классификации для сезонно выпадающего снега) получены зависимости теплопроводности снега от его плотности. Проведено сравнение полученных формул с данными других исследований. Они показали, что при плотности снега 200–370 кг/м³ полученные зависимости охватывают основной диапазон изменения коэффициента теплопроводности снега.

Изотопный состав и источники атмосферных осадков в Центральной Якутии

Папина Т.С.¹, Малыгина Н.С.¹, Эйрих А.Н.¹, Галанин А.А.², Железняк М.Н.²

¹*Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул;*

²*Институт мерзлотоведения СО РАН, Якутск*

Понимание современных процессов формирования изотопного состава атмосферных осадков и его трансформации во времени и пространстве – необходимое условие при реконструкции генезиса поверхностных и подземных льдов криолитозоны. Вместе с тем, результаты этих реконструкций практически не верифицированы, а тем самым недостаточно обоснованы из-за отсутствия данных об изотопном составе исходных источников влаги – атмосферных осадков. В Центральной Якутии около 70% годовой нормы атмосферных осадков выпадает в тёплый (апрель–сентябрь) период года (Гаврилова, 1962; Скачков 2012), которые преимущественно формируют надмерзлотные воды и определяют их изотопный состав, испытывающий дополнительно изотопное фракционирование при консервации в различных компонентах криолитозоны в виде жильных и текстурообразующих льдов.

Цель настоящей работы – изучение изотопного состава атмосферных осадков Центральной Якутии (индивидуальные события) и обратных траекторий движения воздушных масс, обуславливающих выпадение этих осадков, для определения приоритетных источников атмосферной влаги и оценки вклада этих источников в общее количество осадков тёплого периода года.

Изотопный состав атмосферных осадков, отобранных в Центральной Якутии в течение тёплого периода 2014 г., существенно изменялся от события к событию и варьировал в пределах 18‰ для $\delta^{18}\text{O}$ и 127‰ для δD (при средневзвешенных значениях изотопного состава $\delta^{18}\text{O} = -13,0\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -109,3\text{‰}$). На основе анализа обратных траекторий движения воздушных масс и изотопного состава атмосферных осадков были определены шесть регионов-источников атмосферной влаги, выпавшей в виде осадков в Центральной Якутии в тёплый период 2014 г. Впервые было показано, что в тёплый период года Охотское море является доминирующим источником атмосферных осадков в Центральной Якутии. Его вклад составил 41,1% от общего количества осадков тёплого сезона 2014 г., при этом средневзвешенные значения изотопного состава этих осадков составили $-13,2\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $-107,6\text{‰}$ для δD .

Самый облегчённый изотопный состав (средневзвешенные значения $-15,6\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $-130,0\text{‰}$ для δD) имели атмосферные осадки, приходящие с акватории Северного Ледовитого океана (20,6%). Сопоставимый с ним вклад дала Северная Атлантика (22,6%) при средневзвешенных значениях изотопного состава $-11,8\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $101,4\text{‰}$ для δD . Самый тяжёлый изотопный состав (средневзвешенные значения $-10,1\text{‰}$ и $-91,1\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и δD соответственно) был характерен для осадков, приходящих из внутриконтинентальных районов Китая и Монголии, а также из Арало-Каспийского региона (средневзвешенные значения $-10,2\text{‰}$ для $\delta^{18}\text{O}$ и $-99,0\text{‰}$ для δD). Их вклад в общее количество осадков составлял 9,6% для внутриконтинентальных источников Китая и Монголии и 4,8% для Арало-Каспийского региона.

Влияние городской застройки на характеристики метелевого переноса в г. Южно-Сахалинск

Попов Г.В., Музыченко А.А., Казакова Е.Н., Генсировский Ю.В., Павлов В.С.
*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН,
Южно-Сахалинск*

На о. Сахалин в зимний период проходит в среднем 28 циклонов, а в отдельные сезоны их число увеличивается до 35. Сильные метели со скоростью ветра более 15 м/с и обильные снегопады отмечаются во всех районах острова. Общее число дней с метелью в сильно варьирует: от 62 дней на северо-восточном побережье острова (г. Оха) до 14 в Тымь-Поронайской низменности (с. Адо-Тымово).

Увеличение площади с городской застройкой в Южно-Сахалинске и изменение этажности застройки повлияло на характер снеготранспортируемости территории города. Мы в течение нескольких зимних сезонов выполняли снегомерные и метелемерные работы в условиях городской застройки. Для метелемерных работ использовались метелемеры: ЦПЗ-1 и ЦПЗ-2, для определения скорости и направления ветра – портативные метеостанции Kestrel 4500 NV. Работы проводились как на открытых участках городских улиц, так и в районах плотной городской застройки.

Плотность застройки и особенно её этажность оказывают сильное влияние на ветровой режим. В узостях плотной многоэтажной застройки формируются «трубы», в которых происходит ускорение ветра и как следствие – интенсивный вынос выпавшего снега с этого участка и его переотложение на участках с застройкой меньшей этажности. Влияет также и большая площадь разновысотных крыш, отложение снега на которых и его срыв во время метелей затрудняет оценку интенсивности переноса снега и требует дополнительных исследований.

Полученные в ходе работ результаты показывают, что расходы метелей в зависимости от их интенсивности и характера городской застройки колеблются в широких пределах – от 0,05 до 7,78 г/см²мин. Увеличение этажности застройки, уменьшение количества насаждений в городской черте сильно изменило характер распределения снега. Возведение зданий с повышенной этажностью в районах стандартной пятиэтажной застройки влияет на скорость ветра и соответственно на снеготранспортировку. В ветровой тени от высотных зданий начинается интенсивное снеготложение. Наиболее сильные снежные заносы возникают при прохождении холодных циклонов с сильными северными и северо-восточными ветрами на улицах, расположенных в крест направления снеговетрового потока. В г. Южно-Сахалинск это улицы ориентированные с востока на запад.

Математическое моделирование склоновых потоков в пакете OpenFOAM

Романова Д.И.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Склоновые потоки, в том числе лавины, встречаются на Карпатах, Кавказе, Хибинах, горах Прибайкалья, Забайкалья, Урале, Чукотке, т.е. всюду, где углы падения склонов больше 15° , и имеется снежный покров глубиной 30–40 см и выше. В работе создана модель 22-го лавинного очага на горе Юкспор Хибинских гор.

Программное обеспечение. OpenFOAM (Open Source Field Operation And Manipulation CFD ToolBox) – открытая интегрируемая платформа для численного моделирования задач механики сплошных сред. Используется решатель InterFoam, предназначенный для расчёта нестационарного течения двух сред, разделённых резкой границей раздела или свободной поверхностью. Двухфазный алгоритм в InterFoam основан на численном методе конечных объёмов, в котором используется транспортное уравнение переноса вещества, чтобы определить относительную объёмную долю фазы α в каждой расчётной ячейке.

Модель. Лавина представлена как ламинарный двухфазный поток – снег и воздух. В качестве модели снега выбрана вязкая несжимаемая жидкость. В расчётах взяты следующие свойства сред:

снег	воздух
$\rho = 300 \text{ кг/м}^3$	$\rho = 1 \text{ кг/м}^3$
$\nu = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}$	$\nu = 1.48 \times 10^{-5} \text{ м}^2/\text{с}$

Геометрия. Цифровая модель рельефа создана при помощи растровой географической карты с регулярно расположенными точками формата ASCII GRID. Линейный размер квадратной ячейки карты составляет 5 м. Расчётная сетка была измельчена в 5 раз по горизонтальным координатам. Шаг сетки по вертикальной координате приблизительно равен 1 м.

Начальные условия задачи состоят из покоящегося ($\vec{U} = 0$ всюду) слоя снега, распределённого на склоне в соответствии с искривлением рельефа, то есть чем ближе к центру русла, тем больше глубина снега. Глубина снега во всех точках не превышает 2 м. Маркерная функция α равняется 1 в тех ячейках, где снег есть, и 0 – в остальных.

Граничные условия. Нижняя граница расчётной области задана как поверхность, на которой установлено условие прилипания, боковые и верхние границы расчётной области – как стандартные участки границы с условием протекания, на которых действует атмосферное давление.

Уравнения. Поток описывается следующей системой уравнений:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \rho \vec{U}}{\partial t} + \nabla \cdot (\rho \vec{U} \vec{U}) &= -\nabla p + \nabla \cdot (\mu \nabla \vec{U}) + \rho \vec{g} \\ \nabla \cdot \vec{U} &= 0 \\ \frac{\partial \alpha}{\partial t} + \nabla \cdot (\vec{U} \alpha) + \nabla \cdot (\vec{U}_r \alpha (1 - \alpha)) &= 0 \\ \alpha &= \begin{cases} 1, \text{ снег} \\ 0 < \alpha < 1, \text{ на границе раздела} \\ 0, \text{ воздух} \end{cases} \\ \rho &= \alpha \rho_{\text{snow}} + (1 - \alpha) \rho_{\text{air}} \\ \mu &= \alpha \mu_{\text{snow}} + (1 - \alpha) \mu_{\text{air}} \end{aligned}$$

Результаты. Проведено исследование профилей скоростей. Максимальная скорость потока составила 91 м/с, что соответствует показателям катастрофических лавин.

Макроциркуляция и массовое образование катастрофических лавин в Альпах

Селиверстов Ю.Г.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

В истории лавиноведения особое значение имеют зимы 1950/51, 1953/54 и 1998/99 гг. Массовые сходы лавин привели к многочисленным жертвам и разрушениям в альпийских странах. Катастрофические последствия стимулировали появление новых методов исследования снежных лавин. Однако уроки этих зим могут изучаться и по прошествии многих лет.

В течение 5 периодов в результате мощных снегопадов в различных районах произошёл массовый сход лавин. Выполнено исследование вызвавших эти снегопады макроциркуляционных процессов. Установлена уникальность последовательностей смены ЭЦМ. В трёх случаях установленная последовательность в XX в. не повторялась. В одном случае такая последовательность встречалась в зимний период ещё только раз и в одном – три раза. Однако в этих случаях лавинообразованию предшествовали другие уникальные события.

В каждый рассматриваемый период макроциркуляционные условия способствовали массовому лавинообразованию в различных альпийских районах. Морфометрические параметры районов (абсолютная высота, относительное превышение склонов, их ориентация и углы наклона), а также географическое положение (широта и долгота) определили их реакцию на действие определённых сочетаний ЭЦМ. Эти параметры были определены с помощью составленной по данным SRTM цифровой модели рельефа.

К расчёту опреснения минерализованного пористого льда при таянии

Сосновский А.В.¹, Конторович И.И.²

¹*Институт географии Российской академии наук, Москва,*

²*Волгоградский филиал ВНИИ гидротехники и мелиорации им. А.Н. Костякова*

Опреснение и очистка от загрязнения минерализованных природных и техногенных вод – актуальная народнохозяйственная и экологическая задача. Применение зимнего дождевания позволяет за сутки формировать многометровые массивы пористого льда с минерализацией на порядок меньше, чем у намораживаемой воды. Остаток солей вымывается из массива пористого льда при таянии. Результаты исследований показали, что динамики опреснения пористого льда, намороженного из минерализованных вод разного химического состава, зависит от подвижности ионов солей, которая определяется величиной коэффициента диффузии.

Выполнены модельные расчёты средней минерализации пористого льда и определена концентрация ионов различных солей при таянии. Из сравнения измеренной концентрации ионов солей в пористом льду при таянии и результатов расчётов определены значения коэффициентов диффузии ионов солей в плёнке рассола ледяных гранул. Коэффициент диффузии ионов Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} на порядок больше, чем Ca^{2+} , и на два порядка, чем HCO_3^- . Это приводит к тому, что содержание ионов солей Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} уменьшается в пористом льду при таянии в 3 раза быстрее, чем содержание ионов Ca^{2+} . На основе анализа химического состава дренажных вод в некоторых районах России показана возможность применения метода зимнего дождевания для их опреснения.

Пространственно-временные характеристики снежного покрова Алтайского края

Харламова Н.Ф., Казарцева О.С.

Алтайский государственный университет, Барнаул

В Алтайском крае холодный период года весьма продолжителен; снежный покров устанавливается в среднем в первой – начале второй декады ноября, а разрушается в первой – начале второй декады апреля. В целях определения среднемноголетних показателей высоты снежного покрова обработаны данные наблюдений 15 метеостанций за период 1966–2015 гг. с сайта ВНИИГМИ-МЦД (<http://meteo.ru>).

В пределах равнинной территории максимальные значения средней декадной высоты снежного покрова отмечаются в лесостепных окрестностях Тальменки и Бийск-Зональной (53–43 см), а также в Салаирском кряже, они формируются под воздействием увеличенного количества осадков из-за общей залесённости и повышенной повторяемости циклонов. Минимальные значения средней декадной высоты снега характерны для равнинной степной территории Кулунды и Приобского плато (20–25 см).

Проведена оценка изменчивости снежности зим на территории Алтайского края за 1966–2015 гг., выполнен анализ максимальных и минимальных значений снежности зим. За основу взята типизация зим по снежности Н.Н. Галахова, учитывалось отклонение высоты снежного покрова от нормы, рассчитанной за период 1966–2015 гг. по среднедекадной его высоте. В соответствии с принятыми критериями мало- и многоснежными мы считаем зимы со снежностью $\pm 25\%$ (по отношению к многолетней норме); для выделения экстремально снежных и бесснежных зим взята величина, равная $\pm 50\%$ от многолетней нормы. На равнинной территории Алтайского края экстремально малоснежные зимы чаще всего наблюдаются в районе Алейска, Рубцовска, Ключей, а экстремально многоснежные – в Бийске, Тальменке, Тогуле.

Поскольку Алтайский край имеет аграрную специализацию экономики, учёт снегозапасов имеет большое значение. Высота снежного покрова и снегозапасы возрастают с юго-запада на северо-восток вследствие увеличения высоты местности, уменьшения засушливости климата, изменения состава растительного покрова.

Изменчивость термических свойств снега на ранней стадии его диагенеза

Чернов Р.А.

Институт географии Российской академии наук, Москва

Экспериментально получены изменения коэффициента теплопроводности свежеснегоснега, образованного различными видами твёрдых осадков: пластин, игл, дендритов, крупы, в начальной стадии его диагенеза. Наблюдения за трансформацией снега проводились в морозильнике в течение 10 дней при температуре от -10 до -15 °C и среднем градиенте температуры 50 °C/м. В этих условиях в снежном покрове возникал тепловой поток мощностью $3-5$ Вт/м², интенсивно росли кристаллы снега и увеличивалась его плотность.

В большинстве случаев в начале эксперимента коэффициент теплопроводности снега линейно увеличивался пропорционально плотности снега. Однако через $3-5$ дней его величина стабилизировалась на уровне около $0,09-0,11$ Вт/м°C, хотя уплотнение снега продолжалось. Этот эффект наступал с появления огранки на поверхности кристаллов снега и ослаблением их связей: снег становился рыхлым и рассыпчатым. В дальнейшем при сохранении условий опыта коэффициент теплопроводности оставался неизменным.

В ходе эксперимента выявлено, что на ранней стадии диагенеза формируется мелкозернистый снег, обладающий низким коэффициентом теплопроводности. Его формирование происходит в первые дни после снегопада при условии однонаправленного градиента температуры в снеге. Величина коэффициента теплопроводности остаётся неизменной длительной время при дальнейшей перекристаллизации снега. Таким образом, сублимационная перекристаллизация снега играет огромную роль в сохранении его теплозащитных свойств.

**Пространственная изменчивость толщины снега на небольших участках
горных склонов Шпицбергена**
Черноус П.А., Осокин Н.И., Чернов Р.А.
Институт географии Российской академии наук, Москва

Интерпретация данных точечных измерений толщины снега для оценки возможности образования лавин требует учёта ошибок, связанных с её пространственной изменчивостью. Размер участков, для которых оценивается изменчивость, не должен превышать размеров зон зарождения лавин. Обычно зону зарождения можно разбить в соответствии с элементами рельефа и их параметрами на более мелкие однородные участки, для которых и требуется оценить изменчивость. Характерный размер таких участков не превышает 50–100 м. Данные об изменчивости, получаемые при проведении обычных снегосъёмок, не соответствуют требуемому масштабу оценок и не позволяют оценить вклад в общую дисперсию высокочастотных флуктуаций, весьма важных при статистическом моделировании пространственного распределения снега.

Измерения толщины снежного покрова и его верхних слоёв проводились в апреле 2015 г. на склонах береговой террасы и горы Улав. Терраса представляет собой ровный пологий склон крутизной около 15° , покрытый мхом и травянистой растительностью. Участок на склоне горы Улав имеет примерно вдвое большую крутизну и представляет собой широкий слабовыпуклый скальный водораздел. Толщина измерялась с помощью щупа, градуированного в сантиметрах. Профили, на которых проводились измерения, направлены вдоль линии падения склона, интервал измерений 1 м. Всего было выполнено более пятисот измерений на 7 профилях.

Статистическая структура толщины снега на Шпицбергене схожа с её структурой в Хибинах. Размах колебаний толщины снега в пространстве на Шпицбергене не превышает аналогичные показатели для Хибин. Измерения в Хибинах проводились в верхних частях склонов, подстилающая поверхность которых представлена скальным обломочным материалом. Однако пространственные связи на Шпицбергене затухают быстрее. Средний радиус корреляции (расстояние на котором автокорреляционная функция убывает в e раз) для Шпицбергена составляет около 6 м, а в Хибинах – около 10 м.

Знание характеристик изменчивости позволяет рационально проектировать сеть мониторинга толщины снежного покрова. В качестве критериев для выбора параметров сети предлагается использовать допустимые ошибки интерполяции, замены среднего интегрального и математического ожидания средним арифметическим. Получена зависимость ошибок линейной интерполяции от расстояния между точками измерений. Учитывая, что уже на расстоянии более 12–14 м между измерениями стандартная ошибка интерполяции превышает стандартное отклонение толщины снега, построить традиционную сеть мониторинга толщины снега на склоне с приемлемой точностью интерполяции будет затруднительно. Были оценены ошибки замены среднего интегрального значения толщины снега на площади S средним арифметическим из n точечных измерений. Количественно оценена репрезентативность единичного измерения. Для сравнения приведены эти же оценки, выполненные для склонов с аналогичной подстилающей поверхностью на Алтае. Дана оценка ошибок замены математического ожидания средним арифметическим при различных схемах измерений.

Сравнивая полученные характеристики изменчивости с имеющимися для других горных районов (Тянь-Шань, Алтай, Байкальский хребет), можно отметить, что для одинаковой подстилающей поверхности пространственная изменчивость толщины снега на Шпицбергене самая большая. Эти различия можно объяснить различиями в ветровом режиме, при котором формируется снежный покров. Результаты исследования могут быть полезны для статистического моделирования неустойчивых состояний снега на склонах и образования лавин.

Новые математические модели снежных лавин

Эглит М.Э.¹, Якубенко А.Е.²

¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

²Институт механики МГУ им. М.В. Ломоносова

Математическое моделирование является одним из инструментов получения сведений о возможных величинах динамических параметров лавинных потоков, их дальности выброса и силах, действующих на различные объекты при ударе лавины. В настоящее время на практике используются модели двух типов. В простейших моделях весь лавинный поток рассматривается как материальная точка, движущаяся по склону под действием силы тяжести и сопротивления окружающей среды. В более сложных моделях поток представляется как движение сплошной среды, но применяется так называемый гидравлический подход, то есть используются уравнения, осреднённые по глубине или по поперечному сечению потока. Структура потока в поперечном к склону направлении такими моделями не описывается.

В докладе представлены новые математические модели лавинных потоков, основанные на уравнениях, не осреднённых по глубине. Модели такого уровня дают возможность вычислить величины скорости на разных расстояниях от дна, более точно рассчитать распределение ударного давления на стене, подвергшейся удару лавинного потока, а также связать захват и вовлечение в движение лежащего на склоне снега или грунта с процессами, происходящими в придонной зоне потока. В представленных моделях учитываются следующие три фактора: сложные нелинейные реологические свойства движущегося снега, захват и вовлечение в лавину снега, лежащего на склоне, и возможный турбулентный характер движения. Для задания реологических свойств движущегося материала принимается так называемая модель Хершеля – Балкли, которая при разном выборе коэффициентов описывает линейно и нелинейно вязкие (степенные) жидкости, а также среды с пределом текучести, которые предлагались различными исследователями в качестве возможных реологических моделей для снежных лавин, селевых, лавовых, оползневых потоков.

При моделировании захвата донного материала используется следующая гипотеза [1, 2]: захват происходит тогда, когда касательное напряжение на дне потока достигает величины предела прочности на сдвиг слоя, по которому движется лавина. Скорость вовлечения при этом определяется в результате расчёта касательного напряжения на дне при решении задачи. Для описания турбулентных характеристик используется дифференциальная трёхпараметрическая модель турбулентности, предложенная и применённая ранее для расчёта движения жидкостей вдоль проницаемых и непроницаемых стенок в присутствии градиента давления, массообмена и других процессов [3]. Представлены результаты модельных расчётов движения лавин по длинным однородным склонам, проведённых с целью выяснить влияние реологических свойств, захвата массы и турбулентности на поведение лавинного потока.

Литература

1. Issler D., and Pastor Pérez M. Interplay of entrainment and rheology in snow avalanches; a numerical study // *Annals of Glaciology*. 2011. V. 52 (58). P. 143–147.
2. Eglit M.E., Yakubenko A.E. Numerical modeling of slope flows entraining bottom material // *Cold Regions Science and Technology*. 2014. V.108. P. 139–148.
3. Луцик В.Г., Павельев А.А., Якубенко А.Е. Трёхпараметрическая модель сдвиговой турбулентности // *Изв. АН СССР. Механика жидкости и газа*. 1978. №3. С. 13–25.

Состав снежного покрова в бассейне р. Мульта (Республика Алтай)

Эйрих А.Н.¹, Малыгина Н.С.¹, Яшина Т.В.², Папина Т.С.¹

¹Институт водных и экологических проблем СО РАН, Барнаул

²Государственный природный биосферный заповедник «Катунский»

В последнее время анализ микроэлементного и изотопного состава снежного покрова активно используют как для расчёта вклада трансграничного атмосферного переноса веществ и влаги на изучаемую территорию, так и для экологической оценки самой территории исследования. При этом стабильные изотопы кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) и водорода ($\delta^2\text{H}$) эффективно применяют в качестве надёжных маркеров гидрологических процессов при расчётах водного баланса территорий.

Целью наших исследований было изучение микроэлементного и изотопного состава снежного покрова в бассейне р. Мульта (Катунский заповедник) для оценки трансграничного переноса загрязняющих веществ на территорию Республики Алтай, а также для оценки вклада снежного покрова в поступление веществ в р. Обь на участках, не испытывающих антропогенной нагрузки.

18–19 февраля 2014 г. в бассейне р. Мульта была проведена маршрутная снегомерная съёмка с параллельным отбором проб снега на микроэлементный и изотопный анализ. Концентрацию микроэлементов (Al, As, Ba, Be, Bi, Co, Cr, Cs, Cu, Fe, Li, Mn, Mo, Ni, Pb, Th, Tl, Rb, U, V) в пробах снега определяли методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) на приборе ICAP-Qc. Определение $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ проводили методом лазерной ИК-спектрометрии на приборе PICARRO L2130-i, оснащённом системой WS-CRDS.

Результаты анализа показали широкие вариации микроэлементного состава снежного покрова в бассейне р. Мульта. С помощью расчётных коэффициентов «обогащения» (относительно Al) были определены микроэлементы (Cd, Pb, Ag, As, Sb, Zn), поступающие на изучаемую территорию преимущественно от антропогенных источников – горнодобывающих карьеров действующих и заброшенных шахт Рудного Алтая, выбросов предприятий цветной металлургии в Восточном Казахстане и сжигания угля в отопительный сезон на прилегающих территориях.

Значения изотопного состава в интегральных пробах снежного покрова варьировали незначительно и их средневзвешенные значения составили $\delta^{18}\text{O} = -24,9\text{‰}$ и $\delta\text{D} = -188,9\text{‰}$, что хорошо согласуется с полученными ранее значениями для сопредельных территорий. Изотопное соотношение кислорода и дейтерия в снежных пробах бассейна р. Мульта описывается уравнением $\delta\text{D} = 8,33 \cdot \delta^{18}\text{O} + 19,0$. Незначительное отклонение угла наклона от ГЛМВ свидетельствует о незначительной метаморфизации изотопного состава снежного покрова.

Freezing precipitation and freezing events over the Northern Hemisphere extratropics

Groisman P.Ya^{1,5}, Yin X.², Bulygina O.N.^{3,5}, Partasenok I.^{4,5}, Gulev S.K.⁵, Zolina O.G.^{5,6}

1-University Corp. for Atmospheric Research at NOAA National Centers for Environmental Information, Asheville, North Carolina, USA

2-ERT, Inc. at NOAA National Centers for Environmental Information, Asheville, North Carolina, USA

3-All-Russian Research Institute of Hydrometeorological Information – World Data Centre, Obninsk

4- Republican Hydrometeorological Centre, Minsk, Belarus

5 - RAS P.P. Shirshov Institute for Oceanology, Moscow, Russian Federation

6- Le Laboratoire de glaciologie et géophysique de l'environnement, Grenoble, France

The overall warming, together with a larger influx of the water vapor in the winter atmosphere from the oceans can affect the amount of near-0°C precipitation. This precipitation is linked with several hazardous phenomena including freezing rain and freezing drizzle and ice load on infrastructure. These “transitional” events are short-term manifestations of the cryosphere changes but damages related to them can be substantial.

In our presentation using more than 1,500 long-term time series of synoptic observations for the past 4 decades, we present climatology and the empirical evidence about changes in occurrence, timing, and intensity of freezing rains and freezing drizzles over five countries of Northern Eurasia and two countries of North America. Within these countries, the regions with the highest frequency of freezing rains (from 3 to 10 days per year) reside in the northeastern quadrant of the conterminous United States and adjacent areas of southeastern Canada south of 50°N, over the south and southwest parts of the Great East European Plain, and Central Europe. The frequency of freezing drizzle exceeds the frequency of freezing rain occurrence in all areas and over entire Russia it has been steadily decreased during the past four decades.

We found that on the southern edge of our study domain (e.g., southeastern U.S., southern Russia) the frequencies of freezing events decreased along with the duration of the cold season. In the Arctic (Norway, north of North America), they increased and “followed” the expansion of the short warm season. However, in the rapidly warming Atlantic part of the Russian Arctic, our analysis does not reveal significant changes in freezing rain. The number of days with freezing events over Central Europe (e.g., over Belarus) did not change, however, the duration of these events (in hours) substantially increased. In the mountains of Central Asia (e.g., Kyrgyzstan) we documented increases in freezing rain and drizzle frequencies only at high elevations, while they decrease at elevations below 1 km (matching to a similar decrease over the steppe zone of Russia).

This work is supported by the Ministry of Education and Science of the Russian Federation (grant 14.B25.31.0026) and the NASA LCLUC Program.

The study of the disruption of continuity of snow cover in the formation of avalanches

Sozaev S.H.¹, Seliverstov Yu.G.², Glazovskaya T. G.²

¹*IP Sozaev, Vladikavkaz;*

²*Lomonosov Moscow State University*

The report presents the research method of the moment of avalanches collapse, based on frame-by-frame study of the video, and the first results of its application. In its simplest form the method involves a video capture, transfer and registration of the image in GIS, creating a multi-layered model of the collapse, a calculation in conditional units. In the case of exact determining of the place, the images are overlaying to a topographic map or to a vector topography image, based on the use of global digital elevation models Aster GDEM2 and SRTM X-band. In this case, the calculation is performed in the metric system. In the course of processing multi-layer model of collapse based on the study of visual effects the study of the directions of the fracture of the snow cover surface, the speed and scope of propagation of cracks was carried out. The main source of video showing the formation of snow avalanches was inspired by the YouTube service.

Горные ледники

Результаты применения сценария ансамбля моделей 31 AOGCM к оценке эволюции ледниковых систем Севера-Востока России: сравнительный анализ

Ананичева М.Д.

Институт географии Российской академии наук, Москва

Для оценки эволюции ледниковых систем северо-востока России в качестве климатического сценария (рекомендован ГГО, Санкт-Петербург) были взяты выходные данные (температура воздуха и осадки) для интервалов 2011–2030 (Чукотское нагорье) и 2041–2060 гг. (хр. Орулган, горы Сунтар-Хаята и хр. Черского). Использовался сценарий, полученный осреднением результатов расчётов по 31 глобальным моделям циркуляции атмосферы. Эти модели участвуют в проекте CMIP5 семейства RCP, в частности был взят «жесткий» сценарий RCP8.5 (Towards...2007). Параметры даны в центрах сетки $1^{\circ} \times 1^{\circ}$. Они представляют среднемесячные температуры ($^{\circ}\text{C}$) и среднемесячные осадки (мм/сутки) и их стандартные отклонения (межмодельный разброс) – за 12 месяцев.

В рамках разработанной ранее методики для построения базовой схемы вертикального распределения балансовых компонент ледниковых систем на современность мы использовали имевшиеся климатические данные второй половины XX в. и данные реанализа CRU TS3.22: Climatic Research Unit (CRU) Time-Series (TS) Version 3.22 высокого разрешения (сетка $0,5 \times 0,5$ градусов).

Согласно сценарию, наибольшее сокращение к 2041–2060 гг. претерпят ледники северного массива гор Сунтар-Хаята. Это вызвано высокой средней летней температурой и небольшими твёрдыми осадками. Южная часть гор принимает на себе больше осадков за счёт циклонов с Охотского моря. И уже сейчас потепление более интенсивно в центральной части региона гор и котловин северо-восточной Сибири. При реконструкции состояния ледников в горах Сунтар-Хаята в период оптимума голоцена (Давидович, Ананичева, 2007) мы получили близкий результат, что является фактором доверия к методике расчёта и сценарию изменения климата в будущем. Площадь Северного массива сократится от базового периода почти на 80%, и останется лишь 18%, или $19,5 \text{ км}^2$. Массив Эрикит сократится наполовину, массив Буордах и расположенный восточнее массив Терехтях (центральная часть хребта Черского) сохранят 74 и 76% своей площади.

К периоду 2041–2060 гг. по менее жесткому сценарию RCP 4.5 для двух ледниковых систем на северо-западе и юго-востоке хр. Орулган пересечение высотных профилей абляции и аккумуляции произошло за пределами высших точек рельефа. Это означает, что при таком сочетании температур и осадков как принято в сценарии, небольшие по размеру ледники хребта не сохранятся.

Эволюция небольших ледников Чукотского нагорья, исследованных Р.В. Седовым, данные которого обработаны и сведены в (Котляков и др., 2011), оценивалась по сценарию также RCP 4.5 на период 2011–2030 гг. Четыре ледниковые системы нагорья к 2030 г. сократятся по площади не одинаково. Полностью исчезнут небольшие ледники хр. Пекульней, ледники хр. Искатень (Залив Креста) и бухты Проведения к 2030 г. потеряют большую часть, останется лишь 6,1 и 13,6%. Лучше всего сохранятся ледники бассейна р. Амгуэма, находящиеся на северо-востоке Чукотки – останется почти 60% их площади. В докладе даётся сравнение реакции изучаемых ледниковых систем на заданный сценарий.

Изменение границ малых ледников северо-восточного Таймыра за последние десятилетия

Антонов О.М.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт
им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ)*

В ходе экспедиции ВСЕГЕИ летом 2015 г. определены координаты границ четырёх малых ледников, расположенных в верховьях долин рек цепи Крайняя, а также на водоразделе рек Эталонная и Таймырская (обе реки – левые притоки р. Рыбная). Здесь на высотах от 180 до 700 м развиты малые формы оледенения. Максимальные абсолютные отметки плосковершинных водоразделов достигают 786 м. На космических и аэрофотоснимках разных лет здесь отчётливо выделяются более двух десятков малых ледников разных типов: каровых, висячих, присклоновых, долинных. Площадь многих из них не превышает 0,2 км², а наиболее крупные достигают 0,4 км². Ни один из малых ледников этого района не внесен в каталоги ледников (World Glacier Inventory, Каталог ледников СССР).

Самый северный из посещённых ледников располагается в верховьях долины ручья Крайний (76°21′ с.ш., 109°33′ в.д.) на отметках 200–220 м над ур. моря и представляет собой деградирующий долинный ледник толщиной до 3 м. Длина ледника на аэрофотоснимках 1973 г. – 1,48 км, по данным GPS позиционирования 2015 г. – 1,35 км. Ширина языка в наиболее узкой части 56 и 38 м соответственно. За прошедший период в верхней части ледника сформировалось надлédное озеро и увеличилась площадь приледникового озера в краевой части. В период последнего (сартанского) оледенения ледник выходил за пределы цепи Крайняя, сформировав комплекс краевых образований на равнине в районе озёр Горных.

На водоразделе р. Таймырская и ручья Радостный (76°17′ с.ш., 109°26′ в.д.) описан реликтовый долинный ледник, сохранившийся до наших дней в виде двух изолированных склоновых ледников на высотах 270–300 м. На аэрофотосъёмках 1950 г. он представляет собой ещё единое ледниковое тело. Ныне толщина ледника достигает 3,5 м, лёд у ложа плотный, отчётливо слоистый с линзами грубообломочного материала. Площадь одного из склоновых ледников в 1973 г. составляла 2,49 га, сократившись к 2015 г. до 1,28 га.

Третий из посещённых долинных ледников расположен на юго-восточных склонах горной гряды – водоразделе рек Эталонная и Таймырская (76°14′ с.ш., 109°32′ в.д.) на высотах 360–400 м. Для ледника характерен ассиметричный поперечный профиль, на поверхности в краевой части широко развиты инверсионные формы рельефа, сложенные абляционной мореной и склоновыми отложениями. Сравнение со снимком 1950 г. выявило отступление края ледника по тальвегу долины на 200 м.

Самый высоко расположенный карово-долинный ледник находится в привершинной части водораздела рек Эталонная и Таймырская (76°14′ с.ш., 109°26′ в.д.) на высотах 480–680 м, имеет восточную экспозицию, значительный продольный уклон и изометричные в плане очертания. Площадь ледника в 1950 г. составляла более 40 га. Ныне в краевых частях отмечается активная деградация покрова с образованием участков мёртвого льда, вытаиванием абляционной морены, что привело к отступанию края ледника в самой низкой части почти на 230 м по сравнению с 1950 г.

Таким образом, все описанные здесь малые ледники Горного Таймыра в последние десятилетия сокращаются площади, наиболее заметно это у ледников восточной и юго-восточной экспозиции.

Изотопные исследования оледенения массива Табын-Богдо-Ола

Банцев Д.В.¹, Ганюшкин Д.А.¹, Екайкин А.А.^{1,2}, Чистяков К.В.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет;²Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург

Изотопно-геохимические исследования проводились на территории горного массива Табын-Богдо-Ола (юго-восточный Алтай) в рамках экспедиций СПбГУ в 2013–2015 гг. Основная задача заключалась в определении изотопных характеристик ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) талых ледниковых вод, снежно-фирновой толщи и атмосферных осадков. За 3 года отобрано более 300 образцов.

Среднее значение $\delta^{18}\text{O}$ талых вод в монгольской части массива составило $-17,3\text{‰}$. Исследования изотопного состава воды в р. Цаган-Ус показали, что на протяжении 30 км от ледника он практически не меняется. В водотоках российской части массива ситуация иная: изотопный состав водотоков здесь тяжелее, нежели в монгольской части, и влияние талых ледниковых вод на изотопный состав рек меньше.

Колебания изотопного состава в снежно-фирновой толще дают информацию о годовой аккумуляции осадков, а также об их происхождении. Было заложено четыре снежно-фирновых шурфа: два в монгольской части и два в российской. Вариации изотопного состава показали частичное сохранение сезонного изотопного сигнала. Годовая аккумуляция в области питания ледника Козлова (Монголия) на высоте 3400 м оценена в 800 мм в.э., основным источником влаги, питающей оледенение массива, служит Внутренняя Азия.

Динамика оледенения хребта Чихачева после максимума малой ледниковой эпохи

**Д.А. Ганюшкин¹, К.В. Чистяков¹, Е.П. Кунаева^{2,3},
И.В. Волков¹, Д.В. Банцев¹**

***Санкт-Петербургский государственный университет¹; Ленинградский
государственный университет имени А.С. Пушкина²; Военно-космическая академия
имени А.Ф. Можайского³***

Оледенение хр. Чихачева на юго-востоке Алтая остается малоисследованным: полевые наблюдения не проводились с середины XX века, имеющиеся схемы и оценки масштабов оледенения на основе дистанционных исследований охватывают только часть ледников, отсутствуют реконструкции оледенения малой ледниковой эпохи. Данная работа основывается на дешифрировании космических снимков Landsat-4 (1989), Landsat-7 (2001) и Spot-5 (2011 г), а также на данных полевых работ 2015 г. Впервые определены характеристики оледенения всего хребта Чихачева и отдельных очагов оледенения в его составе: массива Талдуайр, массива Монгун-Тайга-Малая и южной части хр. Чихачева. Современное оледенение представлено в массиве Талдуайр 7 ледниками суммарной площадью 1,12 км², в массиве Монгун-Тайга-Малая 5 ледниками суммарной площадью 0,75 км², в южной части хр. Чихачева 85 ледниками общей площадью 29 км². С максимума малой ледниковой эпохи площадь ледников массива Талдуайр сократилась на 61% , массива Монгун-Тайга-Малая на 74%, южной части хр. Чихачева на 56% при подъеме фирновой границы на 50 м, 65 м и 70 м, соответственно. Наибольшие после максимума малой ледниковой эпохи скорости сокращения ледников определены для интервала 1989-2011 гг. Разные механизмы отступления ледников показаны на примере ледниковых комплексов Бургастын-Гол (одностороннее отступление и распад) и ледника Григорьева (медленное отступление языка). Для ледника Григорьева реконструировано отступление с максимума м.л.э., по 2015 г. Средняя скорость отступления возросла от 1,6 м/год в 1957-1989 гг. до 11,3 м/год в 2011-2015 гг. Современные масштабы ледников и скорости их сокращения не отличаются существенно от других оценок исследователей по ближайшим центрам оледенения аридного Алтая. Стабилизация температуры на фоне роста количества осадков дает основание ожидать в перспективе замедления отступления малых ледников.

Механизмы динамики ледников аридных районов Алтая

Ганюшкин Д.А.

Санкт-Петербургский государственный университет

С середины XX века ведутся наблюдения за динамикой ледников массивов Таван-Богдо-Ола, Монгун-Тайга, Хархира и хр. Чихачева. Чередование теплых и сухих климатических интервалов с холодными и влажными, влияние ступенчатости рельефа и процессов бронирования приводит к резким колебаниям скоростей сокращения ледников, выделены разные механизмы деградации ледников.

Плосковершинные ледники:

- постепенное отступление края ледника
- стабилизация краев ледников на участках повышенной аккумуляции. На выше расположенных участках снег сдувается, лед имеет меньшую мощность и быстрее деградирует, край ледника теряет связь с его основным телом и становится многолетним снежником.

Долинные и каровые ледники. 1. Сокращение на участках выше ледниковых языков (на северном склоне массива Таван-Богдо-Ола в 2002-2009 40% сокращения пришлось на участки ледников выше положения фирновой границы на 2002 г (3310 м)):

- обнажение скал в зоне аккумуляции из-за уменьшения мощности ледника
- отделение от ледника скоплений снега снежных карнизов и лавинных лотков
- бронирование осыпями краевых участков зон аккумуляции
- отделение от ледника фирновых пятен водными потоками
- распад ледника на скопление мертвого льда на днище кара и несколько висячих ледников при очень быстром уменьшении мощности льда

2. Сокращение языков:

- отступление языка вбок в долинах восточной экспозиции с дальнейшим распадом ледника на несколько висячих и карово-висячих ледника

- отступление края динамически активного ледника с формированием приледникового озера

- быстрое отступление края ледника с формированием зандра.

- трансформация комплекса висячих ледников с единой зоной аккумуляции в склоновый ледник при деградации концов висячих ледников

- бронирование языков на вогнутых частях продольного профиля, ослабление их таяния. Одновременно на выпуклых участках таяние продолжается, обнажаются ригели, отсекающие забронированные языки от остального ледника.

- формирование срединных морен, возвышающихся над открытой поверхностью ледника за счет сокращения абляции под мореной. По мере деградации открытой части ледника они теряют с ним связь, превращаясь в изолированные массивы мертвого льда. В некоторых случаях один из смежных ледниковых потоков бронируется и сливается с срединной мореной.

- отсечение забронированных языков водными потоками

- полное бронирование небольших каровых и присклоновых ледников осыпным материалом

Новейшие данные об оледенении северного склона массива Таван-Богдо-Ола

**Ганюшкин Д.А., Чистяков К.В., Волков И.В., Банцев Д.В.
*Санкт-Петербургский государственный университет***

Оледенение северного склона массива Таван-Богдо-Ола изучается географами СПбГУ с 1999 г. По результатам полевых наблюдений летом 2015 г, дополненных результатами дешифрирования космических снимков, были определены новейшие характеристики ледников северного склона массива Таван-Богдо-Ола. Предыдущий вариант Каталога ледников и схема оледенения были существенно изменены: добавлен крайний восточный ледник бассейна р. Восточный Аргамджи-2, уточнены положения ледоразделов и несущего гребня. По состоянию на 2015 г. оледенение массива представлено 13 ледниками суммарной площадью 21,66 км². Преобладают ледники склонового типа.

По результатам исследований можно констатировать резкое замедление скорости сокращения ледников. За 2009–2015 гг. суммарная площадь ледников сократилась на 0,6% от общей площади, т.е. скорость сокращения составила примерно 0,1% в год, тогда как в 2002–2009 гг. его площадь сократилась на 9% (скорость сокращения 1,3% в год). Вероятно, это следует объяснить увеличением снегонакопления, которое мы наблюдаем в регионе начиная с 2009 г.

Из общей тенденции замедления скорости сокращения ледников несколько выбивается поведение долинных ледников, которые ускорили своё отступление. Скорость отступления ледника № 13 возросла с 15,3 м/год в 2006–2009 гг. до 22,3 м/год в 2009–2015 гг. Язык ледника № 10 отступил в 2009–2015 гг. на 250 м. Это можно объяснить, во-первых, инерционностью относительно крупных ледников, не успевших отреагировать на улучшение условий питания, а во-вторых, это может быть связано с морфологией подлёдного рельефа – выходом края ледника на крутой уступ, обусловивший отчленение прежней краевой части ледника с её последующей быстрой деградацией и частичным бронированием. Замедление скорости сокращения площади оледенения связано с приостановкой обнажения высоко расположенных ледоразделов и скал вследствие роста аккумуляции снега.

Изучение Северного ледникового поля Патагонии по данным съёмки с МКС

**Десинов Л.В.¹, Котляков В.М.¹, Серова Е.А.², Ивонин И.Л.¹, Новикова Е.А.³,
Рудаков В.А.¹**

***¹Институт географии Российской академии наук, Москва; ²ОАО «РКК «Энергия»
Роскосмос; г. Королев, Московская область; ³МГИМО Минобрнауки РФ, Москва***

Мониторинг оледенения Северного ледникового поля Патагонии входит в программу полёта космонавтов российского сегмента МКС с 2002 г. За 15 лет получено более 800 снимков с разрешением на местности от 2 до 5 м. Особенно плодотворной стала работа космонавта Елены Серовой, которая в летнее время года – с ноября 2014 г. по март 2015 г. более 600 раз фотографировала ледники по периферии овала длиной около 120 км и шириной более 50 км.

Получить такой массив информации удалось только благодаря включению мониторинга этих ледников в задание первого приоритета и ежедневного дежурства у иллюминаторов станции на тех двух витках, когда МКС пролетает над Южными Андами. По статистике эта территория 255 дней в году закрыта сплошной облачностью, 80 дней – частично тучами и только 30 дней над ней чистое небо.

В докладе приводятся основные сведения о метеорологических параметрах этого региона, важнейшие из которых – обильные осадки и сильный западный ветер. Ледники тихоокеанского склона в среднем крупнее и имеют обширные поля аккумуляции. Большинство ледников Северной Патагонии оканчиваются в озёрах, поэтому механическая абляция и изменение температуры воды играют существенную роль в отступании их языков. В ряде случаев отмечено обрушение на тело ледников значительных масс горных пород, что вызывает активизацию языков и оседание соответствующих их частей на дно озера при достижении водной среды (ледник Паред и др). Чилийские и аргентинские гляциологи показали, что в середине XIX в. ледники западного склона занимали те позиции, которые в настоящее время представлены огромными озёрами (ледник Сан Рафаэль и др.).

Измерения по космическим снимкам величины перемещения фронтальных частей ледников Северного поля, характерных точек поверхности или площадей затруднено из-за отсутствия подробных топографических карт. Хорошим подспорьем в таких случаях служит метод, при котором базовым параметром выбран контрольный створ, который прокладывают поперёк языка через две компактные точки с нахождением положения центра этой точки в виде одного или нескольких пикселей. При толщине створа в 1–3 пикселя и точном нанесении створа на каждый из разновременных снимков получают хороший результат. В таких случаях удаётся минимизировать суммарную ошибку измерения в 5–7 пикселей, что в нашем случае при разрешении на местности космического снимка в 2 м даёт допуск 10–15 м, а при детальности 5 м допуск составляет 25–40 м.

Определены количественные показатели изменений более 30 ледников этого региона: половина из них сохраняла за последние 15 лет положение своих фронтальных частей, а другие сокращались со скоростью от нескольких десятков до 500–700 м/год. В отдельных случаях годовое сокращение ледников достигало 1500 м (ледник Стеффен и др). Уменьшение площади фронтальной части ледника порою очень существенно, и в последующем это служит причиной резкого развала нижней зоны с образованием обширных полей айсбергов. Иногда (ледники Сан Кинтон, Стеффен) нижняя часть языка на водной поверхности приобретает вид «лапы» из ледовых «перьев» с последующим отделением таких продольных элементов. При этом формально нижняя точка ледника остаётся на месте.

Наступание ледников в условиях воздействия вулканической деятельности Ключевского вулкана (Камчатка)

Докукин М.Д.¹, Сейнова И.Б.², Савернюк Е.А.², Черноморец С.С.²

¹*Высокогорный геофизический институт Росгидромета, Нальчик;*

²*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

На основе данных сравнительного дешифрирования разновременной аэрокосмической информации (аэрофотоснимки 1949 и 1967 гг., снимки российских и зарубежных космических аппаратов 1975, 2000, 2005, 2007, 2009, 2011–2015 гг.), материалов собственных маршрутных экспедиций, фотоматериалов ИВиС ДВО РАН и ИГРАН была проанализирована динамика ледников и составлена схема современного оледенения района Ключевского вулкана.

Для всех ледников района выявлено увеличение площади и длины. Лидером по амплитуде наступания является ледник Эрмана, который продолжает наступать в течение последних 70 лет (1945–2015 гг.). За период 1949–2015 гг. его площадь увеличилась на 4,7 км², а длина – на 3,3 км (с 18,2 до 21,5 км). Левый язык ледника Эрмана в долине р. Сухой сохранял квазистационарное положение в течение 2011–2015 гг. Правый язык за это время продвинулся по долине р. Крутенькая на расстояние более 200 м. Скорости движения льда ледника в долине р. Крутенькая в этот период составляли 100–120 м/год, достигая максимума – 150 м/год.

Самые высокие темпы наступания демонстрирует ледник Шмидта. С 2012 по 2013 г. он продвинулся на расстояние более 100 м, а с 2007 по 2013 г. – на 580 м. Ледник Богдановича за 1975–2013 гг. прибавил 1,08 км² площади за счёт вовлечения в движение ранее пассивных льдов, фронт которых сместился на 160 м.

Кроме ледников с областями питания на склонах гор Плоской Дальней и Камень (Эрмана, Богдановича и Шмидта) современная положительная динамика была выявлена у ледников, стекающих со склонов Ключевского вулкана (Влодавца и Сопочный), площадь которых увеличилась с 1949 по 2014 г. на 1,03 и 1,56 км² соответственно, длина – на 2,2 и 1,75 км. На правом языке ледника Сопочный в период 1975–2007 гг. зафиксирована оползневая подвижка. Обломочно-ледяной массив с участка раздвоения языка ледника сместился вниз на расстояние около 800 м и завалил фронтальную часть ледника. В результате величина наступания фронта ледника составила около 330 м.

Между ледниками Эрмана и Влодавца авторами выделен самостоятельный ледник, который ранее считался составной частью ледника Эрмана, и назван Обвальным, так как в результате извержения Ключевского вулкана в 1945 г. он был погребён под вулканогенно-обвальными отложениями. Наступание Обвального ледника началось в 1970-х годах и продолжается до настоящего времени со скоростью 25–30 м/год в направлении долины р. Киргурич. Величина наступания с 1975 по 2014 г. составила более 1700 м.

На склонах Ключевского вулкана выявлено более 30 обособленных обломочно-ледяных массивов («блуждающих ледников») каплеобразной и языкообразной формы, для которых зафиксированы наступания во фронтальной зоне и смещение их поверхности. «Блуждающий ледник» в юго-западном секторе Ключевского вулкана в верховьях левого потока ледника Богдановича с 2007 по 2013 г. наступил на 185 м.

На фоне общемировой тенденции деградации оледенения ледники в районе Ключевского вулкана наступают благодаря воздействию вулканической деятельности. В настоящее время они восстанавливаются после воздействия извержений, разрушавших область их питания. Наступанию способствуют: бронирование области абляции обломочным чехлом продуктов извержений, подогрев ледников снизу с поступлением талой воды на ложе и внутрь ледников, фреатические взрывы и повышенная сейсмичность.

Применение метода электротомографии для изучения внутреннего строения каменных глетчеров Алтая

Дьякова Г.С.¹, Останин О.В.¹, Оленченко В.В.²

¹*Алтайский государственный университет, Барнаул*

²*Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. Трофимука СО РАН, Новосибирск*

Исследования каменных глетчеров Алтая заметно активизировались в последнее десятилетие. К настоящему времени на данной территории выявлено и описано более 4,5 тыс. каменных глетчеров. Помимо каталогизации данных образований проводятся точечные исследования, направленные на выявление времени образования (радиоуглеродное датирование и лихенометрические исследования), скорости течения каменных глетчеров (тахеометрическая съёмка), а также их внутреннего строения. Изучение внутреннего строения каменных глетчеров позволяет ответить на вопросы о генезисе и факторах их формирования, а также оценить объём законсервированной в них воды. Но подобные исследования весьма трудоёмки. В единичных случаях, исследования внутреннего строения проводились на каменных глетчерах, «вскрытых» в результате тектонических (землетрясения) или склоновых (сели, оползни) процессов. Но использование геофизических методов исследования позволяет с достаточно высокой степенью достоверности воссоздать картину внутреннего строения каменных глетчеров. Электротомография (ЭТ) – это один из методов, который в последние годы стал активно применяться для подобных исследований, как в России, так и за рубежом.

Мы использовали метод ЭТ для изучения строения двух каменных глетчеров осыпного типа в Горном Алтае. Первый из них расположен в долине р. Елангаш (Южно-Чуйский хребет) на высоте 2480–2530 м над ур. моря, второй – в долине р. Чуя (на правом берегу, близ устья р. Куэктанар), на высоте 1765–1800 м над ур. мор. Оба каменных глетчера активны, о чём свидетельствуют осыпающиеся фронты, незадернованная поверхность их тела, напорные валы, смятые в складки перед фронтами, а также ключи в прифронтальной зоне с температурой воды, близкой к 0 °С.

При измерениях ЭТ использовалась многоэлектродная электроразведочная станция «СКАЛА-48». Последовательность подключения электродов соответствовала установке Шлюмберже с максимальными разносами питающей линии 235 м, при этом глубинность исследований составила около 40 м. В результате были построены геоэлектрические разрезы каменных глетчеров. Их анализ показывает, что кровля ледяных тел каменных глетчеров залегает на глубине от 2–3 м на первом до 4–5 м на втором объекте. Удельное электрическое сопротивление (УЭС) пород каменно-ледяных ядер изменяется от 43–48 кОм·м, повышаясь на глубине до 120–900 кОм·м. На первом каменном глетчере (УЭС ядра 900 кОм·м) установить нижнюю границу ледяного тела каменно-ледяного ядра не удалось вследствие экранирующего эффекта от слоя-изолятора. Толщина каменно-ледяного ядра второго объекта (УЭС ядра 120 кОм·м) оценивается в 22–25 м.

Таким образом, использование метода ЭТ при исследовании внутреннего строения каменных глетчеров позволяет по аномально высокому УЭС установить наличие в них мёрзлых грунтов и льда и верхнюю границу их залегания. Однако не всегда удаётся установить мощность каменно-ледяного образования, а также оценить степень его консолидации, что препятствует расчётам объёма содержания льда. Использование электротомографии в комплексе с другими геофизическими методами может устранить выявленные ограничения данной технологии.

Изменения в климатическом режиме ледника Туйыксу.

Ерисковская Л.А.

Институт Географии Республики Казахстан.

Исследования ледника Туйыксу(Туюксу) представляют большой интерес с точки зрения изучения глобального потепления климата. Бассейн ледника Туйыксу является наиболее доступным и хорошо изученным в Илейском(Заилийском) Алатау. С 1972 года на стационаре Института географии на высоте 3450м ведутся круглогодичные наблюдения. Как стационар, так и ледник Центральный Туйыксу после 1997 г. остался единственный в Центрально – Азиатском регионе, дающий информацию о колебаниях ледников, подобных которому здесь насчитывается многие тысячи. Оценивая результаты мониторинга ледников Земли, Мировая служба (WGMS) опирается на данные по леднику Туйыксу, расположенному в Северном Тянь-Шане. Рассматривается период с 1972-2015гг. Одной из важнейших метеорологических характеристик является температура воздуха, атмосферные осадки в теплый период. За последние годы температура воздуха в зимний период стала понижаться, а в летний сезон продолжала возрастать, но на балансе массы ледника это не сказывается, так как главным фактором для ледника Туйыксу являются метеорологические условия в летние месяцы в основном июле, августе. Климат становится резко континентальным. На изменение температуры воздуха, влажность большое влияние оказывает облачность. В пасмурную погоду температура воздуха значительно ниже, влажность выше. В благоприятные 1981, 1993, 2003, 2004, 2009, 2010 годы (бл/г), с положительным балансом массы ледника, высота снеговой линии значительно ниже средней многолетней. В эти годы на долю области питания приходилась большая часть площади ледника, чем в неблагоприятные 1978, 1984, 1992, 1997, 2008, 2012, 2014 годы (нбл/г) с резко отрицательным балансом, с максимально высоким положением границы питания ледника. На все метеорологические элементы большое влияния оказывают синоптические процессы. Для анализа использовалась типизация Б.Л.Дзерждзеевского для Северного полушария. Приводятся данные среднего количество суток, при которых выпадали атмосферные осадки и средней суммы осадков за бл/г и нбл/г в июле, августе месяце. Наибольшая сумма атмосферных осадков и их повторяемость (по количеству суток) наблюдалась при ЭЦМ (элементарные циркуляционные механизмы) 13л,9. В бл/г в июле существенно добавляются 4-й тип циркуляции. Это северные блокирующие процессы с понижением температуры воздуха на леднике. В августе - ЭЦМ 12л. При ЭЦМ 12л средиземноморские циклоны выходят на Казахстан.

Changes in the climate regime Tuyuksu glacier.

Eriskovskaya L.A.

Institute of Geography of the Republic of Kazakhstan.

The research of glacier Tuyuksu (Tuyksu) are of great interest for the study of global warming. Basin of Tuyuksu Glacier is the most accessible and well-studied in the Ile (Zailiyskiy) Alatau. Year-round observations are carried out at the point of the Institute of Geography at an altitude of 3450 m since 1972. Observation point and Glacier Central Tuyksu was the only one in the Central Asian region after 1997, giving information on glacier fluctuations, such that there are many thousands. Assessing the results of monitoring the glaciers of the Earth, the World Service (WGMS) is based on data on the glacier Tuyuksu, located in the It was considered the period 1972-2015. One of the most important meteorological characteristics are air temperature, precipitation during the warm period. In recent years the air temperature in winter was the fall, and in the summer continued to increase, but at the glacier mass balance is not affected, as the main factor for the glacier Tuyuksu are weather conditions in the summer months, mostly in July and August. The climate becomes continental. The change of air temperature, humidity greatly

influenced cloudy. Air temperature is much lower in cloudy weather, humidity is higher. In favorable (f/y) 1981, 1993, 2003, 2004, 2009, 2010, with a positive mass balance of glaciers and mountain snow line is much lower than the average of many years. During these years, the share of nutrition accounted for most of the area of the glacier than unfavorable (uf/y), 1978, 1984, 1992, 1997, 2008, 2012, 2014 with a sharply negative balance, with the highest position of the equilibrium line of glacier. In all weather elements is greatly influenced by synoptic processes. Used for the analysis typing B.L.Dzerdzeevskogo for the Northern Hemisphere. The data of the average number of days in which the atmospheric precipitation and the average amount of rainfall for the f/y and uf/y in July, August. The greatest amount of precipitation and their frequency (number of days) was observed in the ECM (elementary circulation mechanisms) 13s, then the 9 type of circulation. The f/y in July, significantly added to the 4 type of circulation. This is northern blocking processes with decreasing temperature on the glacier Tuyuksu. In August - ECM 12s. When ECM 12s mediterranean cyclones come to Kazakhstan.

Гляциология на Северном Кавказе за последние 50 лет

Ефремов Ю.В

Кубанский государственный университет, Краснодар, Российская Федерация

Изучение ледников Кавказа ведется более 150 лет различными научно-исследовательскими организациями, ВУЗами, Гидрометом и РГО, а также отдельными учеными, среди которых всем известные Г.А. Абих, И.В. Мушкетов, Н.Я. Динник, Н.А. Буш, Х.Я. Закиев. Результаты работ опубликованы в большом числе научных публикаций-монографиях, статьях и научно-популярных изданиях. Гляциология развивалась последовательно от общих описаний ледников до углубленного анализа, их режима и динамики. В шестидесятых, семидесятых и восьмидесятых годах прошлого столетия (своего рода золотой век гляциологии) произошел качественный скачок в гляциологических исследованиях. В это время результативно работали гляциологическая, снеголавинная, селевая партии и ряд гидрографических партий Северо-Кавказского УГМС (Ростовская, Краснодарская, Северо-Осетинская). Они успешно осуществляли полустационарные, маршрутные и аэровизуальные исследования ледников, снежных лавин и селевых потоков. Все работы в горах проходили в рамках Международного гидрологического десятилетия (МГД) и Международной программы по наблюдениям за колебанием ледников (МГП).

Продуктивная работа подразделений Северокавказского управления гидрометеослужбы была обусловлена грамотным руководством и самоотверженным трудом известного гляциолога, доктора географических наук В. Д. Панова. С именем Василия Даниловича связана целая эпоха развития гляциологии на Северном Кавказе. В этом году исполняется 80 лет со дня его рождения и совсем недавно в 2014 г. году в СК УГМС скромно отпраздновали 50 лет гляциологии на Северном Кавказе. Совершенно очевидно, что мудрое руководство В.Д. Панова и бескорыстная работа его учеников Ю.Г. Ильичева, В.В. Хворостова, Ю.В. Ефремова, А.В. Зимницкого и др. способствовало достижению заметных результатов в исследовании нивально-гляциальной системы Большого Кавказа. Только сейчас, когда практически полностью прекратились гляциологические работы, можно понять, насколько продуктивна была система таких наблюдений на Большом Кавказе.

С девяностых годов прошлого столетия в стране произошел спад научных исследований, т.е. значительное сокращение и даже прекращение финансирования всех видов работ, в том числе и гляциологических. На Кавказе прекратили работу все гляциологические экспедиции, были закрыты некоторые метеостанции и гидрологические посты, почти прекратились наблюдения за режимом и динамикой многих ледников и снежным покровом, лавинами и селевыми потоками. Утеряны и разрушены все осадкомеры и дистанционные снегомерные рейки, которые были установлены в бассейнах крупных рек Северного Кавказа. В последние двадцать лет эпизодические исследования некоторых ледников, снежного покрова, лавин и селевых потоков осуществлялись Северо-Осетинским, Кабардино-Балкарским гидрометеоцентрами, а также Тебердинским и Кавказским биосферным заповедниками, Кубанским и Карачаевским государственными университетами. Результаты научных исследований нашли отражение в нескольких монографиях и многих научных статьях, опубликованных при финансовой поддержке Тебердинского биосферного заповедника.

В заключении сделан печальный вывод о фактическом падении гляциологических исследований на Северном Кавказе. Прекратил работу ОВГИ(отдел высокогорных исследований) при СК УГМС., а сотрудники отдела уволены и отправлены на пенсию. В других подразделениях не осталось специалистов, способных проводить гляциологические наблюдения в горах Большого Кавказа. Поэтому будущее Кавказской гляциологии призрачно и туманно.

Glaciology in the North Caucasus over the last 50 years

Efremov Yu.V.

Kuban state university, Krasnodar, Russian Federation

Studying of glaciers of the Caucasus is conducted more than 150 years by various scientific research organizations, Higher education institutions, Hydrometeorological service and RGO, and also certain scientists, among which all known G. A. Abich., I. V. Mushketov, N. Ya. Dinnik, X. Ya. Zakiev, N. A. Bush etc. Results of works are published in a large number of scientific publications monographs, articles and popular scientific editions.

The glaciology developed consistently from the general descriptions of glaciers to the profound analysis of their mode and dynamics. In the sixtieth, the seventieth and eightieth years of last century (some kind of Golden Age of glaciology) there was a quantum leap in the glacial researches. At this time, glacial, snow-slide, mudflow parties and a number of hydrographic parties of the North Caucasian UGMS (Rostov, Krasnodar, North Ossetian) have been worked productively. They carried out successfully one semiportable,

route and aero visual researches of glaciers, avalanches and mudflow worked. All works took place in mountains within the International Hydrological Decade (IHD) and the International program for supervision over fluctuation of glaciers (MGP).

Productive work of divisions of North Caucasian management of a hydrometeorological service was caused by the competent management and dedicated work of the famous glaciologist, doctor of geographical sciences V. D. Panov. The whole era of development of glaciology in the North Caucasus is connected with a name of Vasily Danilovich. This year 80 years from the date of its birth are executed and quite recently in 2014 to year in SK UGMS modestly celebrated 50 years of glaciology in the North Caucasus. It is obvious that the wise guide of V.D. Panov and disinterested glyacial work of his pupils Yu.G Ilyichev, V. V. Hovorostov, Yu.V. Efremov, A.V. Zimnitsky, etc. promoted achievement of noticeable results in research nival – glyacial system of Greater Caucasus. Just now, when works almost completely stopped, it is possible to understand, the system of such supervision on Greater Caucasus was how perfect.

From ninetieth years of last century in the country there was a recession of scientific researches, i.e. considerable reduction and even the termination of financing of all types of works, including the glyacial investiganijns. In the Caucasus all glyacial expeditions stopped work, some meteorological stations and hydrological posts were closed, supervision over the mode and dynamics of many glaciers and snow cover, avalanches and mudfow almost stopped. all snow-rain recorders and remote snow-measuring laths which were established in basins of the large rivers of the North Caucasus are lost and destroyed.

In the last twenty years incidental researches of some glaciers, snow cover, avalanches and mudflows were carried out by Severo – Ossetian, Kabardino – Balkar hydrometeocenters, and also Teberdinsky and Caucasian biospheric reserves, Kuban and Karachay state universities. Results of scientific researches found reflection in several monographs and many scientific articles published with financial support of the Teberdinsky biospheric reserve.

In the conclusion the sad conclusion is drawn on the actual falling the glyacial researches in the North Caucasus. It stopped work of OVGI (department of mountain researches) at SK UGMS., and the staff of department is dismissed and sent to pension. In other divisions didn't remain the experts capable to make glyacier observations in mountains of Greater Caucasus. Therefore the future of the Caucasian glaciology is illusive and is foggy.

Новые данные о малых ледниках Лагонакского нагорья (Западный Кавказ)

Ефремов Ю.В.

Кубанский государственный университет, Краснодар

Ледники Западного Кавказа хорошо изучены. Однако малые формы оледенения на Лагонакском нагорье исследованы не в полной мере. Хребет Нагой-Чук, расположенный в центральной части этого нагорья, протягивается в меридиональном направлении на 7 км и ограничен глубокими (до 800–1000 м) долинами рек Пшеха и Цице. Хребет состоит из двух массивных поднятий с крутыми слаборасчленёнными склонами и пологими вершинными поверхностями. Северный массив имеет высоту 2472,4 м, южный состоит из двух вершин. В Южном массиве хр. Нагой-Чук у вершины Узловой находятся два кара, имеющих северную и северо-восточную экспозицию.

В связи с труднодоступностью малые формы оледенения на хр. Нагой-Чук до сих пор не изучались. Обследование этого хребта проведено в середине июля 2015 г., в результате чего малые формы оледенения отнесены к фирновым ледникам, имеющими переходный тип от снежников-перелетков к каровым ледникам. К моменту обследования северный кар был полностью забит лавинными и метелевыми снежниками, относительно свободна от них была только верхняя и средняя части северного склона мульды. В её нижней части зафиксирована конечная морена, выполненная крупнообломочным материалом известняков, протяжённостью 250 м и высотой от 2,5 до 3–4 м.

По данным спутникового снимка «Google Earth» от 28 августа 2014 г., ледяное ядро этой малой формы оледенения имеет площадь около 9,5 тыс. м². В июле 2015 г. этот малый ледник был перекрыт толщей снега мощностью до 3–5 м. Он занимает высотный интервал в пределах 2230–2320 м, имеет метелевое и лавинное питание. Второй кар расположен южнее вершины Узловой, имеет более вытянутую форму к востоку и северо-восточную экспозицию. По данным спутникового снимка Google от 28 августа 2014 г., ледяное ядро этого малого ледника площадью около 6,5 тыс. м² имеет вытянутую форму и наполовину перекрыто чехлом обвально-осыпных отложений. Ледник занимает высотный интервал в пределах 2330–2380 м и имеет в основном лавинное питание.

Таким образом, общая площадь двух установленных малых ледников на хребте Нагой-Чук составляет ориентировочно 0,016 км². С целью дальнейших наблюдений за состоянием и динамикой малых ледников, а также для более точных измерений на внутренней части конечной морены были заложены репера у окончания ледников. Для включения их в «Каталог ледников Кавказа» необходимо провести инструментальный обмер ледников в конце периода абляции, оценить мощность и объём льда, содержащийся в них.

Позднеплейстоценовое оледенение массива Ак-Шыйрак, Внутренний Тянь-Шань

Иванов М.Н.¹, Петраков Д.А.¹, Blomdin R.L.², Gribenski N.², Stroeve A.P.², Harbor J.³

¹Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова;

²Университет Стокгольма, Швеция; ³Университет Пардью, США

Массив Ак-Шыйрак, расположенный к югу от оз. Иссык-Куль, возвышается над сыртами, покрыт обширными современными ледниками и несёт на себе следы более обширных древних оледенений. Этот район более ста лет, включая экспедиции Второго Международного полярного года (1932–1933), привлекает к себе внимание гляциологов, оставляя без ответа основные вопросы – о возрасте и масштабах распространения ледников в четвертичное время. Палеогляциологические исследования представляют интерес, поскольку раскрывают косвенные палеоклиматические данные для калибровки климатических моделей в этом регионе.

В последние годы удалось ответить на эти вопросы и реконструировать хронологию и географию древнего оледенения. В рамках международного проекта по исследованию древнего оледенения Центральной Азии (Central Asia Paleoglaciology Project) выполняются исследования ледниковых отложений на Тянь-Шане, Куньлуне, Тибете и Алтае [1]. В ходе полевых работ 2011–2014 гг. на Тянь-Шане отобраны образцы из гранитных валунов и глыб на моренах ледников в долинах Иныльчек и Сары-Джаз [2], на склонах массива Ак-Шыйрак и Киргизского хребта. Получены абсолютные датировки ледниковых отложений на основе использования космогенных изотопов бериллия, позволившие построить палеогляциологическую реконструкцию района.

Наш анализ показывает, что перед многими ледниками хорошо выражены морены, относящиеся к голоцену (до 11,7 тыс. л.н.) и последнему криохрону – морской изотопной стадии (MIS 2) (15–28 тыс. л.н.). В долинах с небольшой площадью ледосборов, ориентированных на запад, морены MIS 2 отстоят лишь на несколько километров от современных ледников, в то время как в долинах с большей площадью ледосборов, ориентированных на восток, морены выдвинуты гораздо ниже по долинам. В отдельных случаях выявляются морены, относящиеся к MIS 5 (71–85 тыс. л.н.), отстоящие от ледников на десятки километров, что свидетельствует о значительном понижении границы питания и продвижении ледников вниз по долинам в период формирования этих морен.

Таким образом, полученные результаты отодвигают границы распространения позднеплейстоценового оледенения ближе к современным ледникам и свидетельствуют о горно-долинном характере оледенения в MIS 2 и полупокровном в MIS 5.

Литература

1. Иванов М.Н., Петраков Д.А., Stroeve A.P., Harbor J., Lifton N.A., Gribenski N., Heyman J., Blomdin R.L. Датирование морен по космогенным изотопам и реконструкция позднеплейстоценового оледенения Тянь-Шаня // Междунар. школа-конф. молодых учёных «Изменения климата и окружающей среды северной Евразии: анализ, прогноз, адаптация». Кисловодск. Сборник тезисов докладов М.: ГЕОС, 2014. С. 246–248.
2. Lifton N.A., Beel C., Hättestrand C., Kassab C., Rogozhina I., Heermance R., Oskin M., Burbank D., Blomdin R.L., Gribenski N., Caffee M.W., Heyman J., Ivanov M.N., Li Y.K., Li Y.N., Petrakov D., Usabaliev R., Codilean A.T., Chen Y.X., Harbor J.M., Stroeve A.P. Constraints on the late Quaternary glacial history of the Inylchek and Sary-Dzaz valleys from in situ cosmogenic ¹⁰Be and ²⁶Al, eastern Kyrgyz Tian Shan // QSR. 2014. V. 101. P. 77–90. doi: 10.1016/j.quascirev.2014.06.032.

**Мониторинг внешнего и внутреннего массообмена ледника
Центральный Туйыксу в Иле Алатау
Касаткин Н.Е.
Институт географии МОН Республики Казахстан, Алматы**

За 56 лет (с 1958 по 2014 г.) ледник Центральный Туйыксу сократился по длине на 1025 м (–28,2%), по площади на 0,675 км² (–22,9%), а по объёму на 56,9 млн м³ (–40,2%). На похожую величину (–46,3%) уменьшилась и средняя скорость движения льда по центральной оси ледника. В 1958 г. (11,8 м/год) она была в 1,9 раза выше, чем в 2014 г. (6,3 м/год). Среднее годовое изменение длины увеличилось с –16 до –31 м, площади – с 0,011 до –0,017 км², а объёма – с 1,05 до 1,06 млн м³. За этот период средний баланс массы ледника удержался на уровне –0,405 м в.э.

За последние 16 лет (1998–2014 гг.) сокращение длины составило –380 м, площади –0,248 км², запас льда уменьшился на 8,47 млн м³, а баланс массы в среднем за год равнялся –0,425 м в.э., что на 27 мм в.э. хуже среднего многолетнего значения с 1957 по 1998 г. (–0,398 мм в.э.). Внутри же 16-летнего периода зафиксирован значительный рост темпа деградации ледника. Из 380 м сокращения длины 130 м пришлось на первые восемь лет, а на вторые уже 250 м, или в 1,9 раза больше. Соизмеримое соотношение наблюдается и по годовому балансу массы. Среднее значение первой половины периода –259 мм в.э., а второй уже –592 мм в.э., или в 2,2 раза меньше. Причиной этому послужило уменьшение питания ледника из-за снижения во втором подпериоде на 31% количества осадков, выпадающих в холодный период, и увеличения на 13% суммы температур воздуха в тёплый период. Таким образом, длительная деградация ледника в настоящее время не только продолжается, но и усиливается.

Было положено начало созданию базы данных объёма выноса льда из области аккумуляции в область абляции. За имеющиеся восемь лет суммарный объём выноса составил 5,4 млн м³ в.э. и компенсировал лишь 38,1% утраченных областью абляции 14,1 млн м³ в.э.

Мониторинг режима ледников – весьма важная задача современной гляциологии в Центрально-Азиатском регионе, и решать её нужно как с помощью космических съёмок, так и на основе наземных наблюдений на опорных ледниках.

Тяжёлые металлы в снежно-ледниковой толще Эльбруса за последние 60 лет

Керимов А.М.¹, Рототаева О.В.²

**¹Центр географических исследований Кабардино-Балкарского научного центра РАН,
Нальчик; ²Институт географии, Российская академия наук, Москва**

Первые исследования тяжёлых металлов в районе оледенения Эльбруса были проведены в конце 1970-х годов. Пробы из сезонных слоев ледниковой толщи были отобраны на северном склоне Эльбруса, леднике Уллукол, на абсолютной высоте 4600 м. Период измерений охватил 22 года: с 1956 по 1978 г. Анализ проб на содержание тяжёлых металлов (ТМ), проведённый на спектрофотомере, выявил сезонный ход концентрации следующих металлов: серебра, свинца, хрома, марганца, олова, кадмия, ванадия, никеля. Концентрации этих микроэлементов были на 1–2 порядка меньше их ПДК для водоёмов санитарно-бытового назначения. Повышенная концентрация как в летних, так и в зимних слоях определена для марганца и хрома. Марганец для данного района – породообразующий элемент вулканического происхождения. Поскольку высотный пояс относится к снежно-фирновой зоне льдообразования, то микроэлементы, как поступающие с атмосферными осадками, так и при сухом выпадении, консервируются в годовом слое, не фильтруясь в нижележащие слои.

С 1980 г. по настоящее время концентрация ТМ определялась на леднике южного склона Эльбруса – Гарабаши. Пробы с интервалом 100–200 м отбирались вдоль высотного профиля, который временами имел диапазон от дна долины до вершин Эльбруса. Геохимические исследования на леднике сопровождались масс-балансовыми измерениями. Основная масса проб в шурфах отбиралась на абсолютной высоте 4000 м, соответствующей средней тропосфере, где химический и аэрозольный состав атмосферы в антициклонических условиях остаётся приблизительно неизменным. Содержание ТМ в твёрдых осадках возрастает с уменьшением абсолютной высоты относительно уровня 4000 м, для некоторых ТМ превышение концентрации вниз по склону достигает 90%. Такое увеличение концентрации происходит в результате подоблачного вымывания ТМ твёрдыми осадками и определяет вклад местных источников загрязнения. Увеличение содержания техногенных элементов наблюдается также в привершинной части Эльбруса. Здесь формирование химического состава снежной толщи определяется дальним переносом аэрозолей воздушными потоками. Некоторое повышение концентрации ТМ в снеге обнаружено на местах выхода фумарольных газов, что свидетельствует о влиянии вулканического фактора в районе Эльбрусского вулканического центра.

Результаты исследований позволили сделать вывод, что наибольшее содержание ТМ как в толще снега, так и в сезонных слоях ледника соответствуют 1960–80-м годам. С начала 1990-х годов в связи с сокращением металлоёмких производств в Западной Европе и России концентрация ТМ в снежно-ледовой толще уменьшилась. Из всех категорий образцов, взятых на Эльбрусе, меньше всего примесей (в 2–4 раза) отмечается в пробах льда на языке ледника. Если учесть, что время оборота массы в леднике составляет около 160–170 лет, то лёд, который сейчас тает на языке, сформировался примерно в середине XIX в., когда атмосфера и осадки в высокогорье Кавказа были значительно чище, чем в настоящее время.

Климатические факторы, определяющие изотопный состав осадков в высокогорьях Кавказа, по данным исследований ледяных кернов
Козачек А.В.¹, Екайкин А.А.^{1,2}, Михаленко В.Н.³, Липенков В.Я.¹, Кутузов С.С.³
¹Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург; ²Санкт-петербургский государственный университет; ³Институт географии Российской Академии наук, Москва

Представлены результаты изучения изотопного состава ($\delta^{18}\text{O}$ и δD) ледяных кернов, полученных в высокогорных областях Эльбруса и Казбека в 2004–2014 гг. В изотопном составе этих кернов прослеживается ярко выраженный сезонный сигнал, что позволило выполнить их датировку путём подсчёта годовых слоёв. Рассчитаны среднегодовые и среднесезонные значения изотопного состава и скорости снегонакопления за период с 1820 по 2012 г. Полученные данные были сопоставлены с результатами метеорологических наблюдений (температура воздуха и количество осадков) на 13 метеостанциях Кавказа, а также с характеристиками циркуляции атмосферы Северного полушария. Установлены закономерности формирования изотопного состава осадков в высокогорье Большого Кавказа: на изотопный состав осадков в тёплый период года оказывает влияние местная температура воздуха, а в холодный период – характер атмосферной циркуляции. Скорость снегонакопления коррелирует с количеством осадков во все сезоны, что позволило выполнить реконструкцию количества осадков с 1820 г.

Работы выполняются по гранту РФФИ 14-05-31102 мол_а.

Пространственно-временное изменение составляющих водного баланса на северном склоне Заилийского Алатау

Коновалов В.Г.¹, Пиманкина Н.А.²

¹Институт географии Российской академии наук Москва;

²Институт географии НАН Республики Казахстан, Алматы

Исследование составляющих водного баланса выполнено для временного интервала 1946–2005 гг., разделённого на две части: 1946–1975 и 1976–2005 гг. Пространственные границы района исследования включают бассейны рек: Большая Алматинка, Малая Алматинка, Талгар, Турген, Иссык, Чемолган, Каскелен, Каргалинка, Проходная, Узункаргалы, с общей площадью до замыкающих гидростов 2591 км². Суммарные значения площади оледенения в этих бассейнах и годовой объём стока в 1946–1975 гг. были равны соответственно 306,6 и 39,05 км³, а в 1975–2005 гг. составили 253,0 и 38,35 км³. По данным метеостанций и постов построены карты пространственной вариации на северном склоне Заилийского Алатау средних многолетних средних за лето T_s и год T_y температуры воздуха и упругости водяного пара в воздухе e_y , e_s , а также годовой P_y и летней P_s суммы осадков. По этим же данным получены эмпирические уравнения для расчёта T_s , T_y , e_y , e_s , P_y и P_s как функций высоты над уровнем моря и географических координат. Уравнения использованы для расчёта составляющих водного баланса: ледникового стока, осадков и испарения. Сводные оценки составляющих водного баланса на северном склоне Заилийского Алатау для 1946–1975 и 1976–2005 гг. представлены в таблице.

Северный склон Заилийского Алатау

Индекс	1946–1975	1976–2005	Условные обозначения
Run1 year км ³	1,31	1,25	Run1 – годовой сток
Wgl1 км ³	0,28	0,21	Wgl1 – таяние льда, льда под мореной, летнего снега
Wgl1/Run1 %	18,0	14,4	
Wgl2 км ³	0,13	0,10	Wgl2 – таяние льда, льда под мореной
Run2 veg км ³	0,99	0,94	Run2 veg – сток за вегетационный период
Wgl1/Run2 %	24,7	20,3	
Wgl2/Run1 %	8,8	6,5	
Wgl2/Run2 %	12,1	9,2	
Vol E км ³ (Fgl)	0,041	0,044	Vol E – объём испарения с площади Fgl
Vol E/Wgl(Fgl) %	15,3	21,4	

Относительное отклонение стока, рассчитанного по уравнению водного баланса, от измеренного на гидростовах с учётом поверхностного и подземного изъятия воды, находится в пределах от 2 до 30% и зависит от качества исходной информации.

**Дистанционное определение резервного объёма
прорывоопасных высокогорных озёр**
Коновалов В.Г., Рудаков В.А.
Институт географии Российской академии наук, Москва

Результаты дистанционного зондирования высокогорных территорий со спутника TERRA и цифровые модели рельефа SRTM 4.1, ASTER DEM G2 использованы для расчета параметров прорывоопасных озёр (площадь, глубина, потенциальный резервный объём). Получены и проверены формулы для расчёта глубины и объёма озёр для нескольких интервалов их площади. Показано, что в качестве параметризации формулы «объём озера V равен произведению площади F на среднюю глубину D » может быть использовано уравнение регрессии $V = H_{max} \times F$, где H_{max} – максимальная глубина озера. Получены уточненные значения коэффициентов a и b в формуле $V = aF^b$. Параметры и резервный объём озёр определены в бассейне р. Гунт (правый приток Пянджа), где по данным Mergili and Schneider, находится 428 высокогорных озёр площадью $\geq 2500 \text{ м}^2$.

Гляциологический мониторинг Южного ледникового поля Патагонии с МКС

**Котляков В.М.¹, Десинов Л.В.¹, Серова Е.А.², Ивонин И.Л.¹, Новикова Е.А.³,
Рудаков В.А.¹**

*¹Институт географии РАН, Москва, ²ОАО «РКК «Энергия» Роскосмос,
г. Королев, Московская область, ³МГИМО Минобрнауки РФ, Москва*

Южное ледниковое поле Патагонии – это обширный очаг современного оледенения, не сопоставимый по своим масштабам с запасами льда в других горных районах средних широт. В основу анализа положены детальные фотоснимки, полученные в 2001–2016 гг. с российского сегмента МКС по программе «Ураган». Кроме того привлечены сведения чилийских и аргентинских учёных, включая данные метеорологов этих стран. Самые динамичные ледники Южного ледникового поля фотографировались по несколько раз в год, что дало обширную информацию об эволюции их языков.

Область исследования находится в зоне влияния воздушных масс Атлантического и Тихого океанов при преимущественно сильных западных ветрах, которые дуют практически круглый год. На чилийской стороне гор выпадает около 4000 мм осадков, в самом верхнем поясе – до 7500 мм в год. На восточном склоне ледникового поля атмосферное питание заметно меньше, а летом до самых верховий ледников нередко идут дожди. В 1961–1984 гг. в этом районе на разных метеостанциях отмечено изменение среднегодовой температуры воздуха (от условного нуля – температуры, характерной для начала 1960-х годов) от –0,3 до +0,3 °С, в 1985–2000 гг. рост на 0,35 °С, в 2000–2010 гг. – на 0,5 °С и в 2011–2015 гг. – на 0,75 °С.

Мы установили количественные показатели изменений площадей более 30 ледников Южного ледникового поля Патагонии и подтвердили отмеченное нами в начале 1980-х годов по данным мониторинга этих гор с борта орбитальной станции «Салют-6» наступание ледника Пия XI (Брагген). В последние 15 лет этот ледник наступает со скоростью около 100 м/год, т.е. более интенсивно по сравнению с предыдущим периодом (1963–2001 гг.), когда приращение длины составляло около 20 м/год. Исследователи гор Патагонии отмечают, что в 1830 г. конец ледника Пия XI находился вдали от фьорда Эйре, но за 100 лет приблизился к нему на 7,2 км. Затем неожиданно к 1945 г. ледник отступил на 2,8 км, а к 1966 г. перекрыл фьорд мощной плотиной, за которой образовалось пресное озеро, превышающее на 150 м уровень воды во фьорде. Разгадка этого феномена ещё впереди, но важными факторами в жизни ледника служит огромное поле аккумуляции ледника и выбросы пепла из жерла вулкана Лаутаро, расположенного в его верховье.

Почти все средние и крупные ледники Южного ледникового поля Патагонии оканчиваются в озёрах или фьордах, что выдвигает на первый план в качестве причины их сокращения механическую абляцию, т.е. разрушение нижних частей языков и образование айсбергов. А скорости движения льда на фронте языка достигают 10–20 м/сутки. Очевидно, с повышением среднегодовой температуры воздуха изменяется и среднегодовая температура воды в озере, что сказывается на процессах продуцирования айсбергов от ледников, находящихся на плаву.

Ледники горных районов России в XX и начале XXI века
Котляков В.М., Хромова Т.Е., Носенко Г.А., Чернова Л.П., Никитин С.А.,
Муравьев А.Я., Зверкова Н.М.
Институт географии Российской академии наук, Москва

По результатам дешифрирования космических снимков и полевых исследований, анализа данных Каталога ледников СССР, топографических карт и аэрофотосъёмки, литературным источникам сделана оценка изученности, современного состояния и изменений ледников в горных районах России.

Ледниковые системы России изучены неравномерно, и к настоящему времени обеспеченность разных ледниковых районов данными неодинакова. Наиболее подробно исследованы самые крупные ледниковые районы: Кавказ, Алтай и Камчатка. Из небольших ледниковых систем наилучшим образом обеспечены данными и изучены ледниковые районы Полярного Урала, гор Сунтар-Хаята, хребтов Кодар, Кузнецкий Алатау и Восточный Саян. Проблемы исследования небольших ледниковых систем с использованием космических снимков связаны в первую очередь с малыми размерами отдельных ледников, что затрудняет использование доступных снимков среднего разрешения и требует привлечение дополнительных материалов крупного масштаба.

Имеющиеся к настоящему времени данные указывают на то, что в последние десятилетия почти все горные ледники сокращаются, – это проявляется в уменьшении их площади, объёма и массы льда. Анализ изменений горных ледников и трендов основных климатических параметров показал, что если общая тенденция сокращения ледников в горных районах России определяется изменением климатических факторов – температуры и осадков, то разнообразие темпов сокращения ледников в разных районах зависит от влияния орографических факторов: абсолютных высот хребтов, расчленённости рельефа, ориентации хребтов относительно влагонесущих потоков и мн. др. В ряде районов данные ежегодных наземных наблюдений и палеогляциологических реконструкций свидетельствуют о большой подвижности фронта отдельных ледников, когда отступление ледников несколько раз за столетие прерывалось небольшими наступаниями продолжительностью от одного года до нескольких лет.

По результатам наших исследований выпущена в свет книга «Современные изменения ледников горных районов России» (М.: ООО «КМК», 2015, 287 с.).

В работе использованы результаты, полученные в рамках исследований по темам № 01201352478 и № 01201352475 Плана научно-исследовательских работ Института географии РАН, по Программе ОНЗ РАН, Международному проекту GLIMS.

Изменения горных ледников в Северном и Южном полушариях за последние 160 лет

**Котляков В.М., Чернова Л.П., Муравьев А.Я., Хромова Т.Е., Зверкова Н.М.
*Институт географии Российской академии наук, Москва***

Накопленные за последнее время данные о динамике ледников позволяют исследовать синхронность трендов изменения размеров и положения фронта ледников в Северном и Южном полушариях. Основными источниками сведений об изменениях ледников служат база данных Мировой службы за колебаниями ледников (WGMS) и последние публикации, обобщающие результаты исследований в ледниковых районах мира (Global Land Ice Measurements, 2014) и России (Котляков и др., 2015).

Анализ имеющихся данных показал, что для всех горных стран и Северного, и Южного полушарий в XX столетии характерны два относительно холодных периода в 1910–20-х и 1960–70-х годах, отличающиеся увеличением числа наступавших ледников. Середина и самый конец (после 1993 г.) столетия, а также первое десятилетие XXI в. отмечены потеплением и усилением сокращения горного оледенения. Вместе с тем во втором десятилетии XXI в. заметно замедление сокращения горных ледников.

Более детальные исследования показывают, что в пределах периодов с выраженными трендами отступления или наступания ледников происходили разнонаправленные колебания, на порядок превышающие по интенсивности основной тренд. Такие краткосрочные периоды интенсивного сокращения и наращивания площади горных ледников были относительно синхронными для всего земного шара.

В работе использованы результаты, полученные в рамках исследований по темам № 01201352478 и № 01201352475 Плана научно-исследовательских работ Института географии РАН, по Программе ОНЗ РАН, Международному проекту GLIMS.

Каменные глетчеры хребта Сунтар-Хаята

Лыткин В.М., Галанин А.А

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск

К каменным глетчерам относят сцементированные льдом грубообломочные образования, обладающие способностями к пластическому течению единым телом за счёт деформации льда-цемента. Они широко распространены в горных областях Европы, Северной и Южной Америки, Центральной Азии. Закономерности строения, генезиса и географии каменных глетчеров в ряде горных районов России рассмотрены в работах А.П. Горбунова (1989, 2006), А.А. Галанина (2005, 2009) и других исследователей.

В середине XX в. в ходе детального изучения современного оледенения гор Сунтар-Хаята широко распространённые в перигляциальном поясе каменные глетчеры идентифицировались по-разному. В работе М.М. Корейши (1963) каменный глетчер был принят за коллювиальную террасу, Н.А. Граве (1964) идентифицировал его как псевдотеррасу, а И.А. Некрасов (1973) полагал, что это обвальное-моренный комплекс, осложнённый склоновыми отложениями.

Мы выполнили дистанционное картографирование каменных глетчеров гор Сунтар-Хаята (гора Мус-Хая, 2959 м) с использованием космических снимков высокого разрешения (0,5 м). В пределах исследованной территории выявлено 527 каменных глетчеров различных морфологических типов (комплексные, каровые, полилопастные присклоновые, монолопастные присклоновые, эмбриональные присклоновые, приледниковые и др.). По степени активности выделены активные, неактивные и отмершие. При картографировании и определении таксономической принадлежности использована модифицированная классификация Д. Барша (Barsch, 1996, Галанин, 2009). Каменные глетчеры исследуемого региона распределены в гипсометрическом интервале от 1297 до 2402 м.

В ходе полевых исследований в 2012–2014 гг. заверялись результаты дистанционного картографирования. В двух ключевых каменных глетчерах выполнено лихенометрические измерения диаметров особей *Rhizocarpon* sp., проведён мониторинг температуры стока каменных глетчеров. Для этого региона впервые получены данные изотопного состава стока каменного глетчера.

Проект выполнен при поддержке гранта РФФИ (14-05-00435а).

О динамике оледенения хребта Сунтар-Хаята

Лыткин В.М., Галанин А.А

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск

Хребет Сунтар-Хаята – крупный район современного горного оледенения Северо-Восточной Азии, где общая площадь ледников, согласно Каталогу ледников, в середине прошлого века составляла около 200 км². Ледники здесь были открыты в начале XX в., а их планомерное изучение началось в период Международного геофизического года (1957–1959 гг.). Приведённые в докладе материалы получены в ходе полевых исследований российско-японской экспедиции в 2012–2014 гг.

Современная динамика ледников. В настоящее время абсолютная высота краевых частей исследованных 16 ледников варьирует от 2090 до 2350 м, а среднее значение абсолютной высоты краёв ледников выросло с 2052±102 м до 2226±114 м по сравнению со съёмкой 1945 г. За это же время края ледников отступили на 500–650 м, а нижняя граница области питания повысилась на 61±38 м – с 2346±56 до 2407±55 м над ур. моря. Площадь оледенения массива горы Мус-Хая сократилась примерно на 36%. В результате абляции поверхность ледника № 31 в краевой части понизилась на 50–70 м. Выполненная оценка характеризует сокращение только открытой части ледников, поскольку значительная часть ледникового льда погребена под абляционными моренами, а также законсервирована в телах приледниковых каменных глетчеров и других гляциально-криогенных образований. Мощности некоторых из них достигают 30–80 м. Установлено сокращение поверхностной скорости течения ледников в 5–6 раз по сравнению с оценками 1957–1959 гг.

Малый ледниковый период. На основе использования методов лихенометрии и теста остаточной прочности (Schmidt Hammer Test) установлено, что ярко выраженный пояс морен, удалённый на 600–700 м от современного края ледников № 31 и 29, формировался на протяжении малого ледникового периода. Максимальных размеров ледники достигли во время глобального похолодания XI–XV вв. Площадь оледенения превышала современную на 35–40%. Ледники сохраняли практически стационарное состояние вплоть до середины XIX в., а затем стали медленно отступать.

Следы плейстоценового оледенения. В ходе наших исследований был установлен разрез ледниковых отложений с горизонтом погребённых пней лиственницы, радиоуглеродный анализ которых позволил впервые предположить время начала последнего крупного оледенения. Полученная датировка 45800±2300 BP указывает на то, что это оледенение активно развивалось во второй половине каргинского термохрона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 14-05-00435-а).

Комплексное изучение каменных глетчеров горного обрамления Чуйской впадины

Лыткин В.М.¹, Галанин А.А.¹, Павлова М.Р.¹, Оленченко В.В.²

¹Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск

²Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

Первые описания каменных глетчеров Алтая представлены в работе В.В. Заморуева (1963). С этого времени в научной литературе появляются работы, посвящённые распространению, картированию, изучению возраста и классификации этих образований (Ивановский, 1967, 1977, 1981; Михайлов, 2004, 2007; Останин 2013а, б, в; Дьякова, 2014).

Для Южно-Чуйского, Северо-Чуйского хребтах и на Южном Алтае было насчитано 815 гляциально-мерзлотных образований разных типов (каменные глетчеры, каменные потоки и каменные комплексы) с общей площадью около 263,1 км² (Михайлов, 2007). Позднее для всего Центрального Алтая, включающего Катунский, Южно-Чуйский и Северо-Чуйский хребты, была создана карта распространения «гляциально-мерзлотных каменных образований» с 1272 объектами общей площадью 396,5 км², расположенных на высотах от 1750 до 2850 м. над ур. моря. Среди них самые крупные образования достигают в длину – 3–3,5 км, в ширину – 0,14–0,75 км, по площади – 0,4–2,6 км² (Останин, 2013). Максимальная скорость движения каменных глетчеров среди измеренных в Южно-Чуйском хребте составила 20 см в год (Михайлов, 2007).

В 2014–2015 гг. мы выполнили комплексные исследования нескольких ключевых каменных глетчеров разных морфогенетических типов в долине рек Чуя – Куэктоныр (Северо-Чуйский хребет) и Аккол – Верхний Тураюк (Южно-Чуйский хребет). Оценку морфологии, размеров и морфометрических характеристик ключевых объектов дали на основе дешифрирования космических снимков и ЦМР. Внутреннее строение двух каменных глетчеров изучено методом электротомографии путём построения профилей удельного электрического сопротивления.

Оценка абсолютного и относительного возраста (времени экспонирования) поверхности выполнена на основе методов лихенометрии и теста остаточной прочности (SHT). Суть лихенометрических наблюдений состоит в заложения сети опорных площадок (500–600 м²) на поверхности исследуемых объектов. В качестве индекса возраста использован таксон *Rhizocarpon* sp., особи которого определяли до секции *Rhizocarpon*. В результате были заложено 100 лихенометрических площадок (около 600 единичных измерений) и 300 площадок для теста остаточной прочности (SHT), на которых выполнено более 5000 единичных измерений.

Для оценки количества грунтового льда в телах ключевых объектов использован метод температурного мониторинга стока глетчеров (Krainer, Mostler, 2000) с помощью автоматических логгеров. Дополнительно в июне 2015 г было отобрано 50 образцов стока ключевых каменных глетчеров, поверхностных водотоков, льда, фирна и атмосферных осадков. Лабораторный анализ проб проводился на базе Химико-аналитической лаборатории ИВЭП СО РАН.

Проект выполнен при поддержке гранта РФФИ (14-05-00435а).

Динамика изменения ледника Абрамова с 1850 по 2014 г.

Мандычев А., Усубалиев Р., Азисов Э.

***Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли,
Кыргызстан, Бишкек***

В докладе определяются характер и скорости изменения ледника Абрамова, расположенного в Алайском хребте Кыргызстана. Границы ледника за период с 1850 по 2014 г. получены путём дешифрирования и анализа космических снимков спутников Landsat 2, 5, 7, 8, КН-4А, КН-9 программы “Corona” с интернет сервиса “Earth Explorer” USGS, аэрофотоснимков и топографических карт советского периода, съёмки границ языка ледника с помощью GPS в полевых условиях, а также анализа опубликованных результатов прошлых определений положения границы ледника, выполненных разными авторами.

Основным методом определения корректности относительного положения границ ледника по снимкам, полученным в разное время, было сравнение положения границ стабильных опорных форм рельефа, расположенных на относительно пологом рельефе, в непосредственной близости к языку ледника. В позиционировании снимков и схем использован такой критерий, как стабильность во времени боковых границ ледника выше конца языка, вне зоны интенсивной боковой абляции.

В процессе дешифрирования контуры границы ледника определялись на снимках, синтезированных по нескольким спектральным каналам, по пограничным пикселям, наиболее соответствующим по цветовой характеристике телу ледника и покрывающей его морене и аналогично по чёрным пикселям ближних инфракрасных каналов (band 6,7), соответствующих наиболее охлаждённым поверхностям открытого льда и морен, под которыми залегает лёд.

В результате исследования установлено, что в 2014 г. продолжалась многолетняя деградация ледника, однако на этом фоне заметны периоды относительной стабилизации фронтальной части языка с незначительными подвижками одного или разного знака, а также периоды наступаний различной длительности и интенсивности.

Скорости изменения площади ледника изменяются от +0,12 до –0,1 км²/год, при средней величине +0,036 и –0,044 км²/год, а скорости изменения длины ледника – от +117 (экстремальное 350) до –103 м/год, при средней величине: +42 (экстремальное 78) и –39 м/год. При значительных подвижках скорость кратковременно может достигать 300–530 м/год (0,8–1,45 м/сут). Общая площадь ледника в 1850 г. составляла 26,4 км², а в 2014 г. она сократилась на 3,65 км² по минимальной и на 4,1 км² (с учётом разброса в положении разновременных боковых границ выше линии сравнения) по максимальной оценке, то есть уменьшилась максимум на 15,5%.

Помимо зафиксированной в 1972–1973 гг. подвижки (пульсации) ледника Абрамова, со смещением порядка 350 м., мы в 2001–2005 гг. зафиксирована подвижку до 155 м. Выявленный режим ледника свидетельствует о преобладании естественных факторов в его изменениях и, возможно, о 163-летнем полупериоде фазы деградации ледника в случае его циклических изменений.

Малый ледниковый период на Камчатке

Маневич Т.М.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Реконструкцией голоценовых колебаний ледников в последнее время занимаются исследователи во всём мире. Камчатский полуостров не является исключением и к настоящему времени накоплен достаточно обширный фактический материал, в основном относящийся к хорошо сохранившимся моренам малого ледникового периода. Палеогляциологические исследования на Камчатке начались в 1990-х годах с применения методов абсолютного датирования молодых отложений – лихенометрии и тефрохронологии, а также дендрохронологии для палеоклиматических реконструкций, которые к концу XX столетия получили широкое распространение.

Представлены результаты изучения ледниковых отложений на склонах горных хребтов и вулканов Восточной Камчатки. Географически район исследований охватывает оледенение от вулкана Шивелуч (56° с.ш.) на севере до Авачинской группы вулканов на юге (53° с.ш.). Максимальное продвижение ледников в условиях бореального морского климата на восточном побережье Камчатки в эпоху малого ледникового периода приходится на XVII столетие, но наибольшее количество морен датируется второй половиной XIX в. Сокращение площади ледников, связанное с окончанием эпохи (около 100 лет назад), в прибрежных районах оказалось существенно ниже, чем в большинстве других горно-ледниковых районах мира. Так, ледники Кроноцкого полуострова потеряли четверть своей площади, а в пределах Авачинской группы вулканов оледенение сократилось всего на 13%. При этом, внутренние хребты, входящие в систему Восточного вулканического хребта, освободились ото льда практически полностью.

Влияние голоценового вулканизма на современные изменения ледников севера Срединного хребта, Камчатка

Марченко Е.С., Муравьев Я.Д.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Современные колебания ледников, как правило, принято связывать с изменением климата. Уникальность режима многих ледников Камчатки, и севера Срединного хребта в частности, определяется наличием очень мощной поверхностной морены, образованной за счёт разрушения ледниками рыхлых склонов многочисленных голоценовых вулканов. В северной части Срединного хребта выделяют двенадцать центров голоценового вулканизма, шесть из которых соответствуют крупным узлам оледенения полуострова. Анализ космических снимков (Aster 2002 г.) и аэрофотоснимков (1949–1951 г.), а также полевые исследования (2014 г.) показали, что в то время как ледники, не имеющие осадочного чехла, отступают со скоростью до 20 м/год, их заморенные «соседи» не показывают видимых изменений положения фронта.

В работе проанализированы закономерности изменения площади ледников за последние 60 лет в зависимости от различных факторов: морфологических, морфометрических, а также заморенности (отношение площадей заморенной части ледника и его открытой части).

Оценка влияния гляциоклиматических и гидрометеорологических условий на состояние опасности ледниковой зоны Заилийского Алатау

Медеу А.Р.¹, Токмагамбетов Т.Г.¹, Кокарев А.Л.¹, Ерисковская Л.А.¹,

Киренская Т.Л.¹, Плеханов П.А.¹, Плеханова Н.С.²

¹Институт географии МОН Республики Казахстан, Алматы;

²ГУ "Казселесзащита", Казахстан, Алматы

Моренно-ледниковые комплексы, расположенные в гляциальной зоне гор Казахстана, представляют собой потенциальные очаги многих экстремальных явлений: селей, оползней, снежных лавин и др., которые могут трансформироваться в бедствия с катастрофическими последствиями.

Роль моренно-ледниковых комплексов в возникновении экстремальных явлений не постоянна и изменяется главным образом в связи с изменениями гляциоклиматических и гидрометеорологических условий. Трудности выявления объективных связей между уровнем опасности моренно-ледниковых комплексов и определяющими её условиями сопряжены, прежде всего, с недостатком фактических данных. В этой ситуации территория хр. Заилийского (Иле) Алатау в Юго-Восточном Казахстане наиболее удачна для исследования динамики опасности гляциальной зоны в зависимости от определяющих факторов и условий.

На территории Казахстана, в 13 бассейнах рек Заилийского Алатау с ледниковым питанием, состояние оледенения визуально оценивалось неоднократно с начала до середины XX в., а по состоянию на 1955, 1974, 1979, 1990 и 2008 гг. для этого региона имеются каталоги ледников. Инструментальные метеорологические наблюдения в регионе непрерывно проводятся в г. Алматы с 1880 г. (825 м над ур. моря), на станции Мынжилки с 1936 г. (3036 м), на станции Туюксу-1 с 1972 г. (3450 м). Есть также метеоданные по другим пунктам за различные периоды. Институтом географии составлен объективный статистический ряд из 141 гляциальных селевых явлений, охватывающий без малого вековой период, а также исследованы основные механизмы их возникновения.

В результате анализа имеющихся материалов установлено: 1) опасность гляциальной зоны Заилийского Алатау в стадии потепления климата и деградации оледенения обусловлена в основном селевыми явлениями, вызываемыми прорывами временных моренных озер и внутриморенных ёмкостей, а также обрушением оттаявших толщ моренных отложений; 2) появление этих источников селей обусловлено воздействием факторов климата и подстилающей поверхности; 3) связанные с ними случаи гляциальных селевых явлений в Заилийском Алатау начали отмечаться в 1920–40-х годах, в 1960–2000 годы их активность была повышенной (82% случаев), а в последнее 1,5 десятилетия она уменьшается (6% случаев); 4) в сезонном разрезе на летний период приходится 95% селевых явлений, в том числе на июнь 12%, на июль 50% и на август 33%; 5) при благоприятных русловых условиях и достаточной мощности первичных импульсов гляциальные селевые явления трансформируются в бедствия с нанесением ущербов (около 14% случаев); 6) на фоне продолжающейся деградации оледенения опасность гляциальной зоны Заилийского Алатау сохраняется в основном на моренно-ледниковых комплексах, где возможно позднее возникновение и развитие новых источников селевой опасности.

Регионализация данных глобального климатического моделирования для расчёта баланса массы горных ледников

Морозова П.А.¹, Рыбак О.О.²

¹ *Институт географии Российской академии наук, Москва;*

² *Институт природно-технических систем РАН, Сочи*

Отступающие горные ледники создают ряд проблем природного и социально-экономического характера – происходят изменения в экосистемах окружающих территорий, меняется гидрологический режим, в том числе и общий объём стока, что напрямую затрагивает водопотребление. Понимание указанных проблем обуславливает повышенный интерес к разработке прогнозов характеристик горного оледенения. Надёжные прогностические оценки эволюции горных ледников невозможны без применения методов математического моделирования.

Проекция будущих климатических изменений разрабатывается с использованием моделей общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАиО). В связи с тем, что характерное пространственное разрешение атмосферного блока МОЦАиО, как правило, составляет около 100 км, использовать результаты численных экспериментов напрямую в моделях динамики горных ледников (пространственное разрешение которых на несколько порядков меньше) не представляется возможным.

Для решения задачи даунскейлинга модельных климатических данных нами предложен гибридный метод, сочетающий два основополагающих подхода – динамический и статистический. Динамическая часть метода основана на использовании региональной климатической модели (РКМ) HadRM3P с пространственным разрешением 25 км. РКМ ассимилирует прогностические данные МОЦАиО INMCM, это позволяет учесть мелкомасштабные особенности подстилающей поверхности.

В целом, для анализа климатических тенденций в отдельном горном регионе пространственного разрешения РКМ вполне достаточно. Однако для использования в масс-балансовой и динамической модели конкретного ледника требуются данные с гораздо большим пространственным разрешением. Дальнейшая регионализация достигается путём применения алгоритмов статистической части гибридного метода. Расчётные данные РКМ проецируются на цифровую модель рельефа с учётом статистических закономерностей, определённых в ходе анализа метеорологической информации на ближайших к изучаемому леднику метеостанциях, а также на метеостанциях, развёрнутых непосредственно на ледниках. Гибридный метод был апробирован на примере прогностических расчётов баланса массы ледников Марух (Западный Кавказ) и Джанкуат (Центральный Кавказ) при различных климатических сценариях.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 15-05-00567.

Колебания ледников Ключевской группы вулканов во второй половине XX – начале XXI вв.

Муравьев А.Я.¹, Муравьев Я.Д.²

¹*Институт географии Российской академии наук, Москва;*

²*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский*

По космическим снимкам WorldView-2 (2013 и 2010 гг.), GeoEye-1 (2012–2013 гг.) и ASTER (2012 г.) выполнено дешифрирование границ ледников Ключевской группы вулканов (Камчатка). На основе полученных результатов созданы цифровые карты границ ледников в векторном формате в картографической проекции UTM Zone 57N WGS. Полученные результаты были использованы для оценки изменений площади ледников района с 1950-х годов до 2010–2015 гг. Для этого в качестве основного массива исходной информации были использованы данные Каталога ледников СССР и аэрофотоснимки 1949 г. Дополнительно использовались данные полевых наблюдений 2000–2015 гг., космический снимок КН-9 (1975 г.), аэрофотоснимки 1967 и 1984 гг., цифровая модель рельефа SRTM4.

В процессе дешифрирования космических снимков было идентифицировано 28 ледников из 31, присутствующих в Каталоге ледников СССР (Виноградов, 1968) на территорию Ключевской группы вулканов. Не было опознано два ледника. Ледник Ключевской (№ 170) как отдельное целостное образование не рассматривался. Дополнительно на Ключевском вулкане был выделен крупный ледник (7,51 км² на 2012 г.), отсутствующий в Каталоге. На вулкане Большая Удина выделено четыре ледника площадью менее 0,1 км². Кроме того, на склонах Ключевского вулкана по состоянию на 2012 г. было выделено семь обособленных потоков льда, площадью от 0,04 до 0,16 км².

За период с 1950-х годов до 2010–2015 гг. суммарная площадь 28 идентифицированных по Каталогу ледников сократилась на 0,7% (1,43 км²). Ледники, области питания которых полностью или частично расположены на склонах Ключевского вулкана, увеличили свою площадь на 1,2% (1,15 км²). Картина внутри этой группы ледников крайне неоднородна, однако крупнейшие ледники района существенно увеличили свою площадь. Так, площадь языковой части непрерывно наступающего с 1945 г. ледника Эрмана за период с 1949 по 2015 г. возросла на 4,96 км² (увеличение на 14,5% от площади по Каталогу). Площадь ледника Богдановича увеличилась на 4,46 км² (11,8%).

Ледники на вулкане Толбачик сократили свою площадь на 3,3% (0,85 км²). При этом фронт ледника Института вулканологии квазистационарен по крайней мере с 1975 г., а фронты ледников 147 (Черемошный), 152 (Виноградова), 153 (Будникова) отступили на 700, 150 и 230 м соответственно. Общая площадь ледников, расположенных на горах Плоская Ближняя и Плоская Дальняя (без частей ледников Эрмана и Богдановича) практически не изменилась. Сравнение с данными Каталога показало рост на 0,13 км² (0,2 %).

**Оценка современной динамики и прогноз гляциологических
характеристик ледников Центрального Алтая**
Нарожный Ю.К., Паромов В.В., Шантыкова Л.Н.
Национальный исследовательский Томский государственный университет

Глобальное потепление за последние 100 с лишним лет – наиболее яркая особенность изменения климата. Современные изменения глобального климата проявляются в повышении приземной температуры воздуха, изменении осадков, увеличении частоты аномальных (часто экстремальных) гидрометеорологических событий.

В этой связи, одной из наиболее актуальных задач гляциологии и горной гидрологии является оценка современной динамики гляциологических характеристик горного оледенения. Изучение хронологических рядов баланса массы ледников позволяет выявить их реакцию на современные климатические условия, а также дать прогноз на будущее.

Основная цель настоящего исследования заключается в оценке современной динамики гляциометеорологических характеристик Центрального Алтая, а также прогноз аккумуляции и абляции ледника Малый Актру как реперного для исследуемой территории. Выполненные исследования позволили решить ряд научных задач:

- на основе данных многолетних наблюдений за приземной температурой воздуха и атмосферными осадками на метеостанциях, расположенных в низкогорье, среднегорье и высокогорье Алтая, с использованием статистических методов выполнен анализ современных изменений приземной температуры воздуха и осадков за климатические сезоны;
- выполнена проверка оправдываемости предложенной ранее многофакторной регрессионной модели прогноза основных масс-балансовых показателей ледников долины Актру (на примере ледника Малый Актру) и, соответственно, адекватности такого подхода к прогнозу исследуемых характеристик;
- разработана обновлённая прогностическая регрессионная модель аккумуляции, абляции и, тем самым, баланса массы ледника Малый Актру;
- выполнен прогноз среднего уровня аккумуляции и абляции ледника Малый Актру на 2035 год и оценка таких изменений на сток горно-ледниковых рек.

В качестве исходных данных для оценки динамики гляциометеорологических характеристики использованы ряды величин аккумуляции и абляции на леднике Малый Актру за период с 1940 по 2013 г., а также сведения о среднемесячных значениях температуры воздуха и атмосферных осадков гидрометеорологических станций Горного Алтая за аналогичный период времени.

Политермическая структура ледника Центральный Туюксу
Носенко Г.А.¹, Лаврентьев И.И.¹, Глазовский А.Ф.¹, Касаткин Н.Е.², Кокарев А.Л.²
¹Институт географии Российской академии наук, Москва;
²Институт географии МОН Республики Казахстан, Алматы

В докладе представлены результаты полевых исследований Института географии РАН и Института географии Казахстана на леднике Туюксу в 2013 г. Положение современных границ ледника определено с использованием космической съёмки высокого разрешения. Для измерений толщины ледника был использован радиолокатор ВирЛ-6 с центральной частотой 20 МГц и цифровой регистрацией радарных и GPS данных с интервалом 0,2–1 с. На основе полученных данных наземного радиозондирования и DGPS-съёмки построены карты толщины ледника, рельефа его поверхности и ложа.

Ледник имеет максимальную толщину в области границы питания. Здесь её величина достигает 103 м. Средняя толщина льда составила 47(±2) м. Практически на всех профилях были получены идентифицируемые отражения сигнала от ложа и промежуточного горизонта. Наличие внутреннего отражающего горизонта служит индикатором политермических ледников, к которым теперь можно отнести и ледник Центральный Туюксу. Возможность выделить границу раздела тёплого и холодного льда позволила построить карты распределения их толщин в пределах охваченной съёмкой поверхности ледника. Верхняя граница холодной оболочки заканчивается на высоте 3800 м. Её площадь составляет 1,41 км², а объём заключённого в ней холодного льда – 0,044±0,002 км³. Нижняя часть области аккумуляции служит основным источником тёплого льда в теле ледника, который занимает более 40% его общего объёма.

Сравнение положения поверхности ледника в 1958 г. с современным показало, что максимальное понижение поверхности – порядка 50 м – произошло в области языка. Вверх по леднику разница уменьшается до 10–20 м, долгое время оставаясь практически постоянной. В области границы питания эти поверхности почти совпадают. Разница составляет в отдельных местах несколько метров, что соизмеримо с погрешностью реконструкции. Таким образом, несмотря на отступление языка ледника на протяжении предшествовавшего периода инструментальных наблюдений высота поверхности в области его питания и, соответственно, толщина льда оставались практически неизменными.

Полученные в данной работе количественные оценки и построенные на их основе карты могут служить основой для дальнейшего мониторинга изменений политермической структуры ледника и выявления новых показателей его реакции на происходящие изменения климата.

Результаты гляциологических наблюдений на леднике № 18 (массив Пик Топографов, Восточный Саян)

Осипов Э.Ю.¹, Осипова О.П.²

¹*Лимнологический институт СО РАН, Иркутск;*

²*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск*

Летом 2015 г. впервые были проведены комплексные гляциологические исследования на леднике № 18, находящемся на северо-восточном склоне массива Пик Топографов (Восточный Саян). Ледник расположен на высотах 2320–2950 м и является вторым по площади (0,93 км²) и первым по длине (2,01 км) ледником Восточного Саяна. По материалам полевой GPS-съемки было выполнено картирование ледника и прилегающего к нему конечно-моренного комплекса. С помощью автоматической метеостанции, установленной в ледниковой зоне на высоте 2550 м, были проведены метеорологические наблюдения температуры, влажности, осадков, атмосферного давления, солнечной радиации, направления и скорости ветра. Кроме того, с использованием термохронов была измерена температура на разных высотных уровнях. Гляциологическим методом (с помощью абляционных реек) были проведены измерения летнего баланса массы. В области аккумуляции, в результате изучения разрезов двух шурфов, получены данные о строении снежно-фирновой толщи и условиях льдообразования, в вертикальных профилях измерены плотность и концентрация главных ионов. Особенности строения и состава разрезов свидетельствуют о ведущей роли инфильтрационного льдообразования. Полученные экспериментальные данные будут в дальнейшем использованы в гляциоклиматическом моделировании.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант №15-05-04525).

Инвентаризация ледников Восточного Саяна по материалам космических съёмок

Осипов Э.Ю.¹, Осипова О.П.², Клевцов Е.В.³

¹*Лимнологический институт СО РАН, Иркутск;*

²*Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, Иркутск;*

³*Иркутский национальный исследовательский технический университет*

Горные ледники считаются надёжными индикаторами климата, и мониторинг их пространственного положения за относительно продолжительные интервалы времени позволяет количественно оценивать связи между оледенением и климатом. Пространственные изменения малых ледников ($< 1 \text{ км}^2$) исследованы в наименьшей степени, а выводы о связи этих изменений с климатом часто прямо противоположны. Ледники Восточного Саяна находятся в специфических природных условиях континентального климата, что должно отражаться на особенностях их современной эволюции. Последняя каталогизация ледников Восточного Саяна (как часть работ при составлении Каталога ледников СССР) была выполнена по материалам аэрофотосъёмки 1950–60-х годов и с тех пор данные о ледниках практически не обновлялись.

На основе использования сцен Landsat TM/ETM+ было проведено ГИС-картирование ледников Восточного Саяна и составлены их каталоги, охватывающие временной интервал 1980–2000-х годов. Каталог ледников 2000 года включает 77 ледников общей площадью $11,69 \text{ км}^2$, при доминирующей роли малых ледников (на ледники $< 1 \text{ км}^2$ приходится 99% их числа и 88% площади). Границы ледников во время максимума малого ледникового периода (XIX в.) были реконструированы по конечно-моренным комплексам. Согласно полученным оценкам, за период с середины XIX в. по 2000 г. суммарная площадь ледников уменьшилась на 56%, при этом средняя величина относительного сокращения площади и её разброс увеличиваются с уменьшением размеров ледников.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант №15-05-04525).

Динамика ледников и речного стока северного склона хребта Тескей Ала-Тоо

Осмонов А.Т., Усубалиев Р.А., Калашникова О.Ю.

*Центрально-Азиатский институт прикладных исследований Земли,
Бишкек, Кыргызстан*

Развитие экономики стран Центральной Азии очень сильно зависит от водных ресурсов, которых часто не хватает в период возделывания сельскохозяйственных культур. А водность большинства рек этого региона тесно связана с интенсивностью таяния ледников. Несмотря на важность изучения динамики ледников, современные гляцио- и гидрологические процессы во многих регионах Тянь-Шаня остаются плохо изученными.

Мы исследовали динамику и интенсивность таяния ледников за период 1981–2013 гг. в центральной части хр. Тескей Ала-Тоо, в так называемом Передовом хребте. Помимо полевых работ, мы использовали многоспектральные снимки Landsat 8 за 2013 г., а также топографические карты в масштабе 1:25 000 за 1981 г. Установлено, что за 32 года площадь ледников сократилась на 7,5%, или 0,23% в год.

В зависимости от исследуемого бассейна, в таянии ледников наблюдались следующие различия: в бассейнах с наибольшей площадью оледенения таяние происходило с минимальной (7,9%), а в бассейнах с минимальным оледенением – с максимальными потерями площади (10%). Аналогичная закономерность наблюдалась при исследовании отдельных ледников, когда ледники малого размера оказались более чувствительны к потеплению климата и сокращались в процентном отношении с наибольшими потерями относительно своей массы, и при этом по расчётам давали небольшой объём воды. Более крупные ледники теряли сравнительно небольшой объём относительно своей массы, но давали больше талой воды по сравнению с ледниками меньшего размера.

На скорость таяния ледников оказывали воздействие также геоморфологические факторы (тип и форма ледников) и топография местности (высота, экспозиция, крутизна склона и др.). Так, ледники, имеющие относительно мощные конечные моренные комплексы или озёра в своей концевой части, сокращались интенсивнее, чем ледники не имеющие озёр и конечных морен. Такое интенсивное таяние ледников связано, главным образом, с локальными особенностями влияния общего тренда потепления климата.

В исследуемый период среднегодовая температура воздуха повышалась, а количество осадков сокращалось. Соответственно, при повышении температуры воздуха, на реках, где на формирование стока большее влияние оказывало ледниковое питание, наблюдалось значительное увеличение водности рек, по сравнению с реками, имеющими талое снеговое или дождевое питание. Характерной особенностью рек ледниково-снегового питания было смещение пика речного стока на более ранние сроки (июнь) и сокращение водности рек в июле–августе относительно общего годового стока. При сохранении такой тенденции и тех же темпов сокращения общей площади ледников, речной сток будет увеличиваться в ближайшем будущем, а при достижении критического значения он начнет уменьшаться и формироваться в основном за счет выпадающих осадков.

Каменные глетчеры Алтая
Останин О.В., Дьякова Г.С.
Алтайский государственный университет, Барнаул

Каменные глетчеры широко распространены на территории Алтая и плотно «соседствуют» как с природными (реки, озёра, леса, ледники, обвалы, оползни и пр.), так и с антропогенными объектами (дороги, ЛЭП, отвалы, посёлки и пр.). Но они по-прежнему слабо изучены. О их географическом распространении и некоторых особенностях можно узнать из немногочисленных работ (Ивановский, 1977; Заморуев, 1963, 1981; Соломина, 1992; Агатова, 2002; Михайлов, 2004, 2005, 2007; Останин, 2008, 2012; Дьякова, 2014, 2015 и др.).

Мы продолжили работы по каталогизации каменных глетчеров Алтая, в ходе которого решались следующие задачи: а) дешифрирование каменных глетчеров с использованием дистанционных и наземных методов исследований; б) сбор и структурирование данных по каждому выделенному объекту; в) выявление закономерностей их пространственного распределения; г) определение современного состояния, включая наблюдения на ключевых участках за движением фронтов каменных глетчеров и их поверхности, и термическим режимом верхней части толщи, до горизонта многолетней мерзлоты; д) отображение этих образований относительно природных и антропогенных объектов, в том числе существующих и проектируемых инженерных сооружений.

При каталогизации каменных глетчеров использовался бассейновый подход. Территория исследования охватывает четыре крупных речных бассейна Алтая: Чуи, Аргута, Чулышмана и верхней части р. Катунь. Здесь сконцентрировано более 4500 (90%) каменных глетчеров российской части Алтая.

Каменные глетчеры встречаются по территории весьма неравномерно. Большая их часть приурочена к наиболее высоким хребтам Центрального Алтая: Катунскому, Северо-Чуйскому и Южно-Чуйскому. Наибольшее количество каменных глетчеров выявлено в бассейнах рек Чуя и Аргут (1502 и 1739 соответственно), немного меньше в бассейне верхней Катунь (900 объектов) и Чулышмана (520 объектов).

Уклоны поверхности каменных глетчеров варьирует в широких пределах от 3 до 43° и в среднем составляет 15°. Их высотные пределы распространения на Алтае лежат в интервале от 1150 м (реликтовые формы) до 3500 м над ур. моря. Высотное положение каменных глетчеров не зависит от экспозиции: только на северо-западе граница распространения опускается несколько ниже (в среднем – 2519 м), а на юге поднимается выше (в среднем – 2761 м).

Каменные глетчеры сравнительно равномерно распространены по склонам разных экспозиций. Несколько большее их на склонах северной, северо-западной и южной экспозиций (15,9, 14,9 и 14,6% соответственно). Присклоновые каменные глетчеры приурочены главным образом к склонам южной экспозиции, а приледниковые – северной.

Быстрое восстановление ледника Колка (Кавказ) после гляциальной катастрофы 2002 г.

**Петраков Д.А.¹, Аристов К.А.¹, Алейников А.А.^{1,2}, Бойко Е.С.³, Дробышев В.Н.⁴,
Коваленко Н.В.¹, Тутубалина О.В.¹, Черноморец С.С.¹**

***¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова; ²ИТЦ «СканЭкс»,
Москва; ³ЗАО «СевКавТИСИЗ», Краснодар; ⁴Владикавказский научный центр РАН и
Правительства Республики Северная Осетия-Алания, Владикавказ***

Вечером 20 сентября 2002 г. в бассейне р. Геналдон в Северной Осетии произошла ледниковая катастрофа планетарного масштаба. Более 100 млн м³ льда, воды и камней были сброшены из цирка ледника Колка в Кармадонскую котловину со скоростью 180 км/час. Погибло 135 человек, а экономический ущерб составил около 45 млн долларов. Большинство исследователей подчёркивает комплексную природу катастрофы, определённую роль в зарождении которой сыграли как эндогенные, так и экзогенные факторы. Вопрос о возможности, сроках повторения и масштабах подобного события актуален по сей день.

Рекогносцировочные наземные и/или дистанционные наблюдения в зоне Геналдонской катастрофы были начаты нами в 2002 г. и проводятся ежегодно. Для дистанционных наблюдений используются космические снимки высокого разрешения, получаемые по программе Геопортала МГУ и поддержке ИТЦ «СканЭкс». В 2014 г. проведена прицельная стереосъёмка местности сенсором SPOT-6, на основе которой составлена цифровая модель рельефа верховьев р. Геналдон. Тогда же были апробированы технологии цифровой стереосъёмки калиброванными фотокамерами и цифровой стереосъёмки с беспилотного летательного аппарата.

Начиная с 2002 г. в Кармадонской котловине проводились тахеометрические наблюдения за таянием ледяного завала. На основе данных по поперечным профилям установлено, что в 2014 г. объём завала составил 29 млн м³. Это чуть более четверти от объёма завала в 2002 г. и на 5 млн м³ меньше, чем было в 2009 г. Темпы таяния асимптотически приближаются к нулю. Судя по всему, в котловине происходит частичное замещение льда речными наносами.

Топографические наблюдения за процессом восстановления ледника Колка были начаты в августе 2004 г. Повторные топографические съёмки проводились в августе 2009 г. и в августе 2014 г. Для проведения съёмок использовались те же съёмочные точки и оборудование, что и в 2004 г. Кроме того, для уточнения координат съёмочных точек и отдельных объектов использовались двухчастотные GPS/ГЛОНАСС приёмники JAVAD. Количество измеренных точек в 2009 и 2013 гг. было сокращено, поскольку не требовалось повторять измерения для стабильных скальных поверхностей. Все карты были составлены в единой системе координат. В результате их сопоставления было установлено, что в 2004–2014 г. на месте бывшего ледника Колка накопилось уже 33 млн м³ льда, или около 1/3 от его предкатастрофического объёма. Быстрое восстановление ледника Колка происходит на фоне весьма неблагоприятных для Кавказского оледенения условий.

Совместное использование традиционных и инновационных методов съёмки местности позволит максимально точно определить текущие темпы восстановления ледника Колка и уточнить прогноз событий, подобных катастрофе 2002 г.

Динамика ледника Фишт (Западный Кавказ) за 1909–2015 гг.

Погорелов А.В.¹, Бойко Е.С.¹, Петраков Д.А.², Киселев Е.Н.¹

¹*Кубанский государственный университет, Краснодар;*

²*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

Ледник Фишт – самый западный ледник на Кавказе. Отличается своеобразием морфологии и условий питания с коэффициентом концентрации снега, близким к единице. В 2010–2015 гг. на леднике апробированы воздушное лазерное сканирование (ВЛС) и аэрофотосъёмка со сверхмалого летательного аппарата (БПЛА). Показана эффективность их применения для мониторинга горных ледников.

Установлены изменения ледника Фишт по данным многолетних наблюдений из разных источников, начиная с 1909 г. Количественные оценки изменений получены по данным инструментальных измерений: тахеометрической съёмки (1982 г.), воздушного лазерного сканирования (2010 г.) и аэросъёмки (2015 г.).

По материалам воздушного лазерного сканирования, уникального для ледников России, и аэрофотосъёмки 2010 г. построена детальная модель поверхности ледника и окружающих склонов с пространственным разрешением 1 м, а также ортофотоплан с разрешением 0,2 м. Модель служит картографической основой для последующих оценок эволюции объекта. Установлено, что за столетие (1910–2010 гг.) площадь ледника уменьшилась с 0,95 до 0,59 км², отступление двух языков (ледник двуязычный) в плане составило 100 м для восточного языка и 230 м для западного.

В течение 1980–2010 гг. ледник находился в квазистационарном состоянии без существенных сокращений площади и понижения поверхности. Однако сравнение двух последних съёмок показало, что за 2011–2015 гг. ледник потерял устойчивость, восточный язык отступил на 25–75 м, а западный – на 50–115 м, площадь уменьшилась на 0,1 км² (17%), а в области абляции понижение поверхности достигло 10–12 м. Причины вызваны условиями питания ледника в последние годы. По данным метеостанции Красная Поляна температура воздуха в мае–сентябре в 2010–2014 гг. была на 0,5–2,1 °С выше нормы; сумма атмосферных осадков в декабре–апреле с зимы 2006/07 по зиму 2013/14 г. была на 4–12% ниже нормы (исключение – зима 2009/10 г.).

Изменение климата и его влияние на ледники массива Ак-Шыйрак

Подрезова Ю.А.¹, Павлова И.А.²

¹*Центрально-Азиатский институт исследований Земли, Бишкек, Киргизия;*

²*Кыргызско-Российский славянский университет, Бишкек*

В докладе приведены результаты оценки временной изменчивости годовых сумм осадков и температур в районе массива Ак-Шыйрак за период 1930–2015 гг. Исследование проводилось по трём основным вопросам: 1) временная структура изменения параметров климата по данным 11-летних скользящих средних; 2) линейные тренды как основные тенденции изменения климата; 3) средние многолетние значения и межгодовая изменчивость температур и осадков за три периода: 1930–1975 гг. – стабильный глобальный климат, 1961–1990 гг. – «базовый» климат только что истекшего 30-летия, рекомендованный Всемирной метеорологической организацией для расчётов нормы и сравнения с ней, 1976–2014 гг. – период глобального потепления.

Для оценки временных изменений годовых сумм осадков и температур использовались данные метеостанции Тянь-Шань, которая ведёт наблюдения и в настоящее время. Метеорологический ряд наблюдений на этой станции неоднороден, так как в 1999 г. она была перенесена и сменилась технология измерений (станция стала автоматической, соответственно изменились приборы и методика измерений). Следовательно, метеорологические ряды на МС Тянь-Шань делятся на два временных ряда: первый до переноса с 1930 до 1998 г. и второй после переноса с 1999 по 2015 г. Для использования данных этой метеостанции была проделана процедура устранения неоднородности в ряде годовых сумм осадков и температур методом отношений и разностей. По данным 11-летних средних значений годовых сумм осадков за последние 80 лет в урочище Кумтор количество осадков составило всего 47% от базового периода с 1961 по 1990 г.

В целом в исследуемом районе наблюдается повышение температуры и уменьшение количества годовых осадков, что соответствует наблюдаемой динамике ледников. Оледенение Тянь-Шаня сокращается после малого ледникового периода, т.е. с середины XIX в. Скорость деградации оледенения возросла в конце 1970-х годов, и в настоящее время деградация горных ледников ускоряется. Оледенение массива Ак-Шыйрак изменяется аналогичным образом. Если в 1977–2003 гг. площадь оледенения в этом горном массиве сокращалась на 0,33% в год, то в 2003–2013 гг. – на 0,59% в год.

Судя по масс-балансовым расчётам, ежегодная климатически обусловленная убыль льда в массиве Ак-Шыйрак составляет 220 млн м³. Поэтому роль прямого техногенного воздействия Кумтор Голд Компани в деградации оледенения массива Ак-Шыйрак незначительна. Объём языка ледника Давыдова, который был частично перемещён, а частично перекрыт толщей пустой породы, с учётом климатически обусловленного сокращения оценивается менее чем в 5% от климатически обусловленных потерь льда в массиве Ак-Шыйрак, составивших в 2003–2013 гг. 2,2 км³. Таков максимально возможный вклад названной компании в сокращение оледенения массива Ак-Шыйрака. Реальная убыль льда за счёт техногенного воздействия намного меньше, так как лёд сохраняется под толщей отвалов пустой породы.

Физико-математическое моделирование баланса массы ледника Сары-Тор в 2003/04-2014/15 гг.

Рец Е.П.¹, Петраков Д.А.², Шпунтова А.М.²

¹*Институт водных проблем Российской академии наук, Москва;*

²*Московский государственный университет им. М.В.Ломоносова*

Невозможно охватить прямыми масс-балансовыми наблюдениями большое количество ледников, — отсюда следует необходимость альтернативных способов оценки баланса. Один из таких способов — физико-математическое моделирование, быстро развивающееся во всём мире.

Талые воды ледников Тянь-Шаня широко используются для орошения аридных предгорий, поэтому данные о балансе массы ледников этого района весьма актуальны. Прямые наблюдения за балансом ледников Внутреннего Тянь-Шаня были прекращены вскоре после распада Советского Союза. Именно такая ситуация сложилась и на леднике Сары-Тор, признанном опорным для оледенения массива Ак-Шийрак, и бывшим объектом масс-балансового мониторинга в 1985–1991 гг.

Для реконструкции баланса массы этого ледника использована физико-математическая модель таяния снега и льда в высокогорных бассейнах с распределёнными параметрами AMelt, разработанная Е.П. Рец. Расчёт ведётся на основе решения уравнения теплового баланса для каждого узла регулярной сетки, покрывающей исследуемую территорию. Метеорологические данные с разрешением в 1 час с автоматической метеостанции Campbell, расположенной менее чем в 5 км от ледника, были предоставлены Кумтор Голд Компани. При распределении радиационных составляющих баланса учитывался рельеф местности и динамика затенения окружающими формами рельефа в течение всего расчёта с временным шагом 1 час. Для распространения значений температуры воздуха по площади ледника был принят температурный градиент $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ на 1000 м, а также температурный скачок при переходе на ледник $-2\text{ }^{\circ}\text{C}$. При оценке аккумуляции на основе данных об осадках использовали высотные коэффициенты в соответствии с данными советского периода. Модель ранее была апробирована на леднике Джанкуат (Центральный Кавказ). Для адаптации модели к климатическим условиям Внутреннего Тянь-Шаня в неё были добавлены процессы вторичного замерзания талой воды в снежной толще и на поверхности льда.

Баланс массы ледника Сары-Тор за 2003/04–2014/15 балансовые годы оказался отрицательным при среднем значении -410 мм в.э. Полученные значения баланса были сопоставлены с изменением высоты поверхности ледника в 2003–2012 гг., определённым по стереопарам высоко детальных космических снимков QuickBird и GeoEye, они показали хорошее соответствие. По сравнению с 1985–1991 гг. балансовое состояние Сары-Тора значительно ухудшилось, но в целом его отрицательные значения вдвое меньше, чем в среднем по региону.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 16-35-60042 мол-а-дк

Динамика баланса массы ледника Гарабаши (Эльбрус) на рубеже столетий, 1982–2015 годы

**Рототаева О.В.¹, Носенко Г.А.¹, Никитин С.А.¹, Керимов А.М.²,
Керимов А.А.², Тарасова Л.Н.¹**

¹Институт географии Российской академии наук, Москва; ²Центр географических исследований Кабардино-Балкарского научного центра РАН, Нальчик

Ледник Гарабаши, расположенный на юго-восточном склоне Эльбруса, входит в число последних трёх ледников на постсоветском пространстве – два на Кавказе и один в Казахстане, на которых поддерживаются ряды непрерывных масс-балансовых наблюдений на протяжении последних десятилетий. Результаты наблюдений ежегодно передаются в Международную службу мониторинга ледников (WGMS).

Анализируемый в докладе период характеризует переход баланса массы ледника от близкого к нулевому состоянию в 1960–90-е годы к резко отрицательному на рубеже веков и в первые 15 лет XXI в. Динамика баланса массы ледника показана на фоне изменения основных климатических показателей – температуры воздуха и осадков в Приэльбрусье. В 1960–70-е годы наблюдались благоприятные для ледников Кавказа условия – значительное увеличение снежности и падение летних температур воздуха. По наблюдениям на Эльбрусе в этот период годовой баланс массы ледников сохранял положительные значения. Следующие два десятилетия баланс массы ледника Гарабаши был в среднем близок к нулю. Южный склон Эльбруса получал много осадков, ледники Гарабаши и Терскол почти не отступали в 1960–90-х годах.

Однако измерения по космическим снимкам ASTER и Международной космической станции 1987–2002 гг. показали к концу этого периода значительное отступление почти всех ледников не только на Эльбрусе, но и во всём регионе Центрального Кавказа. В последние годы XX в. обширные устойчивые антициклоны, охватившие всю Европейскую часть России, вызывали значительное повышение летних температур воздуха в горах Кавказа четыре года подряд – в 1998–2001 гг. Средняя температура лета в Терсколе достигла 12,5 °С, что было сравнимо лишь с 1950-ми годами. Таяние на протяжении этих летних сезонов было катастрофическим. Годовой баланс массы ледника Гарабаши за 4 аномальных года составил в среднем –104 см в.э. Последние 15 лет масса ледника продолжает сокращаться (исключением были лишь 2002–2005 гг. с небольшим положительным балансом). За этот период граница фирновой зоны поднялась в среднем до уровня Приюта 11 (более чем на 200 м по высоте). Поверхность ледника в диапазоне высот 3800–4000 м понизилась на 8–10 м. В эти годы массы льда и многолетнего фирна, накопленные во второй половине XX столетия, катастрофически таяли. К настоящему моменту на поверхность ледника в области абляции выходят горизонты льда полувековой давности. Открылись обширные поля трещин, закрытые ранее фирном. Впервые с начала XX в. посреди ледника на высоте 3800–3850 м вытягивалась продольная вулканическая гряда, отделившая от языка большой участок льда.

Сокращение ледника происходит на фоне продолжающегося роста летней температуры воздуха, которая в 2010 г. достигла 13,5° – максимума за всё время наблюдений метеостанции Терскол. В последние 3 года наблюдается некоторое снижение скорости увеличения температуры, но в сочетании с уменьшением зимних осадков это не препятствует сокращению ледников Кавказа.

**Модельные реконструкции скоростей течения
и баланса массы ледников Марух и Джанкуат
Рыбак О.О.^{1,2}, Рыбак Е.А.^{1,2}, Кутузов С.С.³, Лаврентьев И.И.³,
Морозова П.А.³, Поповнин В.В.⁴, Каминская М.М.⁴**

¹Филиал Института природно-технических систем, Сочи; ²Сочинский научно-исследовательский центр РАН; ³Институт географии Российской академии наук, Москва; ⁴Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Согласно последним оценкам, площадь ледников на северном склоне Большого Кавказа в XX в. уменьшилась более чем наполовину. В условиях изменяющегося климата тенденция к сокращению горного оледенения в этом регионе, вероятно, сохранится и в течение нынешнего столетия. Надёжные прогностические оценки эволюции горных ледников невозможны без применения математических моделей, которые интегрируют помимо собственно описания течения льда, результаты исследований регионального климата, а также спутниковых наблюдений, полевых радиолокационных, топо- и гравиметрических исследований. В последние несколько десятилетий модели горных ледников достаточно быстро эволюционируют: они постоянно совершенствуются и усложняются, что обусловлено как развитием теории и методов моделирования, так и ростом производительности вычислительной техники.

Для прогностических расчётов эволюции ледников Кавказа в условиях меняющегося климата мы разработали и протестировали математическую модель, позволяющую при относительно небольших затратах вычислительных ресурсов учесть почти все виды напряжений, действующих в горном леднике. Рациональная стратегия для прогноза сокращения горного оледенения в таком обширном регионе, как Кавказ, предполагает, что модельные расчёты будут первоначально выполнены для опорных ледников, что позволит отработать методику исследований.

Помимо этого, практическое приложение модели к реконструкции и прогнозу динамики конкретного ледника или группы ледников требует настройки (калибровки) некоторых модельных параметров, и опорные ледники более всего пригодны для этой цели. В качестве опорных для Кавказа выбраны ледники Марух и Джанкуат. Систематические полевые наблюдения на этих двух ледниках, начатые несколько десятилетий назад, относительно регулярно ведутся до настоящего времени. Их результаты, а также данные наблюдений на ближайших к ледникам метеорологических станциях были использованы для калибровки и тестирования математической модели. В ходе калибровки были определены значения ключевых параметров модели, при которых расхождения расчётной и наблюдаемой скоростей течения льда и нормированного удельного баланса массы минимальны. Валидация модели была проведена путём сравнения реконструированных и наблюдаемых топографий и балансов массы.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант № 15-05-00567).

**О возможности использования методов дистанционного зондирования
Земли в проведении гляциологических расчётов
для горных районов Узбекистана**

Семакова Э.Р., Семаков Д.Г.

Астрономический институт им. Улугбека Академии наук Узбекистана, Ташкент

Методы дистанционных исследований позволяют эффективно изучать состояние природных объектов, особенно в труднодоступных районах, где наземные исследования весьма ограничены. В данной работе рассмотрено использование оптических, радиолокационных и альтиметрических спутниковых данных для решения задач распознавания ледников и озёр в высокогорных районах Узбекистана, оценки площадных и вертикальных изменений ледников, возможного формирования моренных озёр и др.

Современные границы ледников получены на основе спутниковых данных ALOS/AVNIR-2 (2007–2010 гг.) и Landsat-8. Сравнительный анализ изменения площади оледенения за 50-летний период проведён для бассейнов рек Гиссаро-Алая и р. Пскем. Выявлены высокогорные озёра, образованные в результате отступления ледников или перегораживания русла реки оползнями или обвалами со склонов. Количество гляциальных озёр за последние десятилетия значительно возросло. Показана возможность оценки вероятности образования моренных озёр с использованием технологий геоинформационных систем. Для оценки климатических условий рассмотрены зависимости верхней границы лесной растительности (арчи) от высоты фирновой линии на ледниках в отдельных речных бассейнах по данным оптических и радиолокационных снимков за разные периоды.

Современная информация о высотах ледников получена на основе метода радиолокационной интерферометрии и альтиметрических данных. Цифровая модель рельефа бассейна р. Ойгаинг построена с использованием данных TerraSAR-X / TanDEM-X (2011–2012 гг.), где в качестве опорной цифровой модели рельефа в процессе создания интерферограммы служила глобальная SRTM-C DEM. Особое внимание уделялось выбору подходящего адаптивного фильтра для устранения фазового шума на интерферограмме, метода развёртки фазы и порога когерентности. Рассматриваются вопросы вертикальной точности цифровых моделей рельефа для данного района, полученных с помощью различных сенсоров. Предварительно выполнена горизонтальная и вертикальная коррекция цифровых моделей рельефа относительно альтиметрических профилей высот, полученных сенсором GLAS спутника ICESat (2003–2009 гг.). Выяснено, что скорость изменения высоты отдельных карово-долинных ледников северной экспозиции составляет –1 м в год в области абляции.

Пространственно-временная изменчивость осадков в бассейне р. Текес

Усманова З.С., Пиманкина Н.В.

Институт географии МОН Республики Казахстан, Алматы

Рассмотрена изменчивость атмосферных осадков в бассейне р. Текес (левый приток р. Или, Восточный Тянь-Шань). Река Текес (длина 388 км) берёт начало на территории Казахстана в отрогах хр. Терской Алатоо, основная часть долины реки расположена в КНР. Крупные притоки Агияз и Кексу берут начало с ледников хребтов Нарат и Халыктау. Согласно современным подсчётам, в горном обрамлении находится более 1880 ледников, в основном в стадии деградации.

На основании имеющихся данных метеостанций Казахстана и КНР, а также данных наблюдений на снегомерных маршрутах и показаний суммарных осадкомеров составлены схематические карты территориального распределения средней многолетней температуры воздуха, атмосферных осадков, сроков залегания и толщины снежного покрова. Представлены зависимости, характеризующие распределение годовых и сезонных сумм осадков по высоте в различных частях бассейна р. Или.

На большей части низко- и среднегорной территории выпадает менее 400 мм в год, в гляциальной зоне – до 1000 мм. Доля летних (июнь–август) осадков, имеющих особое значение для режима ледников, составляет 60% и более. Согласно данным метеостанции Нарынкол (Казахстан) за 1951–2008 гг. и показаниям суммарных осадкомеров в долине р. Баянкол (продолжительность наблюдений 5–15 лет), существенных изменений сумм осадков за год и сезоны не отмечено. Учитывая, что коэффициент корреляции между показаниями метеостанций Нарынкол и Текес, Джаосу (КНР) достигает 0,5–0,7, можно предположить, что межгодовые изменения климатических характеристик в бассейне р. Текес во многом схожи. Поскольку формирование баланса массы горных ледников во многом зависит от количества и фазового состава атмосферных осадков, в том числе летних, выпадающих в гляциальном поясе, имеются основания надеяться на замедление интенсивного таяния ледников.

**Изменение состояния оледенения в бассейне р. Текес,
Центральный Тянь-Шань, Казахстан**

Усманова З.С.¹, Шахгеданова М.В.², Северский И.В.¹, Вилесов Е.Н.³

¹*Институт географии МОН Республики Казахстан, Алматы*

²*Университет Рединг, Великобритания*

³*Казахский национальный университет им. аль-Фараби, Алматы, Казахстан*

Современное оледенение казахстанской части бассейна р. Текес располагается между 79°13' и 80°20' в.д. и 42°43' и 40°16' с.ш. на северных склонах хребтов Терской-Алатау и Сарыджаз и на западных склонах Меридионального хребта. Изменение оледенения казахстанской части бассейна р. Текес было оценено по материалам космических снимков Landsat 5 TM и Landsat 8 OLI TIRS с 1992 по 2013 г.

Космические снимки были получены из архива Геологической службы США, где они прошли предварительную обработку и были орторектифицированы и зарегистрированы в картографической проекции UTM WGS 84, зона N44. Были отобраны снимки преимущественно без облачного покрова над исследуемым районом, в период абляции (август и начало сентября). Также было оценено изменение площади 28 ледников этого бассейна с использованием космического снимка КН-9 Hexagon (разрешение 7,6 м) с 1976 по 2013 г. Оцифровка границ ледников выполнялась вручную с использованием каналов 7, 5, 3 для Landsat 5 (разрешение 30 м) и Landsat 8 (разрешение 15 м) для 1992 и 2013 гг. и канала 8 (панхроматический) для 2013 г.

Согласно Каталогу ледников, в бассейне р. Текес в 1956 г. было 152 ледника общей площадью 143,0 км². В 1992 г. в исследуемом районе было 118 ледников общей площадью 121,4±9,2 км² и к 2013 г. их площадь уменьшилась до 105,0±5,5 км². Общая потеря площади составила 16,4±5,9 км², или 13,5±7,5%. Средний темп сокращения площади составил 0,78 км²/год, или 0,64 %/год. Шесть ледников распалось и восемь полностью растаяли. Больше всего сократилось оледенение в западной части исследуемого района.

Площадь 28 ледников в 1976 г. составила 80,14±3,0 км², их площадь уменьшилась к 1992 г. до 73,5±4,6 км², а к 2013 г. – до 67,3±3,1 км². Общая потеря площади в период с 1976 по 2013 г. составила 12,8±3,8 км², или 16,0±5,8%. Средний темп сокращения площади составил 0,35 км²/год, или 0,43 %/год, но произошло замедление темпов сокращения с 0,42 км²/год до 0,35 км²/год. Замедление сокращения площади ледников, вероятно, связано с положительным трендом годовых сумм осадков. В то время как температура сезона абляции увеличивалась на 0,19 °С за 10 лет, осадки, наоборот, сокращались до 1976–1977 гг. и увеличивались с конца 1980-х годов.

По сравнению с другими ледниковыми районами Казахстана потери площади и массы льда в бассейне р. Текес оказались наименьшими, что обусловливается самой большой высотой, на которой залегают здесь ледники (до 6000–6400 м).

Динамика озёр у ледника Малый Азау на Эльбрусе в 1957–2015 гг.

Хаткутов А.В., Докукин М.Д.

Высокогорный геофизический институт Росгидромета, Нальчик

На основе аэрофотоснимков и космических снимков разных лет, а также маршрутных обследований проведён анализ динамики озёр и оценено современное их состояние. В результате обработки материалов определены этапы развития озёр, связанные с динамикой ледника и прорывами озёр. Получены значения площадей шести озёр, существовавших в разные годы у ледника Малый Азау. Максимальная площадь одного из озёр 22 августа 2011 г. составляла 25,5 тыс. м².

В период 1957–2015 гг. было зафиксировано два случая прорывов озёр: западного в 1978 г. и восточного в 2011 г. Первый прорыв связан с оползневыми деформациями моренного массива, слагающего часть озёрной котловины, второй – с деградацией ледяной плотины озера и переливом воды поверх неё.

Современные плотины озёр (конечно-моренные валы и гряды срединных морен) – результат наступания ледника Малый Азау в 90-х годах XX в. Амплитуда наступания одного из потоков льда ледника достигала 40 м. Особенность динамики озёр Эльбруса – это падение уровня воды и уменьшение площади в зимний период, что связано с наличием подземного стока в трещиноватые вулканические породы. Это необходимо учитывать при создании водоёмов для искусственного оснежения горнолыжных трасс.

В настоящее время моренные плотины озёр и участки поверхностного стока воды из озёр находятся в стабильном состоянии, вследствие чего угрозы прорыва озёр нет. Потенциальная угроза прорыва остаётся вследствие высокой сейсмичности и возможной вулканической деятельности.

Исследование химического состава верхних слоёв снежного покрова в Восточной Антарктиде

Ходжер Т.В, Голобокова Л.П, Осипов Э.Ю.

Лимнологический институт Сибирского отделения РАН, Иркутск

Изучены особенности химического состава снежного покрова, отложенного в Восточной Антарктиде за последние 200 лет. На приборе ICS-3000 (Dionex) с высоким (год–сезон) разрешением проанализировано около 1200 образцов снега из шурфов и кернов скважин, отобранных в 33-й Советской антарктической (1987–1988 гг.) и 51–57 Российских антарктических экспедициях (2005–2012 гг.). Анализировались керны из скважин вдоль линий тока льда, начинающихся на ледоразделе В и проходящих через южную и северную части озера Восток, и керн из скважины на 105-м км профиля Мирный–Восток (67,43° ю.ш., 93,38° в.д.). Выполнено датирование кернов; установлены основные источники поступления химических компонентов в снежный покров и их пространственно-временные различия, рассчитаны скорости аккумуляции.

Сумма ионов в снеге в поверхностных шурфах до глубины 1,6 м составила 150–200 мкг/л. Состав воды образцов относительно однороден: из анионов доминировал неморской сульфат – 40–120 мкг/л, из катионов натрия – 10–30 мкг/л. Определены высокие корреляции между ионами Cl^- и Na^+ . В трёх поверхностных шурфах на глубинах 1,1, 1,6 и 1,3 м идентифицированы продукты извержения вулкана Пинатубо (1991 г.).

Анализ более глубоких слоёв (2–84 м) из скважин на профиле Мирный–Восток позволил обнаружить крупные вулканические события XIX в.: следы вулканов Тамбора (1815 г.), Кракатау (1883 г.). Характерный двойной пик сульфат-ионов, обнаруженный в шурфах и скважинах, соответствовал слоям, содержащим продукты извержения вулкана Тамбора, и был основным репером при расчёте средней скорости снегонакопления за последние 200 лет в этом районе Антарктиды.

Для оценки скорости аккумуляции вдоль линий тока льда через озеро Восток исследовали керны, отобранные в двух точках. Сульфатные пики, соответствующие извержению вулкана Тамбора, были идентифицированы в кернах скважин на глубинах 10,1, 10,4 и 12,3 м, извержения вулкана Кракатау найдены на глубинах 6,4 и 7,1 м. По плотности и концентрациям HSS-SO_4^{2-} иона в снеге получены средние скорости аккумуляции, которые изменялись от 2,0 г/см³ год (между 1816 и 1884 гг., 1884–2007 гг.) до 3,7 г/см³ год (между 1993 и 2008 гг.).

Оценка альbedo поверхности ледников в массиве Ак-Шийрак (Внутренний Тянь-Шань)

Шпунтова А.М.¹, Петраков Д.А.¹, Коваленко Н.В.¹, Тутубалина О.В.¹, Усубалиев Р.А.²

¹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова*

²*Центральноазиатский институт прикладных исследований Земли, Бишкек, Киргизия*

Альbedo – это одним из основных компонентов энергетического баланса, особенно для континентальных ледников. Пространственные и временные оценки альbedo снега и льда необходимы для моделирования баланса массы ледников. Хотя значения альbedo могут быть получены на основе спутниковых данных, наземных фотосъёмок и схем параметризации, прямые наземные данные требуются для калибровки других методов. Но во многих горно-ледниковых районах наземные данные по альbedo поверхности редки или отсутствуют. Такая ситуация наблюдается и во Внутреннем Тянь-Шане, притом в массиве Ак-Шийрак на альbedo ледников определённое влияние может оказывать производственная деятельность Кумтор Голд Компани (КГК).

Для получения инструментальных данных по альbedo ледников Внутреннего Тянь-Шаня и выявления вклада КГК в загрязнение ледников в августе 2015 г. мы провели наземные альbedосъёмки семи ледников, расположенных в 3–37 км от центрального карьера КГК. Для проведения работ использовался альбедометр SP Lite 2 (Kipp&Zonen), обладающий низкими значениями погрешности и минимальным временем отклика. На ледниках Сары-Тор и Лысый альbedосъёмки носили площадной характер, на других ледниках – маршрутный. Всего было сделано 658 измерений альbedo на различных типах ледниковой поверхности. Достоверная статистика была собрана только по льду, поскольку количество измерений на других типах поверхности было невелико.

Установлено, что на всех ледниках средние значения альbedo льда варьируют от 0,16 до 0,18, т.е. в пределах погрешности прибора. Каких-либо тенденций в изменении альbedo ледникового льда по мере удаления от центрального карьера КГК не выявлено.

Для контроля наземных измерений была проведена предварительная оценка возможности использования космических снимков Landsat для оценки альbedo ледников массива Ак-Шийрак. Альbedo определялось по космическому снимку методом средневзвешенного по нескольким спектральным зонам, для калибровки использовались наземные данные. В ходе анализа летнего снимка выявлено, что альbedo ледников в массиве Ак-Шийрак связано прежде всего с наличием или отсутствием снежного покрова, что в свою очередь зависит от абсолютной высоты местности. На основе анализа более чем 400 000 пикселей не выявлено корреляции между значениями альbedo и удалением от центрального карьера КГК ($R^2=0,06$).

В результате выполненных работ установлено, что вклад эмиссии пыли КГК в загрязнение оледенения массива Ак-Шийрак незначителен. Для уточнения этого вывода следует провести детальные оценки альbedo по разновременным космическим снимкам за последние 15–20 лет.

Glacier-wide mass balance of four Kyrgyz glaciers derived from snow cover mapping

Barandun M.¹, Huss M.^{1,2}, Sold Leo¹, Kienholz C.³, Usubaliev R.⁴, Bolch T.^{5,6}, Hoelzle M.¹

¹*Department of Geoscience, University of Fribourg, Fribourg, Switzerland;*

²*Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW), ETH Zurich, Zurich, Switzerland;*

³*Geophysical Institute, University of Alaska Fairbanks, Fairbanks, Alaska, USA;*

⁴*Central Asian Institute of Applied Geosciences (CAIAG), Bishkek, Kyrgyzstan;*

⁵*Department of Geography, University of Zürich, Switzerland;*

⁶*Institut für Kartographie, Technische Universität Dresden, 01069 Dresden, Germany*

The monitoring of glacier mass balance in remote regions is challenging but essential for understanding the response of glaciers on a regional to global scale. After the breakdown of the Soviet Union, an extensive programme on glacier monitoring collapsed abruptly in Central Asia in the mid-90s. For the last two decades, direct mass balance observations are sparse and only continuous for two glaciers in the Tien Shan and Pamir-Alay.

In this study, we apply a novel approach to derive sub-seasonal glacier mass balance based on remote snowline monitoring on selected Kyrgyz Glaciers (Abramov, Golubin, Batysh Sook Glacier and Glacier No. 354) from 2003 to 2015. The proposed methodology uses temporal changes in the snow cover over the glacier area during the ablation season. With this information the quantity of winter snow accumulation and summer ablation can be determined through backwards modelling. A rating curve is then determined to link the Snow Covered Area Fraction (SCAF) to the glacier-wide transient mass balance. Consequentially, the mass balance can be directly derived based on the SCAF observations and thus do not depend on glaciological measurements.

The snowline is observed remotely either on satellite (here Landsat and Terra ASTER) or camera images (Mobotix). We use a semi-automatic approach to treat the satellite images, and a fully automatic procedure for the camera images.

The methodology is applied to four glaciers with direct mass balance measurements from 2011 to 2015. Re-analysed and reconstructed mass balance series are used as a first source of validation. Furthermore, the derived glacier-wide mass balance is compared to geodetic mass balance calculations for the first decade of the 21st century.

Surge-type glaciers in the Tien Shan

T. Bolch^{1,2}, K. Mukherjee¹, S. Kutuzov³, A. Osmonov⁴, T. Pieczonka¹, I. Shesterova⁵

1-Institute for Cartography, Technische Universität Dresden, 01069 Dresden, Germany

2-Department of Geography, University of Zurich, 8057 Zürich, Switzerland

3-Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

4-Central Asian Institute for Applied Geosciences (CAIAG), Bishkek, Kyrgyz Republic

5-Institute of Geography, Almaty, Kazakhstan;

Surge-type glaciers are existing in several mountain ranges of the world. In High Mountain Asia they are mostly observed in Karakoram and Pamir. Few surge-type glaciers also exist in Tien Shan, but have not been studied or reported in detail in recent literature. We identified 26 surge-type glaciers and several tributary surges in Tien Shan either from available literature or by manual interpretation using available imageries from the period 1960 until 2014. Most of the surge-type glaciers cluster in Ak-Shiirak and Central Tien Shan, are bigger in size and have North, West or North West aspect. Pronounced surge events with advances of several kilometers were observed at North Inylchek Glacier (years 1996/1997) and Samoilowich Glacier (years 1992 until 2006), both of which are located in the Central Tien Shan. The surge cycle is around 50 years for both of these glaciers and active phase of 2 years and 14 years respectively for North Inylchek Glacier and Samoilowich Glacier. The advance was less pronounced for all other surge-type glaciers. Some of the tributary glaciers behaved differently than the main glaciers in the sense that they continuously advanced during almost the entire period of our study, whereas the main glaciers have remained almost stable or retreated.

Towards nation-wide, operational glacier mass balance monitoring

Farinotti D.¹, Ginzler Ch.¹, Huss M.^{2,3}, Liechti K.¹

¹*Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research (WSL), Birmensdorf, Switzerland;* ²*Department of Geosciences, University of Fribourg, Switzerland;* ³*Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology (VAW), ETH Zürich, Switzerland*

Glacier mass balance monitoring is one of the fundamental tasks in glaciology. Yet, the task is onerous in terms of both time and economic investment. Although modern remote-sensing techniques have revolutionized the available monitoring capabilities, so called geodetic mass balance observations remain often limited in their temporal resolution. Two main difficulties arise when aiming at higher temporal resolution: (a) the availability of suitable data sets, and (b) the conversion from observable volume changes to actual mass changes.

In this contribution, we use digital elevation models operationally derived in the frame of the Swiss National Forest Inventory in order to infer time series of geodetic mass balances for every single glacier in the Swiss Alps. We convert volume changes to mass changes with a firm densification model driven by high-resolution meteorological measurements, and validate the results of this new, operational product against in-situ measurements for a set of benchmark glaciers.

For the Swiss Alps we provide single-glacier time series with 3 year resolution over the period 2006–2014, indicating an average loss of 0.8 ± 0.3 m water equivalent per year. This corresponds to a mass loss of 0.75 ± 0.29 Gt a⁻¹, or about 1.4% the presently estimated total ice volume.

Accuracy assessment of UAV photogrammetry on an Alpine glacier

Gindraux S.¹, Fischer M.², Bösch R.¹, Farinotti D.¹

¹Swiss Federal Institute for Forest, Snow and Landscape Research WSL;

²Department of Geosciences, University of Fribourg, Switzerland

In recent years, Unmanned Aerial Vehicle (UAV) based surveys have become popular due to the fast evolution of automated close-range photogrammetry techniques and the emergence of consumer-friendly, ready-to-use UAV platforms. Such platforms, together with Structure-from-Motion (SfM) techniques, allow obtaining high-resolution datasets such as Digital Elevation Models (DEMs) and orthophotos. This offers a new range of applications in many different research areas including forestry, agriculture, archeology, biology and hydrology. In the glaciological context, UAV photogrammetry is promising not only because of its low cost, but also due to its portability and facility of use in the field. Compared to in-situ measurements, UAV surveys are time-saving and able to cover potentially dangerous areas.

Several studies report datasets of extraordinary resolution (down to the centimeter scale) and accuracy (horizontal and vertical accuracies in the order of 5 to 50 cm). These accuracies however, are often assessed only roughly through the comparison of sparse ground control points (GCPs). A rigorous accuracy assessment on snow and glacier surfaces, e.g. based on the comparison with a benchmark technique such as Light Detection And Ranging (LiDAR), is missing to date. The deployment of GCPs is usually required for UAV-based surveys in order to precisely transform and register the DEM. Most studies report the need of a minimum of three GCPs that are spatially distributed. However, only one study specifically analyzed the influence of GCP number and location on the final DEM accuracy. A more thorough description of this dependency would allow planning GCP-deployment in the field depending on the required accuracy of the resulting DEM.

Here we present the results of a thorough accuracy assessment of SfM-generated DEMs over snow and ice. Two DEMs of the surface of St.-Annafirn, a small glacier in the Swiss Alps, were generated for the same day with (a) UAV-derived photographs and SfM, and (b) the Riegl VZ-6000 high-resolution terrestrial LiDAR scanner. A total of 21 fixed GCPs were deployed and their position measured with a differential GPS. Several DEMs were then generated by using a different number of GCPs and by varying their spatial location. The comparison between the SfM- and LiDAR-derived DEMs allowed to quantify the influence of GCP number and location on the accuracy of the final DEM.

Assessment of changes in mountain lakes in the Djungarskiy Alatau between 2002 and 2014 using Landsat imagery

Kapitsa V.¹, Shahgedanova M.², Severskiy I.¹, Medeu A.¹

¹*Institute of Geography, Republic Kazakhstan, Almaty;* ²*University of Reading, UK*

Climatic warming and the associated retreat of glaciers intensified in the recent decades in the mountains of Central Asia leading to the formation and expansion of lakes at the glacier tongues and on the young moraines containing buried ice. The expansion of glacier lakes, following particularly rapid snow and glacier melt, frequently leads to lake outbursts resulting in threat to life and damage to infrastructure. The Djungarskiy Alatau is a mountainous region of Central Asia where glacial lakes are abundant yet their dynamics has not been investigated in detail although it is this region that demonstrates the highest glacier retreat rates in Central Asia. Thus between 2000 and 2011, glaciers in the Djungarskiy Alatau lost 12% of their combined area retreating at $1.1\% \text{ a}^{-1}$. Several particularly damaging outbursts of glacier lakes occurred in the Djungarskiy Alatau. Thus in July 1970, a glacier lake outburst occurred in the upper reaches of the Aksu River leading to the formation of a devastating mud flow followed by another outburst of the same lake in 1978. The outburst of several lakes in the upper reaches of the Sarkand River near the Tushinskiy Glacier at an altitude of 3200 m a.s.l. in 1978 led to the formation of the largest recorded mud flow in the region with the estimated volume of water and transported material of approximately 3 million m^3 . The maximum recorded discharged reached $2300 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. More recently, the in situ monitoring of glacier lakes in the region was limited necessitating an inventory of glacier lakes using remote sensing.

The objectives of this study are to (i) develop inventories of glacier lakes for the selected years and (ii) analyse the dynamics of glacier lakes in the context of climatic and glacier change. Glacier lakes, ranging in size between 630 m^2 and $1,029,500 \text{ m}^2$, were mapped manually using six Landsat 7 ETM+ and Landsat 8 OLI-TIRS scenes from 2002 and 2014 respectively. Using the imagery from 2002, 599 lakes were mapped between the altitudes of 2220 m and 3660 m a.s.l. with the combined map area of $16.26 \text{ km}^2 \pm 3.23 \text{ km}^2$. Using the imagery from 2014, 636 lakes were mapped between the altitudes of 2220 m and 3690 m a.s.l. with a combined area of $17.344 \text{ km}^2 \pm 3.29 \text{ km}^2$. This constitutes a 6% increase in the number and combined area of the lakes over a 12 year period. In all, 101 lakes increased in size and 40 lakes decreased in size (with change exceeding the uncertainty), 69 new lakes formed and 32 lakes drained completely. The upper boundary of the region where lakes occur extended upwards by 30 m.

The mapped lakes were subdivided into four classes: (i) dammed lakes (22 in 2002); (ii) moraine-dammed lakes forming in the depressions on the ancient moraines (267); (iii) base-level lakes forming on the young moraines in close proximity to but without contact with glacier tongue (203); (iv) contact lakes developing at the glacier tongues (107). Changes occurred in all four types of lakes, however, the largest increase and expansion characterised the proglacial and contact lakes. The combined area of 31 base-level lakes increased by $88,000 \pm 35,700 \text{ m}^2$ in 2014 in comparison with 2002 and the number of base-level lakes increased by 31 after 18 new lakes formed, 22 lakes disappeared and the type of 35 lakes changed from contact to base-level due to the continuing recession of glaciers. The combined area of 58 contact lakes increased by $745,000 \pm 166,000 \text{ m}^2$ and 51 new contact lakes with a combined area of $305,000 \pm 130,390 \text{ m}^2$ formed while 5 lakes drained completely. The latter result combined with the outcomes from the earlier ground-based studies show that it is the contact lakes that expand most rapidly and show the strongest outburst potential because their dams are composed of the buried ice covered by a relatively thin layer of the debris. A steady observed increase in temperature of the melting season exacerbates this danger.

Application of GlabTop Model for estimating glacier ice thickness distribution and bed topography, the Everest region, Nepal

Kayastha R.

Himalayan Cryosphere, Climate and Disaster Research Center, Department of Environmental Science and Engineering, School of Science, Kathmandu University, Nepal

Knowledge of ice thickness, ice volume and bed topography of glaciers is important for understanding the glacier and geomorphologic characteristics of the underlying bed and how they influence future glacier evolution. The glacier bed topography (GlabTop) Model, implemented in a Geographic Information System (GIS), is a robust approach to estimate the spatial glacier ice thickness and volume distribution, and to approximate the bed topography from an ice-dynamical approach with three input data: Digital Elevation Model (DEM), glacier outline and branch lines. The model is applied to the Mera, Imja, Khumbu and Ngozumpa Glaciers of the Everest region. The maximum ice thicknesses on these glaciers are 101 m, 286 m, 360 m and 509 m, respectively. The maximum ice thickness and more than 50 % of the total ice volume are found in the lower parts of the glaciers where there is a gentle slope. The model performance is compared with the ground penetrating radar (GPR) datasets of Mera and Imja Glaciers and match quite well. Thus such studies have a potential to fill the large data gap which is prevalent in our understanding of ice thickness and volume distribution in Himalayan glaciers.

Evaluating the suitability of Mt. Kazbek for deep ice core drilling

Kutuzov S.S.¹, Mikhaleiko V.N.¹, Ginot P.², Lavrentiev I.I.¹, Kozachek A.V.³,

Grachev A.M.¹, Krupskaya V.V.⁴, Ekajkin A.A.^{3,5}, Tielidze L.G.⁶

¹Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow; ²Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble, France; ³Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg; ⁴Institute of Geology of Ore Deposits, Petrology, Mineralogy and Geochemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow; ⁵St. Petersburg State University; ⁶Vakhushti Bagrationi Institute of Geography, Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, Tbilisi, Georgia

First-ever ice core drilling at Mt. Kazbek (Caucasus Mountains) took place in the summer of 2014. A shallow ice core (18 meters) was extracted from a plateau at ~4500 m a.s.l. in the vicinity of Mt. Kazbek summit (5033 m a.s.l.). A detailed radar survey showed that the maximum ice thickness at this location is ~250 m. Borehole temperature at 18 m at the site is rather high, -2.7 °C. The ice core was analyzed for oxygen isotopes and dust concentration. From the observed seasonal cycle it was determined that the ice core covers the time interval 2009–2014, with records for 2009 and 2014 being incomplete. Multiple melt layers have been detected. Some spring-summer horizons contained visually distinguishable dust layers. The dust content was determined using particle sizing and counting analyzer. The dust layers were sampled and filtered for scanning electron microscopy analysis. Two distinct major dust sources were determined: a local source and a remote Middle East/Sahara source. Neither $\delta^{18}\text{O}$ nor dust records appear to have been affected by summer melting. So far there has been only one deep core recovered from this part of Eurasia at Mt. Elbrus (Mikhaleiko et al., 2015) and clearly Mt. Kazbek will be a good location for future deep drilling. The disadvantage of this site compared to Mt. Elbrus is higher temperature and occasional melting, which can confound the signal of soluble compounds. We also present some preliminary data for major elements and microelements measured in the Kazbek ice core. RFBR grant 14-05-00137 A, 15-05-10205.

Glacier and glacial lake changes in the Buggyai-Kangri, Southeast Tibet

Liu Q.¹, Guo W.², Nie Y.¹, Liu S.², Xu J.²

¹*Key Laboratory of Mountain Surface Processes and Ecological Regulation, Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Chengdu, China;*

²*State Key Laboratory of Cryosphere Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou, China.*

Glaciers in the Buggyai-Kangri are located in a transition zone from southeast Tibet, where monsoonal temperate glaciers dominate, to inner Tibet, where continental glaciers dominate. Here we analyze glacier and glacier-lake changes in this region using multi-year inventories based on 1981–2013 Landsat images. aims to: (1) document a detailed inventory of glacier and glacial lake changes in the BK to fill the gaps of our currently limited knowledge; (2) determine whether glacier shrinkage rates in this transition region during the past decades support previous conclusions about the gradient of glacier changes from the southeastern to the inner TP; (3) discuss the interactions between glacier retreat and lake expansion, since several glacial lakes in this region have formed and expanded remarkably in recent years.

Results show that the total area of 141 glaciers here decreased by $30.44 \pm 0.89 \text{ km}^2$ from $198.35 \pm 9.54 \text{ km}^2$ (1980s) to $167.93 \pm 4.52 \text{ km}^2$ (2010s). The annual area shrinkage rate is lower ($-0.48\% \text{ a}^{-1}$) than that reported for southeastern Tibet but higher than that of inner Tibet. Both the number and total area of glacial lakes have increased between 1981 and 2013. Among all lakes, the proglacial lakes contribute most ($\sim 81\%$) to the expansion. The total area of ten proglacial lakes increased by $150.3 \pm 13.17\%$ and the four sharply expanded lakes among them show increased calving at their upper margins, resulting in more rapid retreat of lake-terminating glaciers than land-terminating glaciers.

Our result also indicates a positive feedback process, e.g., frontal mass loss due to calving or subaqueous and waterline melting, occurred at the ice-lake contacting interface for those lake-terminating glaciers. Due to increases in calving, several lakes may undergo further growth in the near future, increasing the potential risk of glacial lake outburst floods. Since iceberg calving at those rapidly-expanding lakes may cause moraine dams to fail by wave erosion, close and intense monitoring is suggested for outburst flood risk assessments in this region.

Surge dynamics and lake outburst events of Kyagar Glacier, Karakoram

Round V.¹, Leinss S.², Huss M.³, Funk M.³

¹*Institute for Atmospheric and Climate Science, ETH Zürich, Switzerland;*

²*Institute of Environmental Engineering, ETH Zürich, Switzerland;*

³*Laboratory of Hydraulics, Hydrology and Glaciology, ETH Zürich, Switzerland*

Kyagar Glacier, situated in the Chinese Karakoram Mountains, blocks the riverbed of the Upper Shaksgam Valley and occasionally triggers the formation of an ice-dammed lake, causing destructive floods. During 2014 and 2015 Kyagar Glacier surged dramatically causing thickening of up to 100 meters at the terminus and initiating the formation of a lake, which exceeded 45 million m³ before draining over one day at the end of July 2015. We present an integrative assessment of the surge from 2011 to 2015, combining over 90 surface velocity fields from satellite offset tracking using TerraSAR-X, Sentinel-1A and Landsat data. High resolution ice surface digital elevation models derived from TanDEM-X data were used to reveal changes in ice mass distribution. The results describe the dynamics of the glacier surge in connection with the formation of the ice-dammed lake and its outburst.

The recent surge was characterized by a gradual downglacier migration of ice flow acceleration in the years before the surge, followed by a main surge phase, which was strongly coupled with surface hydrology. Two substantial acceleration phases were initiated at the onset of the 2014 and 2015 melt seasons, separated by some deceleration over the winter. The drainage of the glacier-impounded lake in July 2015 was accompanied by an extremely abrupt deceleration of surface velocities over the whole 8 km long glacier tongue, indicating a sudden enlargement of subglacial channels in connection with the lake outburst.

Interestingly, the whole glacier tongue experienced the same accelerations and decelerations almost simultaneously, whilst the three steeper tributaries above the confluence were barely affected. This might be explained by the upper branches being cold based and moving primarily through ice deformation, while the base of the glacier tongue is temperate and experiencing basal motion of at least 2 m/day during the peak of the surge, through decoupling of ice from the bed or through high subglacial sediment deformation.

Central Asian supra-glacier snow melt enhanced by anthropogenic black carbon

Schmale J.^{1,2}, Flanner M.³, Kang S.^{4,5}, Sprenger M.⁶, Farinotti D.⁷,
Zhang Q.^{4,5}, Guo J.^{4,5}, Li Y.^{4,5}, Schwikowski M.²

¹*Institute for Advanced Sustainability Studies, Potsdam, Germany;* ²*Paul Scherrer Institute, Villigen, Switzerland;* ³*University of Michigan, Ann Arbor, USA;* ⁴*State Key Laboratory of Cryospheric Science, Beijing, China;* ⁵*Chinese Academy of Science Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Beijing, China;* ⁶*Swiss Federal Institute of Technology, Zurich, Switzerland;* ⁷*Federal Institute of Forest, Snow and Landscape Research, Birmensdorf, Switzerland*

In Central Asia, more than 60 % of the population depends on water stored in glaciers and mountain snow. Densely populated areas near lower-lying mountain ranges are particularly vulnerable and a recent study showed that the region might lose 50 % of its glacier mass by 2050. While temperature, precipitation and dynamic processes are key drivers of glacial change, deposition of light absorbing impurities such as mineral dust and black carbon can lead to accelerated melting through surface albedo reduction. Here, we discuss the origin of deposited mineral dust and black carbon and their impacts on albedo change and snow melt.

226 snow samples were taken on 4 glaciers, Abramov (Pamir), Suek, Glacier No. 354 and Golubin (Tien Shan), representing deposition between summer 2012 and 2014. They were analyzed for elemental carbon, mineral dust and iron among other parameters. We find the elemental carbon concentration to be at the higher end of the range reported for neighboring mountain ranges between 70 and 502 ng g⁻¹ (interquartile range).

To investigate the origin of the snow impurities, we used a Lagrangian particle dispersion model, LAGRANTO. Back trajectory ensembles of 40 members with varied starting points to capture the meteorological spread were released every 6 hours for the covered period at all sites. “Footprints” were calculated and combined with emission inventories to estimate the relative contribution of anthropogenic and natural BC to deposited aerosol on the glaciers. We find that more than 94% of BC is of anthropogenic origin and the major source region is Central Asia followed by the Middle East.

Further exploring the implications of mineral dust and BC deposition, we calculate the snow albedo reduction with the Snow-Ice-Aerosol-Radiative model (SNICAR). Even though mineral dust concentrations were up to a factor of 50 higher than BC concentrations, BC dominates the albedo reduction. Using these results we calculate the snow melt induced by anthropogenic BC and find that it is responsible for about 5 % additional snow melt relative to clean snow conditions. For the glaciated area in Kyrgyzstan, the resulting additional melted water volume corresponds to about 60 % of the annual municipal water consumption.

We conclude that a stringent air quality mitigation policy would benefit the region’s water resource management.

Georgian Caucasus glacier inventory

Tielidze L.¹, Wheate R.²

¹*Vakhushti Bagrationi Institute of Geography, Ivane Javakhishvili Tbilisi State University, Georgia;* ²*Faculty of Natural Resource and Environmental Studies, University of Northern British Columbia, Canada*

In this research we assessed changes in glacier area and number in the Georgian Caucasus mountains over the last century, by comparing recent Landsat and ASTER images with old topographical maps along with middle and high mountain meteorological stations data. Total glacier area decreased by $8.12 \pm 1.80\%$ or $49.85 \pm 10.60 \text{ km}^2$ from $613.55 \pm 9.80 \text{ km}^2$ to $563.70 \pm 11.31 \text{ km}^2$ during 1911–1960, while number of glaciers increased from 515 to 786 or 52.62% . During 1960–2014, the total ice area decreased by $36.88 \pm 2.16\%$ or $207.90 \pm 9.78 \text{ km}^2$ from $563.70 \pm 11.31 \text{ km}^2$ to $355.80 \pm 8.25 \text{ km}^2$, while glacier numbers decreased from 786 to 637 or 18.95% . In total, the area of the glaciers of Georgia reduced by $42.00 \pm 1.96\%$ between 1911–2014. The Eastern Caucasus section had the highest retreat rate $67.28 \pm 2.01\%$ over this period, whereas the central part of Georgian Caucasus had the lowest change rates $34.58 \pm 1.83\%$ with the Western Caucasus intermediate at $42.82 \pm 2.68\%$.

Ледники полярных областей Земли

Гляциологические исследования на архипелаге Северная Земля в 2014–2015 гг.

Большиянов Д.Ю., Булатов Р.К.

*Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург*

Архипелаг Северная Земля – одно из последних крупных географических открытий на планете. Этот участок суши люди впервые увидели человеком лишь в 1913 г. во время проведения Гидрографической экспедиции Северного Ледовитого океана (ГЭСЛО) под командованием Бориса Вилькицкого. Острова были точно положены на карту в начале 1930-х годов советской экспедицией под начальством Г.А. Ушакова и Н.Н. Урванцева, а регулярные исследования ледников на Северной Земле начались только в послевоенное время. Расцвет гляциологических изысканий пришёлся на время существования научного стационара на леднике Вавилова в 1974–1989 гг. После распада СССР экспедиционная деятельность на архипелаге приняла эпизодический характер. Однако в 2013 г. расконсервирована полярная станция ААНИИ на о. Большевик, которая была преобразована в Ледовую базу «Мыс Баранова». В настоящее время на ней проводятся регулярные исследования в различных областях науки: океанологии, метеорологии, гляциологии, гидрологии, геоморфологии, палеогеографии и др.

Гляциологические исследования охватили близлежащие к станции ледниковые купола Мушкетова и Семёнова-Тян-Шанского. На обоих были установлены абляционные рейки и проведены структурные исследования снежного покрова и верхней границы льда. Образованный гляциологический полигон носит имя Л.С. Говорухи – советского гляциолога, внёсшего наиболее значительный вклад в изучение ледников Северной Земли.

Северная граница ледника Мушкетова находится в 20 км к югу от Ледовой базы. Здесь у подножия ледника в апреле 2014 г. установлен отапливаемый балок, в котором могут одновременно проживать 4 человека. Площадь ледника составляет примерно 90 км². Он состоит из двух куполов – малого (≈15 км²) и большого (≈75 км²). В течение двух полевых сезонов 2014–2015 гг. было установлено 26 абляционных реек, позволивших подсчитать удельный баланс массы ледника. Несмотря на общую тенденцию к потеплению климата на архипелаге, полученные данные указывают на существование области питания на леднике, причём в 2015 г. она была больше, нежели в 2014 г. Это связано с постепенным увеличением количества осадков в Карском море за последние десятилетия и температурным режимом лета на высоте купола. Метеостанция, работавшая на леднике в период с мая по сентябрь 2015 г., показала благоприятные условия для таяния снега и одновременного намерзания наложенного льда на поверхности ледника.

Ледник Семёнова-Тян-Шанского гораздо более труднодоступен и находится в 15 км к югу от ледника Мушкетова. Это один из куполов более обширного ледника Ленинградского – крупнейшего массива льда на о. Большевик. На нём работы производились только в полевой сезон 2015 г., когда были установлены 6 абляционных реек, проведены структурные исследования снежного покрова и выявлена фирново-ледяная зона питания, указывающей на стабильность и жизнеспособность ледника.

На юго-западе ледника Вавилова (о. Октябрьской революции) по данным спутниковых снимков последние годы наблюдается катастрофическое выдвижение выводного языка. За последние несколько лет (2013–2016 гг.) он продвинулся в море более чем на 8 км из-за высокой аккумуляции снега и льда на юго-западных склонах ледникового купола за последние 25–30 лет и всплывания выводного языка при его выходе в море.

**Наступание выводной части купола Вавилова по данным
дистанционного зондирования Земли
Бушуева И.С., Глазовский А.Ф., Носенко Г.А.
Институт географии Российской академии наук, Москва**

Ледник Вавилова ($79,30^{\circ}$ с.ш., $95,47^{\circ}$ в.д.) расположен на о. Октябрьской Революции архипелага Северная Земля. В докладе решается задача создания пространственно-временной реконструкции изменения фронтальной части выводного ледника купола Вавилова по данным космической съёмки за период 1963–2015 гг. с целью выяснения особенностей его динамики.

Использованы данные дистанционного зондирования Земли, полученные со съёмочных систем Landsat 5, 7, 8, ASTER, а также с американских разведывательных спутников программы Corona. Снимки были выбраны с минимальной облачностью, минимальным содержанием морского льда около фронта ледника и преимущественно на конец периода абляции. Для всех мультиспектральных снимков была проведена процедура паншарпенинга. Изображения, полученные со спутников нового поколения Landsat 8, имеют строгую геометрию съёмки, поэтому они прекрасно коррелируют между собой (субпиксельно), а снимки с аппаратов предыдущих космических миссий требовали дополнительной обработки. Для всех использованных снимков было проведено уточнение пространственной привязки по эталонным снимкам Landsat 8. После обработки данных была проведена оцифровка границ фронтальной части выводного ледника, определены метрические параметры изменения ледника (длины, площади, скорости). С 1963 по 2015 г. фронт ледника выдвинулся в море на 7,7 км (в центральной части), а его площадь увеличилась на 69 км^2 . Значительное наступание началось с 2010 г., с 2010 по 2015 г. ледник продвинулся в море на 5,5 км, а площадь его конца увеличилась на 53 км^2 . В 2015 г. скорости наступания достигли максимальных значений за исследуемый период.

Для оценки изменения объёмов выводного ледника Вавилова использовались цифровые модели рельефа (ЦМР), построенные по снимкам ASTER (2000 и 2015 гг.), данные радиолокации, собранные в полевых условиях в 2014 г., и топографическая карта масштаба 1 : 200 000. Цифровые модели рельефа использовались для оценки изменения надводной поверхности, а на основе данных радиолокации и топографической карты была воссоздана подледниковая часть ложа. Выше горизонтали 100 м (2015 г.) поверхность ледника заметно опустилась ($1,918 \text{ км}^3$), а язык ледника увеличился в объёме на $4,101 \text{ км}^3$.

Работа выполняется при поддержке РФФИ, грант 16-35-00333.

Колебания высоты поверхности Антарктического ледникового покрова по данным космических лазерных измерений

Васильев Л.Н., Котляков В.М., Качалин А.Б., Москалевский М.Ю., Тюфлин А.С.

Институт географии Российской академии наук, Москва

Анализируются последовательные изменения высоты точек поверхности центральной части Антарктического ледникового покрова вдоль треков ICESat в период 2003–2008 гг. Треки представляют собой проекции повторяющихся орбит, с интервалом 91 день. Пространственно-временные колебания высот поверхности $dh(x,t)$ представлены в виде двумерной спектрограммы. Каждая строка соответствует величинам изменений высоты поверхности вдоль вертикального профиля за 91 день. Положение строки пропорционально времени измерений (соответствует номеру кампании). Процесс, представляемый спектрограммой, интерпретируется при помощи корреляционной матрицы. Из неё следует отсутствие значимой корреляции между последовательными изменениями высот при относительной устойчивости процесса. В результате последовательности рассматриваются не в виде отдельных случайных событий, а в виде некоррелированных функций.

Установлено, что колебания поверхности за 6 лет на частоте 3 месяца стохастические и характеризуются Гауссовым распределением с нулевым средним. Подобные свойства процесса могут доказывать, что центральная часть современного Антарктического ледникового покрова находится в состоянии динамического равновесия.

Работа выполнена по подпрограмме «Изучение и исследование Антарктиды» ФЦП «Мировой океан», программе фундаментальных исследований Президиума РАН № 4 и гранту РФФИ № 12-05-00107а. Материалы измерений ICESat были любезно предоставлены National Snow and Ice Data Center, США.

Условия интерстадиала (МИС 3) в краевой зоне Антарктиды

Веркулич С.Р.¹, ПушинаЗ.В.^{1,2}, Демидов Н.Э.³

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург; ²Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана им. И.С. Грамберга, Санкт-Петербург; ³Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино Московской области

Активная денудация во время последнего ледникового максимума (ПЛМ) привела к тому, что на ныне свободных ото льда участках суши в краевой зоне Антарктиды сохранилось очень мало отложений интерстадиала (МИС 3), которые содержат важную информацию о природных условиях, предшествующих оледенению ПЛМ. В последние годы такие отложения были найдены и исследованы нами в трёх удалённых друг от друга районах краевой зоны.

В оазисе Ширмахера в ходе бурения были отобраны керны отложений длиной более 2 м, нижние части которых по результатам датирования накапливались во время МИС 3. По данным диатомового анализа отложений, в период МИС 3 здесь существовали мелководные пресноводные озёра со слабощелочной и нейтральной-слабощелочной водой, местные климатические условия были не холоднее современных.

В оазисе Холмы Ларсеманн было пробурено 6 скважин с отбором кернов отложений длиной до 15 м. Комплексные аналитические исследования позволили выделить несколько этапов формирования отложений. В период МИС 3 осадконакопление шло при положении уровня морских вод минимум на 30 м выше нынешних отметок и при наличии стока талых вод, т.е. условия были не суровее современных. В период ПЛМ район был перекрыт тонким ледниковым языком, оставившим после дегляциации конечную и боковую морены.

Отложения МИС 3 полуострова Файлдс (о. Кинг Джордж) были изучены в 11 разрезах мощностью до 2,5 м на мысах и в склонах долин на высотах 16–34 м над ур. моря. Разрезы сложены песками, супесями и суглинками с морскими комплексами диатомей, раковинами, водорослями, костями морских животных с радиоуглеродным возрастом от 48000 до 19000 л.н. Морские отложения возрастом 50000–27000 л.н. представлены также на конечной морене ледникового купола Беллинсгаузена в виде перемещённых блоков (мощностью до 2 м). В результате комплексных исследований отложений установлено: в период интерстадиала морские воды распространялись на о. Кинг Джордж до современных высотных отметок 40 м, а площадь острова и размеры его оледенения заметно сокращались; условия накопления морских отложений были не холоднее наблюдающихся в районе о. Кинг Джордж в настоящее время; развитие диатомовой флоры происходило в мелководных условиях с нормальной морской солёностью.

Особенности снегонакопления на леднике Восточный Грёнфьорд

Вшивцева Т.В., Чернов Р.А.

Институт географии Российской академии наук, Москва

Термический режим активного слоя ледников складывается под влиянием сочетания внешних и внутренних условий. В годовом цикле все эти факторы работают в совокупности, однако в отдельные сезоны и в разных частях ледника они играют разную роль. Одним из основных внешних факторов служит снегонакопление. Пространственная изменчивость снегонакопления во многом определяет поле температур активного слоя и влияет на термический режим всей толщи ледника. Такая зависимость рассмотрена на примере ледника Восточный Грёнфьорд, архипелаг Шпицберген.

Ледник Восточный Грёнфьорд расположен в пределах Земли Норденшельда, занимает площадь около 7,6 км² в диапазоне высот 40–490 м. В верхней своей части он разделён скальной перемычкой на два потока, которые при слиянии образуют единый язык. Левая ветвь достигает ледораздельной зоны с ледником Фритьофа на высоте около 420 м. В последние 20 лет Восточный Грёнфьорд испытывает значительное сокращение.

Основой работы послужили данные о снегонакоплении на леднике в 2010–2015 гг., полученные Шпицбергенской гляциологической экспедицией ИГ РАН. Они проводились совместно с ААНИИ при поддержке Российского научного центра на Шпицбергене (РНЦШ). Снегомерные съёмки проводили по сети точек (с помощью зонда) и по профилям (с использованием георадара). В разных частях ледника проводилось неглубокое (до 15–20 м) бурение и термозондирование скважин.

Анализ данных снегомерной съёмки показал, что высотный градиент толщины снежного покрова на леднике Восточный Грёнфьорд в 2010–2015 гг. составлял около 45 см/100 м. Левая ветвь ледника получает больше снега, чем правая. Обусловлено это, прежде всего, метелевым переносом с седловины в районе ледораздела. Наибольшая межгодовая изменчивость в толщине снега характерна для левой ветви ледника, средняя – для языка, а наименьшая – для правой ветви в её средней части.

Распределение снега на леднике Восточный Грёнфьорд было сопоставлено с данными термозондирования скважин. Самые низкие температуры в активном слое (и наибольший запас холода к началу сезона таяния) отмечены на языке ледника и в пределах правой ветви ниже границы питания. Низкие температуры на языке и в пределах правой ветви объясняются небольшой толщиной снежного покрова (100–160 см). Для левой ветви ледника характерны более высокие температуры льда, чему способствует большая толщина снега. На высоте около 300–350 м существует пятно повышенного снегонакопления (до 3 м в отдельные годы), и в годы со слабым таянием здесь сохраняются фирновые поля.

Таким образом, особенности распределения снега на леднике Восточный Грёнфьорд во многом определяют тенденции изменения температур в активном слое и, следовательно, влияют на термический режим всей толщи ледника. В пределах правой ветви в условиях малого, но стабильного снегонакопления происходит постоянное выхолаживание ледника. За счёт избыточного снегонакопления левая ветвь ледника, хотя и расположена выше, оказывается теплее, чем правая ветвь. Здесь высокая межгодовая изменчивость толщины снега формирует нестабильные термические условия. В целом, ледник термически неоднороден: правая ветвь представляет собой новое состояние ледника, а левая – пока ещё переходную форму в условиях изменения климата.

Реконструкция баланса массы оледенения Земли Франца-Иосифа
Глазовский А.Ф., Бушуева И.С., Носенко Г.А.
Институт географии Российской академии наук, Москва

Выполнена реконструкция баланса массы ледников Земли Франца-Иосифа за долгий период. Ее ключевая особенность состоит в том, что она основана на гляциологической информации, полученной по результатам глубокого и мелкого кернового бурения куполов архипелага на островах Грэм-Белл и Хейса, и не зависит от имеющихся метеорологических данных и климатических моделей.

Построены ежегодные балансовые кривые зависимости удельной аккумуляции, абляции и баланса от высоты поверхности. Используемая методика позволила определить расчетным методом высоту положения границ питания ледников архипелага за многовековой период.

Выполнены расчеты и построены обобщенные балансовые кривые, которые учитывают повторное замерзание; построены временные ряды ежегодного баланса и его составляющих за период с 1226 по 1997 гг.; выявлены зависимости и построены связи значений расчетного баланса массы с высотой границы питания и границей стока в области питания.

Удельные величины составляющих поверхностного баланса массы пересчитаны по цифровым моделям рельефа ледников на площадь оледенения всего архипелага. Динамика высоты положения границы питания ледников использована как интегральный гляциоклиматический показатель балансового состояния ледников на протяжении 770 лет.

Полученные результаты служат независимым показателем в сравнении с другими климатологическими рядами и реконструкциями, а также отражают естественную составляющую изменений ледников и климата более чем за семь веков.

Установлена необходимость учета величины айсбергового стока для оценки долгопериодных изменений общего баланса массы ледников Земли Франца-Иосифа.

Формирование структуры льда в промежуточном слое и режимы движения ледников

Епифанов В.П.

Институт проблем механики РАН им. А.Ю. Ишлинского, Москва

Применительно к исследованию льда разработан комплексный подход, основанный на физике упругих волн бесконечно малых и конечных амплитуд в диапазоне частот от 10 до 100 МГц. Преимущество – количественное определение деформационных изменений структуры непосредственно в процессе механических испытаний льда при различных видах напряжённого состояния (сжатие, растяжение, изгиб, сдвиг, удар). [Епифанов В.П., ДАН, 1982; 1985; 2004, 2006, 2013]. Исследования, выполненные на леднике Альдегонда (Западный Шпицберген), показали перспективность применения для изучения динамики движения льда в ледниках и физического моделирования взаимодействия с ложем ледника [Епифанов В.П., Саватюгин Л.М., Проблемы Арктики и Антарктики, 2011, 2013; Епифанов В.П., Глазовский А.Ф., Лёд и Снег, 2013].

В рамках теоретических представлений структура льда характеризуется числовым параметром (обратная акустическая сжимаемость как функция плотности, температуры, размера подвижных элементов и их собственной резонансной частоты). Под подвижным элементом понимается характерный масштаб или иерархический уровень структуры. В упругой области это – дислокации, в пластическом состоянии, например, – кристаллы, текстура [Епифанов В.П., Криосфера Земли, 2009, 2010, 2014, 2015; МГИ, 2004; Полярная механика, Новосибирск, 2012, С.-Петербург, 2014; XI Всероссийский съезд по фундаментальным проблемам теоретической и прикладной механики, Казань, 2015]. Установлены закономерности деформационных изменений структуры льда и их связь с акустическими характеристиками. Разработаны методики и их аппаратное оформление [Епифанов В.П., а.с. и патенты*: №/№ 1569730, 1518712, 1539583, 1608600, 137923*, 2142617*, 2552859*].

Продолжено изучение волновых явлений, которые происходят в процессе деформирования природного льда и отражаются в его акустических характеристиках. В условиях максимально приближённых к условиям придонного слоя исследуется влияние структуры льда в промежуточном слое на адгезионную прочность соединения льда с подложкой сложной формы. Рассмотрены типичные случаи: сдвиг льда, примороженного к стенкам матрицы, продавливание льда через сужающийся концентратор напряжений, а также выдавливание через отверстие (экструзия). Обсуждаются механизмы сухого и промежуточного трения.

Получены (метод интенсивной пластической деформации) макро образцы льда мелкокристаллической структуры и исследованы на когезионную и адгезионную прочность в условиях всестороннего сжатия на сдвиг. Процессы контактного разрушения льда, эволюцию его структуры и смену режимов деформирования исследовали с помощью метода акустической эмиссии. Определено влияние структуры, физико-механических и прочностных характеристик, а также условий нагружения на режимы скольжения этого льда по подложке (вязкопластическое и блоковое скольжение).

Выполнено физическое моделирование движения придонного ледникового льда по внутренним плоскостям скольжения при наличии «крупномасштабной» шероховатости. Исследованы акустические характеристики льда на фрикционном контакте. Определены резонансные частоты источника колебаний для известной плотности и размеров подвижных элементов структуры льда и определён размер источника по частоте его излучения. Намечен подход к дистанционной оценке режимов движения ледника по ложу.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ проект 15-05-07767.

Реконструкция динамики ледника Грёнфьорд (Западный Шпицберген) в голоцене

Кокин О.В., Кириллова А.В.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Ледник Грёнфьорд образован двумя ледниками: Западный и Восточный Грёнфьорд, которые занимают две соседние долины, спускающихся в кутовую часть залива Грёнфьорд – южного притока самого крупного фьорда Западного Шпицбергена.

За последние 100 лет фронт ледника отступил местами до 2,5 км, освободив ото льда обширную часть прогляциальной зоны. В результате детальной геоморфологической съёмки этой территории были выявлены следующие формы рельефа: ледниково-экзарационные (флиггберг, ригели, межригельные котловины выпахивания), ледниково-аккумулятивные (насыпной краевой вал, гряды береговой и срединной морены, поля абляционной и основной морены с микрогрядами флютинг-морены), экзарационно-экструзивные (депрессия, занятая сейчас озером), напорные (напорный вал), флювиогляциальные (зандровые конуса и равнины, палеоканалы стока талых ледниковых вод, “пойменные” зандры и флювиогляциальная дельта) и лимногляциальные (камы, озы, камово-западинная равнина).

Геоморфологический анализ форм-индикаторов движения и деградации ледника Грёнфьорд позволил установить особенности динамики его последнего ледникового цикла.

Вытекающая из подпруженного конечной мореной озера река подмывает мощную толщу напорной морены (до 20–25 м), которая сложена морскими осадками, накопившимся на месте современной прогляциальной зоны при относительно более высоком уровне моря по сравнению с современным. Детальное изучение литологии и стратиграфии толщи напорной морены в совокупности с радиоуглеродным датированием раковин морских моллюсков (12 дат) позволило выявить хронологию основных этапов осадконакопления в голоцене в пределах территории современной прогляциальной зоны ледника Грёнфьорд.

В ходе реконструкции были выявлены свидетельства только двух этапов значительного продвижения ледника Грёнфьорд: в начале голоцена (9,5–10 тыс. л.н.) и в малом ледниковом периоде (до начала XX в.), причём максимальным было последнее. Реконструкция движения и деградации ледника Грёнфьорд по рельефу, сформированному им в прогляциальной зоне, позволила выдвинуть предположение о том, что в малом ледниковом периоде он мог быть пульсирующим.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-35-00274 мол_а.

Мониторинг динамики ледников и припая по микросейсмическим наблюдениям на побережье арктических морей

Коростелев В.Г., Ньюбом А.А., Смирнов В.Н.

*Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург*

Инструментальные исследования динамики ледников на архипелагах Шпицберген и Северная Земля направлены на контроль микроподвижек ледника и откола обломков льда в районе фронта ледника. Работы проводились с применением низкочастотных сейсмометров «СМЕ4111» с регистрацией сигналов на станциях «Байкал – 7HR». В результате наблюдений на леднике Норденшельда установлено: движение ледника в период его активного таяния носит прерывистый характер; процесс скольжения и остановок сопровождается генерацией цугов автоколебаний и упругих волн. Связь между динамикой ледника и сейсмической активностью побережья выявлялась при синхронно зарегистрированных колебаниях в широкой полосе частот. Показана спектрально-временная структура цугов волн, генерируемых в результате прерывистого скольжения блока льда вдоль границ со смежными блоками и, возможно, на границе «основание ледника – ложе». Приведены последовательные этапы падения значительной массы льда во фронтальной области ледника. Первый этап характеризуется вертикальным воздействием на поверхность моря падающих обломков льда и, в случае их контакта с дном, возбуждением в донном грунте упругих волн.

Большинство ледников имеют блочную структуру, обусловленную скольжением по наклонному ложу. Основным механизмом, вызывающим подвижки ледника при его движении, служат силы трения вдоль границ ледяных блоков, бортов и ложем. Обнаружена связь цугов изгибно-гравитационных волн в припае с микросейсмками на берегу в частотном диапазоне 1–10 Гц. Время запаздывания цугов волн относительно появления сейсмических упругих волн – несколько минут. Упругие и гравитационные волны прекращаются, когда отколовшийся обломок ледника оказывается на плаву, т.е. когда зарождается айсберг. Трение ложа ледника о коренные породы, отколы шельфовых ледников и обрушивание их в море, «пропахивание» обломком ледника донного грунта – основные источники образования упругих волн в земной коре и свободных гравитационных волн в море. Расстояние до места зарождения айсберга определялось по разнице времен распространения свободных гравитационных волн и микросейсм.

Записи колебаний на побережье моря Лаптевых выявляют два основных момента: колебания от близких и далёких землетрясений и колебания от разлома ледников и падающих обломков в море. В припае моря Лаптевых обнаружены цуги свободных гравитационных волн длительностью в минуты и с периодом колебаний до 50 секунд.

Таким образом, медленное движение ледников к морю не является непрерывным процессом. Контакт льда и коренных пород – это одно из звеньев геофизической автоколебательной системы, генерирующей периодические подвижки ледника. Под воздействием составляющей силы тяжести происходит усиление напряжений на ледовом контакте. По-видимому, времени достаточно, чтобы лёд на контакте достиг предельных напряжений на срез/сдвиг, и произошло смещение ледника к морю. Процесс повторяется, пока действует сила тяжести, а условия контакта удовлетворяют автоколебательной системе. Импульсы упругих волн в леднике следуют через определённый интервал времени, во время сдвига излучаются упругие волны.

Рекомендуется простейший принцип организации локального мониторинга движения ледника на основе регистрации колебаний и наклонов скального грунта с помощью датчиков, установленных в районе фронта ледника. Основные принципы технологии мониторинга совершенствуются с целью выявления прогностических признаков обрушения ледников и образования айсбергов.

Изменение ледников Новой Земли с 1952 по 2015 г.

Лаврентьев И.И.

Институт географии Российской академии наук, Москва

Российская Арктика в последнее время привлекает к себе всё больше внимания как со стороны хозяйственной, так и научно-практической деятельности. Архипелаг Новая Земля не исключение, ведь омывающие его моря – Баренцево и Карское являются областями активной и перспективной разработки углеводородов, а Северный остров Новой Земли несёт на себе крупнейшее оледенение в Северном полушарии после Гренландии общей площадью более $21\,800\text{ км}^2$. Оканчивающиеся в море, так называемые приливные ледники представляют опасность для морского судоходства и планируемых к размещению на шельфе гидротехнических объектов, так как продуцируют айсберги, которые морскими течениями разносит по акваториям окружающих морей. В связи с этим, одной из актуальных задач становится оценка изменения площади оледенения и темпов, с которыми это происходит. Повышающаяся температура океана, уменьшение площади морского льда и увеличение среднегодовой температуры воздуха в Северном полушарии приводят к увеличению темпов деградации ледников, в том числе и на Новой Земле.

Для оценки изменения площади выводных ледников Северного острова Новой Земли были использованы листы топографической карты ГУГК масштаба 1 : 50 000 (по данным аэрофотосъёмки 1952 г.) и космические изображения Landsat в видимом диапазоне за период с 2001 по 2015 г. Дешифрованы фронтальные части 61 ледника, из них 51 относятся к покровной части оледенения, и 10 – к переходной области от покровного оледенения к горному. Оценена многолетняя динамика (за последние 63 года) фронтов выводных ледников восточного (Карского) и западного (Баренцевоморского) побережий Новой Земли, а также относительно небольших ледников, расположенных к югу от основного покрова.

Установлено, что в общей сложности исследованные ледники потеряли за 1952–2015 гг. не менее $812,6 \pm 2,7\text{ км}^2$ льда за счёт убыли в море и таяния по краям вследствие понижения поверхности, из них $507,3 \pm 2,4\text{ км}^2$ в бассейне Баренцева моря и $220,8 \pm 2,9\text{ км}^2$ в бассейне Карского моря. Скорость сокращения площади ледников возросла в 2001–2015 гг. ($20,3\text{ км}^2/\text{год}$) по сравнению с 1952–2001 гг. ($10,8\text{ км}^2/\text{год}$) почти в 2 раза (53%).

Подтверждены также различные темпы сокращения как приливных ледников на разных побережьях, так и ледников, оканчивающихся на суше. В первый период за 49 лет приливные/наземные ледники Карского побережья отступали со скоростью $2,58\text{--}0,13\text{ км}^2/\text{год}$, Баренцевоморские – со скоростью $6,16\text{--}0,6\text{ км}^2/\text{год}$. Во втором периоде за 14 лет сокращение площади составило, соответственно, $6,03\text{--}0,26\text{ км}^2/\text{год}$ и $11,49\text{--}1,1\text{ км}^2/\text{год}$. В то же время ледники на юге Северного острова в указанные периоды сокращались примерно в одинаковом темпе – $1,31\text{--}1,41\text{ км}^2/\text{год}$.

«Рекордсмен» по сокращению площади на Баренцевоморской стороне Северного острова – ледник Вера (за весь период $-36,7 \pm 0,57\text{ км}^2$ при средней скорости $0,59\text{ км}^2/\text{год}$), и лишь ледник Броунова незначительно наступал в течение обоих периодов. На Карской стороне больше остальных сократился ледник Мощный ($-36,5 \pm 0,91\text{ км}^2$ со средней скоростью $0,83\text{ км}^2/\text{год}$). Наиболее стабильным приливным ледником оказался ледник Серп и Молот ($-2,39 \pm 0,34\text{ км}^2$ при средней скорости $0,1\text{ км}^2/\text{год}$). Ещё один ледник, оканчивающийся на суше – Лакруа – показывал небольшой прирост площади на протяжении обоих периодов, темп которого в 2001–2015 гг. вдвое возрос ($0,04\text{ км}^2/\text{год}$).

**Распределение холодного и тёплого льда и воды в ледниках Земли
Норденшельда, Шпицберген, по данным радиозондирования
Лаврентьев И.И., Глазовский А.Ф., Мачерет Ю.Я., Марчук И.О.
*Институт географии Российской академии наук, Москва***

Многие ледники на Шпицбергене относятся к ледникам политермического типа, состоящим из верхнего слоя холодного льда и нижнего слоя тёплого водосодержащего льда. Распределение тёплого льда в таких ледниках важно для изучения их динамики, поскольку даже небольшое содержание воды в придонном тёплом льду оказывает существенное влияние на его вязкость и скорость скольжения по ложу.

Распределение холодного и тёплого льда и воды в 15 ледниках на Земле Норденшельда на западе о. Шпицберген установлено по данным наземных радиолокационных измерений 2010–2013 гг. Согласно данным, 12 ледников – политермические и только три полностью холодные. Их характерная особенность заключается в том, что площадь политермических ледников превышает 2 км^2 , а площадь холодных ледников менее 2 км^2 . Доля тёплого льда в общем объёме политермических ледников изменяется от 0,07 до 66,80%, средняя толщина холодного и тёплого льда – соответственно от 14 до 74 м и от 9 до 91 м. Доля тёплого льда в целом увеличивается с размером ледников и зависит от их ориентации и географического положения: ледники северной и северо-западной ориентации и с большими медианными высотами поверхности более холодные, доля тёплого льда в них уменьшается в восточном направлении, в этом же направлении повышается высота границы питания и уменьшается скорость аккумуляции на ледниках.

Содержание воды в тёплом льду политермических ледников может быть оценено по скорости распространения радиоволн с использованием гиперболических отражений от включений воды в тёплом льду. На 11 исследованных политермических ледниках средняя скорость распространения радиоволн в тёплом льду, оцененная по гиперболическим отражениям, изменяется от 135 до 166 м/мкс, а оцененное по этой скорости абсолютное содержание воды – от 0,5 до 6%. Ещё большее содержание воды (до 23%) отмечено в погребённых трещинах вблизи видимых на лётных снимках поверхностных водотоков. При среднем содержании воды 2–4% в тёплом льду политермических ледников её общие запасы в них составляют $0,086\text{--}0,172 \text{ км}^3$. Такое содержание воды в тёплом льду может способствовать образованию приледниковых наледей, наблюдавшихся у языков политермических ледников Восточный Гренфьорд и Тунге.

Динамика покровных ледников Антарктиды и Гренландии по результатам скважинных, радиолокационных и космических наблюдений

**Марков А.Н.¹, Dahl-Jensen D.², Котляков В.М.³, Голубев В.Н.⁴,
Леонов М.Г.⁵, Лукин В.В.⁶**

¹Polar Research Center, Jilin University, Changchun City, China; ²Center for Ice and Climate, University of Copenhagen, Denmark; ³Институт географии Российской академии наук, Москва; ⁴Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова; ⁵Геологический институт Российской академии наук, Москва; ⁶Российская антарктическая экспедиция, Санкт-Петербург

На основании измерений в глубоких ледовых скважинах, радиолокационных и космогеодезических наблюдений в Антарктиде и Гренландии зарегистрирован ряд особенностей массопереноса льда, не укладывающихся в традиционные, но гипотетические представления о монотонном единообразном изменении в пространстве динамики покровных ледников.

Специалистами России по результатам многолетнего мониторинга координат осей скважин на станции Восток (до 1920 м), профиле Восток – Восток-1 – Пионерская – Мирный (1409 км, до глубины 450 м) и анализа радиолокационных разрезов выявлено следующее: а) Антарктический ледниковый покров имеет слоистое изменение скорости и «веерное» изменение направления течения по глубине; б) фирновый пластичный слой обладает индивидуальными параметрами динамики и практически «стекает» с более монолитного «тела» ледникового покрова (отличие направления течения до 30–80°); в) внутри покрова нижележащие массы льда местами текут быстрее верхних.

Исследователями США и Дании на радиолокационных разрезах в нижней трети ледниковых куполов центральных областей Антарктиды и Гренландии зарегистрированы складчатые структуры, не характерные для покровных ледников (вертикальная амплитуда складок около 400 м, наклон крыльев около 45° и более). Проведённый нами тектонический анализ позволяет констатировать, что генезис этих ледовых структур идентичен диапировым складкам и диапирам при вытеснении нижних пластичных масс льда верхними монолитными, или кулисным складкам смятия нижних слоёв льда при их более быстром потоке по коренному ложу в сравнении с вышележащей толщей. Это позволяет утверждать, что в обширной придонной, наиболее пластичной области может происходить турбулентное течения льда, а модель динамики ледниковых покровов рассмотрена как выдавливание нижележащих масс вышележащими.

Специалистами США по результатам радиолокационной интерферометрии со спутников Канады, США, Европы и Японии (RADARSAT-1,2; Envisat ASAR; ERS-1/2; ALOS PALSAR) определена скорость течения дневной поверхности ледникового покрова Антарктиды, составлена карта 3D структуры потоков льда и выявлено, что доминирующее растекание из центральной области к прибрежной сложным образом складывается из множества локальных потоков. Наш морфологический анализ позволяет сделать вывод, что эти потоки взаимодействуют друг с другом в условиях сильной дифференциации наклона поверхности течения по горному рельефу коренного ложа и аналогичны слиянию ледников с индивидуальными особенностями из различных ледосборных бассейнов.

Таким образом, в Антарктиде и Гренландии зарегистрирован ряд нетривиальных явлений, существенно меняющий сложившуюся модель динамики ледниковых покровов: 1) общая слоистая субгоризонтальная дифференциация потока; 2) радиолокационные разрезы отражают не только «изохронные», но и «изореологические» поверхности; 3) верхний фирновый слой «стекает» с нижней толщи; 4) нижние массы льда в покрове текут быстрее верхних, и выдавливаются ими; 5) наличие структур складчатого турбулентного течения льда в нижней трети разреза; 6) общий растекание ледникового покрова есть совокупность «квазиледниковых» потоков.

Измерения и моделирование температуры фирна на плато Ломоносова (о. Шпицберген)

Марченко С.А.¹, ван Пелт В.¹, Кларемар Б.¹, Пойола В.¹, Петтерссон Р.¹, Раймер К.²

¹*Университет Уппсалы, Швеция; ²Университет Утрехта, Голландия*

В областях аккумуляции ледников таяние и просачивание талых вод через снежно-фирновую толщу сопряжено с увеличением температуры и плотности снега и фирна вследствие выделения скрытой теплоты льдообразования и замерзания воды в порах. Достоверное описание этих процессов гляциологическими моделями необходимо для понимания закономерностей эволюции ледников в условиях изменяющегося климата.

Изменение температуры фирна на вершине (1200 м н. у.м.) плато Ломоносова (о. Шпицберген), измерялось в 2012–2015 гг. с помощью девяти термокос, установленных в скважинах на глубину 10–12 м, находящихся в 3–8,5 м друг от друга. В 2013 и 2014 гг. с помощью автоматической метеостанции также измерялись температура и относительная влажность воздуха, потоки нисходящей и восходящей коротковолновой и длинноволновой радиации, динамика высоты поверхности.

Для моделирования условий в фирне использовалась одномерная модель SOMARS (van Pelt et al., 2012), описывающая баланс массы и энергии на поверхности, процессы кондуктивного теплообмена, гравитационного уплотнения, изменения температуры и плотности фирна при замерзании талых вод в верхних 25 м снежно-фирновой толщи, разбитой на 250 слоёв. Граничные условия (температура и относительная влажность воздуха, облачность, осадки) были получены с помощью региональной климатической модели WRF (Skamarock et al., 2008). Была произведена калибровка настроек модели SOMARS на основании данных метеостанции.

Согласно измерениям, к началу сезона абляции верхние 10 м фирна на плато Ломоносова находятся при отрицательной температуре, ниже этой глубины температура фирна нулевая. В сезон абляции температура фирна возрастает, и, в зависимости от интенсивности таяния, достигает 0 °С к концу июля или началу сентября. Примечательно, что в период просачивания воды сквозь фирн стандартное отклонение температуры, измеренной на одной глубине термисторами на девяти разных термокосах, может достигать 4 °С, что говорит о пространственно неравномерной инфильтрации воды.

Результаты температурного моделирования с помощью модели SOMARS сравниваются с измерениями на термокосах. Наряду с широко распространённым подходом, согласно которому промачивание снежно-фирновой толщи происходит равномерно по горизонтали после исчерпания запаса холода и потенциала капиллярных сил, были опробованы схемы распределения талой воды по профилю, предполагающие горизонтально-неравномерный ток воды. Среднее квадратическое отклонение результатов температурных симуляций, использующих гипотезу «фронта промачивания», от измерений составило $\approx 1,5$ °С и до 5 °С в период просачивания воды. При описании инфильтрации воды сквозь фирн согласно нормальному закону распределения с величиной стандартного отклонения $\sigma=2$ м, величины средних квадратических отклонений уменьшаются до 0,8 и 2–3 °С соответственно.

Использование математической модели земной системы для имитации климата LGM в рамках проекта ISMIP6

Морозова П.А.^{1,2}, Володин Е.М.¹, Рыбак О.О.^{1,3}

¹Институт вычислительной математики РАН, Москва;

²Институт географии Российской академии наук, Москва

³Институт природно-технических систем РАН, Сочи

Организация международных консорциумов стала привычной формой международной кооперации в исследовании климатической системы Земли с помощью математических моделей. Осенью 2014 г. стартовал проект ISMIP6 (The Ice Sheet Model Intercomparison Project for CMIP6). Цель проекта состоит в том, чтобы объединить усилия специалистов в областях математического моделирования процессов в климатической системе и динамики ледниковых щитов для детального исследования вероятного вклада покровных ледников Гренландии и Антарктиды в будущие изменения глобального уровня моря. Ключевая прикладная задача проекта состоит в подключении математических моделей ледниковых щитов (ISM) к моделям общей циркуляции атмосферы и океана (МОЦАиО) и исследование эволюции земной системы в интерактивном режиме. Предполагается, что участники проекта проведут нескольких серий стандартных численных экспериментов. Достаточно широкий круг участников и разнообразие используемых моделей позволит в общих чертах определить степень неопределённости прогнозов изменений глобального уровня моря и чувствительности моделей к некоторым климатическим параметрам. Одна из серий численных экспериментов – условно «историческая», и связана с воспроизведением климатических условий последнего ледникового максимума (LGM), отнесённого к моменту времени 21 тыс. лет назад.

В нашем исследовании климат LGM воспроизводится в модели земной системы, состоящей из МОЦАиО INMCM48 Института вычислительной математики РАН и модели комплекса ледниковых щитов Северного полушария, разработанной в Свободном университете Брюсселя. В качестве контрольного эксперимента используется модельный доиндустриальный («невозмущённый») климат. Пространственное разрешение атмосферного блока INMCM для серии LGM-экспериментов составляет $2^\circ \times 1,5^\circ$. Пространственное разрешение ISM составляет 25 км. Для объединения двух моделей используется специальная процедура, включающая сплайн-интерполяцию. Интерактивный режим достигается в результате обмена данными об изменении конфигурации ледниковых щитов и объёма стока пресной воды. В серии тестовых экспериментов модель земной системы воспроизводит основные характеристики близкие к среднему по ансамблю моделей, участвующих в LGM-эксперименте.

Исследование выполнено в ИВМ РАН при поддержке Российского научного фонда (проект №14-27-00126 «Исследование климата Земли с помощью перспективной модели Земной системы»).

**Изменения атмосферной циркуляции в индоокеанском секторе
Восточной Антарктиды за последние 200 лет по данным изучения**

**химического состава снежно-фирнового покрова
Осипова О.П.¹, Осипов Э.Ю.², Голобокова Л.П.², Ходжер Т.В.²**

¹*Институт географии СО РАН им. В.Б. Сочавы, Иркутск;*

²*Лимнологический институт СО РАН, Иркутск*

Одним из показателей изменчивости атмосферной циркуляции во внутриконтинентальных районах Антарктиды служит интенсивность переноса аэрозолей морского происхождения. Влияние разномасштабных циркуляционных процессов в атмосфере на аккумуляцию морских аэрозолей в индоокеанском секторе Восточной Антарктиды детально исследовано по данным комплексного химического анализа (временное разрешение ~1–12 измерений/год) снежно-фирновых разрезов. Сравнительный анализ химических профилей с данными реанализа NCEP/NCAR и индексами циркуляции Южного полушария позволил выявить пространственные различия в распределении морских компонентов и реконструировать изменения атмосферной циркуляции в регионе за последние 200 лет.

Исследования выполнены при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант №15-55-16001-НЦНИЛ_a).

Многолетние наблюдения за ледниками Новой Земли по спутниковым данным

Платонова Е.В., Бычкова И.А.

*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург*

В последние годы отмечен рост хозяйственной активности в Арктическом регионе, в частности, вблизи шельфа, вызванный началом проведения интенсивных работ по освоению месторождений углеводородного и минерального сырья. Повышенную угрозу для судов, инженерных гидротехнических сооружений представляют опасные ледяные образования, такие как ледяные острова, айсберги, их обломки и т.д. Для обеспечения безопасности работ в шельфовой зоне арктических морей необходимо иметь представление об основных источниках айсбергов в заданных районах, а также о межгодовой и сезонной изменчивости айсбергового стока. Наиболее эффективно задача регулярного мониторинга выводных ледников решается при помощи спутниковых средств дистанционного зондирования.

Для изучения выводных ледников островов Новой Земли были использованы радиолокационные спутниковые данные (Radarsat-1,2, Sentinel 1) и архивные данные видимого диапазона (Landsat 5, 7, 8) с 1983 по 2015 г. Из архивов выбирались снимки за июль–август. В этот период акватория Баренцева и Карского морей практически полностью свободна ото льда, что позволяет более точно дешифровать кромку ледников.

На основе измерительного дешифрирования и анализа спутниковой информации была оценена многолетняя динамика фронтов выводных ледников восточного и западного побережий Новой Земли, выделены периоды колебаний и рассчитаны статистические характеристики (длина, площадь и скорость отступления/нарастания). На восточном побережье максимальная средняя скорость отступления была отмечена у ледника Мощный (69 м/год). За исследуемый период площадь отступления этого ледника составила 27 км². Наиболее стабильными оказались ледники Серп и Молот и ледник Голубой, расположенные в узких фьордах. Их средняя скорость отступления не превысила 5 м/год. Ледник Мощный наиболее продуктивен и по количеству генерируемых айсбергов. Так, на конец лета 2012 г. средняя плотность айсбергов в районе данного ледника ежедневно составляла 20 штук на ячейку площади 4 × 4 км.

Аналогичная оценка ледников выполнена и для западного побережья Новой Земли. Наибольшая площадь отступления зафиксирована у ледников Броунова (13 км²) и Вера (14 км²). Меньше всего изменилось положение кромки у ледников Петерсена (1,9 км²) и Визе (2,3). В среднем за 30 лет ледники на западном побережье ушли вглубь суши на 5 км. В процессе отступления ледников открываются малые острова, бухты, проливы. В ходе исследований по спутниковым данным было обнаружено несколько малых островов сформированных вблизи ледников Розе, Нансена.

Оценка параметров послеледниковой гляциоизостазии в краевой зоне Антарктики

Полещук К.В.^{1,2}, Веркулич С.Р.¹

*¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург; ²Санкт-Петербургский государственный университет*

В краевой зоне Антарктиды одним из наиболее показательных свидетельств гляциоизостатической и тектонической динамики служат кривые изменений относительного уровня моря. Анализ разнообразных опубликованных и собственных палеогеографических данных позволил оценить основные тренды и высотные характеристики послеледниковых изменений относительного уровня моря в двух удалённых друг от друга районах краевой зоны Антарктики: в оазисе Бангера и на о. Кинг Джордж. Сравнение реконструированных кривых с расчётными кривыми учёта гляциоизостатического поднятия, построенными на основе глобальной модели ICE-5G, выявило сходства и различия, вызванные неучтёнными факторами. Среди этих факторов: тектонические движения без вклада гляциоизостазии, неоднородность процесса дегляциации территорий в голоцене и сложность понимания действительного процесса изостазии. Последующий сравнительный анализ данных по всем ключевым регионам краевой зоны Антарктики, с одной стороны, демонстрирует единство трендов в изменении высоты береговой линии, а с другой, позволяет на основе различий в относительной высоте и возрасте ключевых этапов регрессии моря оценить вклад гляциоизостазии в относительные изменения уровня моря в голоцене.

Гляциогеорадарные исследования в районе Российской Антарктической станции Мирный (Восточная Антарктида) в сезон 61-й РАЭ (2015/16 г.)

Попов С.В.¹, Поляков С.П.², Мартьянов В.Л.², Лукин В.В.²

¹Полярная морская геолого-разведочная экспедиция, Санкт-Петербург; ²Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург

В ходе летнего полевого сезона 61-й РАЭ (2015/16 г.) были выполнены комплексные гляциогеорадарные исследования в районе российской станции Мирный. Они выполнялись с целью создания посадочной площадки на станции Мирный и её подготовки к приёму самолётов на лыжном шасси типа ВТ-67 в конце летнего полевого сезона. Работы включали в себя площадную георадарную съёмку масштаба 1 : 10 000, установку вех для последующего мониторинга течения ледника, а также площадную пенетрометрию на территории георадарной съёмки.

Георадарную съёмку вели по сети рядовых, секущих и диагональных маршрутов с межмаршрутным расстоянием 100 м, одновременно на двух частотах: 270 МГц и 900 МГц. Ввиду того, что основной интерес представляет выявление трещин, расположенных субпараллельно оси взлётно-посадочной полосы (ВПП), рядовые маршруты были ориентированы субортогонально ей. В качестве носителя использовался снегоход «Росомаха». Скорость движения в ходе съёмки составляла около 5 км/час. Планово-высотную привязку выполняли по GPS с помощью приёмоиндикатора GARMIN GPSmap 60 с выносной антенной GA 25MCX, которая крепилась к одной из антенн георадара, обеспечивая тем самым синхронность планово-высотной привязки пунктов зондирования. Общий объём выполненных работ составил 40,2 пог. км для каждого георадара. Перед началом и в процессе съёмки выполнялись опытно-методические работы на трещинах с целью уточнения наиболее сложных вопросов интерпретации временных георадарных разрезов.

В ходе полевых работ было установлено, в общей сложности 41 веха для последующего изучения динамики ледника. Предварительные исследования, проведённые в сезон 60 РАЭ, показали, что скорость течения ледника на некоторых участках может составлять до 60 м/год. Было выполнено в общей сложности 174 измерений твёрдости снега методом пенетрометрии до глубины 1 м, что позволило выявить отдельные области голубого льда на исследуемой территории. В перспективе, на них можно организовать посадочные площадки для длительного хранения вертолёта.

По международной классификации ледников район работ можно отнести к зоне промачивания (инфильтрационная зона). Покрытие ВПП весьма неоднородно. В северо-западной и центральной частях оно характеризуется снежным покровом естественной твёрдости и плотностью от 320 до 370 кг/м³. Твёрдость снега при этом составляет от 0,1 до 0,3 МПа. В юго-восточной части ВПП имеются зоны голубого льда с плотностью покрытия до 880 кг/м³ и твёрдостью, превышающей 2 МПа.

В соответствии с полученными результатами, на леднике была размечена территория, на которой трещин значимого размера выявлено не было. На ней, в соответствии с нормативами ФАП69, было выбрано лётное поле и входящая в него ВПП. Имеется несколько трещин, расположенных в самом её конце, ширина которых составляет около 15 см, которые легко устраняются посредством засыпания и утрамбовки. Лётное поле было полностью подготовлено к приёму самолётов 29 января 2016 г., а 10 февраля того же года, впервые, после 20-летнего перерыва, на станцию приземлился среднемагистральный самолёт ВТ-67.

Основные результаты изучения зоны трещин в районе станции Прогресс (Восточная Антарктида) антарктическим летом 2015/16 г.

Пряхин С.С.¹, Попов С.В.², Мартьянов В.Л.¹, Лукин В.В.¹

¹Арктический и антарктический научно-исследовательский институт», Санкт-Петербург; ²Полярная морская геолого-разведочная экспедиция, Санкт-Петербург

В ходе летнего полевого сезона 2015/16 г. (61-я РАЭ) выполнены комплексные гляциогеофизические исследования участка зоны трещин, пересекающей трассу следования санно-гусеничного похода (СГП) «Прогресс – Восток». Работа была нацелена на выявление и локализацию участков, представляющих опасность для людей и транспортной техники. Исследования включали в себя: 1) аэрофотосъёмку, 2) площадную георадарную съёмку масштаба 1 : 10 000, 3) отбор кернов с его стратиграфическим описанием и построением температурного и плотностного разрезов, 4) расстановку вех для измерения скорости и направления течения ледника.

Бурение с отбором керна производилось механическим буром Kovacs (Kovacs Enterprises, USA). Георадарное профилирование выполнялось промышленным георадаром GSSI (Geophysical Survey Systems Inc., USA) с частотой зондирующих импульсов 270, 400 и 900 МГц. Аэрофотосъёмка производилась с борта вертолёта Ка-32 с использованием цифровой зеркальной камеры Canon 650D.

В ходе полевых работ получено в общей сложности 970 аэрофотоснимков, которые позволили сформировать фотоплан размером 25 × 8 км с разрешением 32 см/пиксель. Установлено 9 вех, с целью наблюдения за их перемещением, что позволит создать схему линий тока и скоростей. Общий объём георадарного профилирования составил 315 пог. км. Отобрано и обработано 10 кернов, средней глубиной около 6 м. Перечисленные выше материалы стали основой детального гляциогеофизического анализа строения приповерхностной части ледника исследуемого района.

Стратиграфическое описание отобранных кернов вместе с полученными плотностными разрезами свидетельствует о незначительной неоднородности годовых слоёв приповерхностной части снежно-фирновой толщи ледника. В целом, значения плотности варьируют в пределах от 400 до 600 кг/м³. Согласно полученным результатам, приповерхностная часть ледника района работ сформирована из сухого фирнизированного старого снега. Гляциогеофизические опытно-методические работы подтвердили, что трещины, развитые в районе трассы следования СГП, маркируются не интенсивными дифрагированными волнами, а значимым ослаблением отражённого сигнала. Сопоставление георадарных данных с результатами аэрофотосъёмки позволило выявить и локализовать потенциально опасные участки, а также подтвердить общую безопасность существующей трассы следования СГП.

Включение Гренландского и Антарктического ледниковых щитов в модель земной системы

Рыбак О.О.^{1,2}, Володин Е.М.¹, Невечеря А.П.^{1,3}, Морозова П.А.^{1,4}, Каминская М.М.^{1,5}
¹Институт вычислительной математики РАН, Москва; ²Филиал Института природно-технических систем, Сочи; ³Кубанский государственный университет, Краснодар; ⁴Институт географии Российской академии наук, Москва; ⁵Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

В течение последнего десятилетия всё более заметную роль в исследовании динамики климата методами математического моделирования играют модели земной системы. Одной из наиболее сложных методологических задач в создании подобных моделей является включение в них описания динамических процессов в ледниковых щитах и организация обмена данными между «климатическим» (модель общей циркуляции атмосферы и океана, АО GCM) и «ледниковым» (модели динамики Гренландского и Антарктического ледниковых щитов, GrISM и AISM) блоками. Проблема заключается в том, что характерные пространственно-временные масштабы динамики ледниковых щитов, с одной стороны, и атмосферы и океана, с другой, коренным образом различаются. Для их объединения в рамках единой модели необходимо применить ту или иную процедуру даунскейлинга. В случае с Антарктическим ледниковым щитом, где поверхностное таяние не играет сколько-нибудь значительной роли в поверхностном балансе массы, и им, вообще говоря, можно пренебречь, процедура даунскейлинга полей осадков и температуры может быть сведена к интерполяции последних в узлы стандартной пространственной сетки 20×20 км и к осреднению по времени. В случае Гренландского ледникового щита поверхностное таяние на окраинах служит важнейшим фактором в формировании баланса массы.

Прямая передача результатов моделирования из INMCM в GrISM ведёт к искажению расчётов баланса массы в основном из-за недостаточного пространственного разрешения в атмосферном блоке INMCM ($5^\circ \times 4^\circ$). Для более реалистичной имитации полей приземной температуры воздуха и сумм осадков мы разработали и протестировали относительно простую энергovoлагодобалансовую модель (ЭВБМ-Г), служащая буфером между АО GCM Института вычислительной математики (INMCM), с одной стороны, и GrISM, с другой. В ЭВБМ-Г описывается диффузия тепла и влаги в ограниченном районе, при этом краевые условия передаются из INMCM в ЭВБМ-Г.

Рассчитываемые в модели поверхностный баланс массы и объём стока определяют обратную связь GrISM с INMCM: баланс массы на поверхности, передаваемый в GrISM, служит для расчёта толщины льда, а изменённая топография ассимилируется в атмосферном блоке INMCM; пресноводный сток, а также сток, определяемый базальным таянием и откалываем льда на морских боковых границах, ассимилируется, соответственно, в океаническом блоке. Ключевыми настраиваемыми параметрами модели, определяющими область и интенсивность таяния снега/льда, служит суточная амплитуда приземной температуры воздуха и альбедо поверхности. В серии численных экспериментов был определён диапазон оптимальных значений этих параметров, а также характерное время приспособления ледниковых щитов к модельным доиндустриальным климатическим условиям.

Исследование выполнено в ИВМ РАН при поддержке Российского научного фонда (проект №14-27-00126 «Исследование климата Земли с помощью перспективной модели земной системы»).

Палиноиндикация приледниковых озёр в позднем плейстоцене на Северо-Западе России

Сапелко Т.В.

Институт озераведения Российской академии наук, Санкт-Петербург

Последний ледниковый покров валдайского оледенения начал отступать от зоны краевых образований около 18–20 тыс. лет назад. Таяние ледникового покрова сопровождалось возникновением множества озёр в понижениях рельефа и образованием крупных приледниковых озёрных систем, ограниченных с северо-запада краем ледника, а с юго-востока – моренным поясом краевых образований последнего оледенения (Квасов, 1975). Приледниковые озёра Северо-Запада России в позднем плейстоцене представляли собой большие глубоководные олиготрофные водоёмы с низкими температурами и большой мутностью талых вод. Донные отложения таких водоёмов представлены ленточными глинами, состоящими из чередующихся тонких слоёв тонкозернистого песка и глины. В районах распространения конечных морен формировался молодой сильно расчленённый рельеф с большим количеством малых озёр различной глубины и формы. Донные отложения этих озёр представлены неслоистыми минеральными глинами или алевроитами.

Основные исследования озёрно-ледниковых отложений посвящены изучению их минерального и гранулометрического состава, варвохронологическим исследованиям. Гораздо меньше имеется детальных исследований озёрно-ледниковых осадков с помощью биостратиграфических методов. Это вполне объяснимо низким содержанием биоты в приледниковых водоёмах и высокой вероятностью её переотложения. Однако, как показывают последние детальные исследования озёрно-ледниковых отложений, концентрация и количество переотложенных форм представителей флоры и фауны не одинакова в течение позднеледникового периода. С помощью накопленного палинологического материала по малым озёрам Северо-Запада России мы можем выявить некоторые особенности формирования спорово-пыльцевых спектров в периоды потеплений и похолоданий позднеледникового. Полученные результаты по изученным озерам на территории России представляется возможным сопоставить с имеющимися данными по прилегающим территориям других стран Балтийского региона (Serpa & Poska, 2004; Seiriene et.al., 2006; Stancikaite et al., 2009; Amon et.al., 2012).

Ещё один актуальный вопрос палинологии приледниковых озёр – изучение с помощью спорово-пыльцевого анализа отдельных годовых слоёв ленточных глин. Попытки получить спорово-пыльцевые спектры отдельных слоёв предпринимались давно (Terasmae, 1963; Стеле, 1966 и др.). Однако установить закономерности распределения пыльцы и спор в слоях ленточных глин не удавалось. Интерес к условиям седиментации годовичных слоёв ленточных глин в последние годы вновь растёт (Snowball et. al., 2002; Дарьин и др., 2015).

Мы предприняли попытку установить особенности спорово-пыльцевых спектров приледниковых озёр на основе обобщения накопленных новых авторских и литературных данных. Также проведён анализ и отдельных слоёв ленточных глин, в результате которого выявлены различия спорово-пыльцевых спектров песчаных и глинистых прослоев. Установлены различия и в концентрации пыльцы, и в её составе.

**Толщина холодного льда политермического ледника на Шпицбергене
по данным измерений и численного моделирования
Сосновский А.В., Мачерет Ю.Я., Глазовский А.Ф., Лаврентьев И.И.
Институт географии Российской академии наук, Москва**

На основе математического моделирования дана оценка толщины верхнего слоя холодного льда в области абляции политермического ледника Восточный Гренфьорд на Шпицбергене. Проведено сравнение полученных результатов с данными радиозондирования за 1979–2012 гг. В основе модели лежит предположение, что толщина холодного слоя ледника определяется путём сравнения скорости промерзания влажного льда на нижней границе холодного слоя и средней годовой скорости абляции. Численные эксперименты с вариациями влажности тёплого льда и толщиной снежного покрова позволили сравнить измеренную и вычисленную среднюю толщину холодного льда и оценить её изменения за 33-летний период на фоне региональных изменений климата. По данным радиозондирования этот слой стал тоньше в среднем на 34 м. Численное моделирование показало сходные результаты: среднее утончение холодного слоя на высоте 100–300 м над ур. моря составило 31 и 39 м при толщине снежного покрова 1 и 2 м, что объясняется повышением средней положительной температуры воздуха на 0,6 °C по сравнению с ближайшей метеостанцией в пос. Баренцбург.

Ice retreat over the last 50 years at Düse Bay, North Eastern Antarctic Peninsula

Berlain E., Ruiz S.

Dirección de Programas Antárticos, Universidad de Magallanes, Chile

The surroundings of Düse Bay ($63^{\circ}32' \text{ S}$, $57^{\circ}20' \text{ W}$), , have presented ice free areas over the last decades. Nevertheless, the pattern in which these processes have developed is unknown and subject to different stimuli. These areas have had a historically colder temperature trend as compared to the Bransfield coast at equivalent latitudes, even maintaining sea-ice within the bay throughout the last summers. By analyzing airborne and satellite images it is intended to estimate an approximate land exposure rate considering a temporal range covering the last five decades.

To obtain the rate estimates, differential ice/snow free areas were analyzed (as explained in the figure in the presentation). The comparison intends to contrast; ice/snow covered areas, exposed rocky outcrops as well as glacier terminus surrounding the bay. Airborne images were orthorectified in order to meet a proper comparison with Landsat imagery.

Additionally, the area of View Point, Düse Bay, was visited during Winter-2015. It currently has the higher ongoing outcrop exposure rate. Some of these ice/snow free outcrops belonging to the Trinity Peninsula Series were evaluated and scarce snow accumulation was attested on the reference outcrops.

The landscape evolution is discussed, contrasting the earliest winter expedition observations in the early fifties. An intuitively linear trend of deglaciation at this latitude is debated on this study.

Multi-decadal retreat of Novaya Zemlya outlet glaciers, in response to climatic forcing

Carr J. Rachel

Newcastle University; Heather Bell, Durham University

Arctic ice masses have rapidly lost ice from the mid-1990s, through a combination of negative surface mass balance and accelerated ice discharge from marine-terminating outlet glaciers. In the past decade, substantial mass deficits have been identified on Novaya Zemlya (NVZ), Russian High Arctic, and its outlet glaciers have retreated dramatically, likely due to declining sea ice concentrations. However, little is known about longer-term glacier behaviour on NVZ, and its potential impact on overall mass balance. Here we greatly extend the available record of retreat and assess multi-decadal glacier response to forcing between 1976 and 2014 using remotely sensed data. Following at least 25 years of gradual recession, retreat rates accelerated substantially from circa 2000 and again from 2011 onwards.

The rate and temporal pattern of retreat were strongly dependant on terminus type: marine-terminating outlets receded an order of magnitude faster than land- or lagoon-terminating glaciers and land-based termini showed limited change in retreat rate over time. Furthermore, retreat was markedly higher on the Barents Sea coast than the Kara Sea. Comparison with forcing data shows that accelerated retreat from 2011 onwards coincided with exceptionally low sea ice concentration and duration between 2011 and 2013. This suggests that sea ice is an important controlling factor, which agrees with shorter-term studies on NVZ. Although air temperature information is more limited on NVZ, data from both meteorological stations and reanalysis highlight 2011 and 2012 as two of the warmest years during the period 1950 to 2014. The limited response of land-terminating outlets suggests that air temperatures do not cause retreat directly, via melting or enhanced basal lubrication, but may have an indirect influence through melting of sea ice or hydro fracture.

The Greenland ice cores tell tales on the past climate and the evolution of the Greenland Ice Sheet

Dahl-Jensen D.

Centre for Ice and Climate, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen, Denmark

The vision of the Centre of Excellence for Ice and Climate is to contribute to an improved understanding of the present and past warm interglacial periods by studying ice cores, and developing models to explain observations and predict the ice sheet response to climate change. We have drilled several deep ice cores through the Greenland ice sheet with the ice core drills developed by our group.

Knowledge on the long-term response of the Greenland ice sheet to climate warming during past interglacials is essential for estimating the potential of future rise in sea level. During the last million years, the Greenland Ice Sheet (GRIS) has waxed and waned in response to glacial and interglacial periods. The deep ice cores through the Greenland ice sheet contain ice from the time ice covered the site. Ice from the last interglacial period (the Eemian, LIG) 130 to 115 kyears before present is present in most of the deep ice cores and can be used to determine both temperature and extent of the ice sheet during this warm interglacial period.

Going to the bed, basal material enclosed in the ice cores contain DNA remnants that can be used to determine the ecosystems present before ice covered Greenland. The reaction of the Greenland ice sheet to climate changes and the sea level change from mass loss from the Greenland ice sheet is discussed based on the ice core findings.

Precipitation and surface mass balance in East Antarctica

Gorodetskaya I.¹, Maahn M.², Gallée H.³, Lenaerts J.⁴, Kneifel S.², Souverijns N.¹,

Gossart A.¹, Mangold A.⁵, Crewell S.², van den Broeke M.⁴, Van Lipzig N.¹

¹*Katholieke Universiteit Leuven, Earth and Environmental Sciences, Heverlee, Belgium;*

²*University of Cologne, Institute for Geophysics and Meteorology, Cologne, Germany;*

³*Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble, France;*

⁴*Institute for Marine and Atmospheric Research Utrecht, Utrecht University, The Netherlands;*

⁵*Royal Meteorological Institute of Belgium, Uccle, Belgium*

Mass loss from the ice sheets is becoming a dominant contributor to sea level rise in this century. At the same time, the Antarctic ice sheet mass balance has been characterized by large interannual variability, most of which is determined by the surface mass balance (SMB) variability. Antarctic ice sheet SMB results from snowfall, which is redistributed by the wind and modified by surface sublimation/deposition, the sublimation of drifting/blowing snow particles and melt (in the coastal areas). Snowfall in turn depends on the moisture transport from the lower latitudes and on the local cloud properties.

Since 2009–2010, several ground-based remote sensing instruments measuring cloud and precipitation properties (a ceilometer, an infrared pyrometer, and a precipitation radar) have been installed at the Princess Elisabeth (PE) station, Dronning Maud Land, East Antarctica. In addition, an automatic weather station (AWS) has provided hourly measurements of meteorology, radiative fluxes and snow accumulation. This suite of instruments, installed within project HYDRANT funded by the Belgian Science Policy, gives a unique opportunity to investigate complex mechanisms controlling the Antarctic ice sheet SMB. PE is located in a region recently experiencing dramatic changes: extreme snowfall and SMB anomalies that occurred in Dronning Maud Land in 2009 and 2011 have been unprecedented in the last 60 years, and only few other similarly large SMB anomalies occurred since the mid-eighteenth century. The year 2012 provides an example of typical processes with moderate accumulation amount of 52 mm water equivalent (w.e.), resulting from the total yearly snowfall of 110 mm w.e., from which 23% was removed by sublimation, and about 30% was eroded by the wind. The difference between total yearly SMB during other years (227 mm w.e. in 2009, 230 mm w.e. in 2011, and only 23 mm w.e. in 2010) was mostly determined by the occasional intense snowfall events.

The most extreme of these events (up to 30 mm w.e. per day) were associated with atmospheric rivers – narrow bands of strong moisture transport stretching from subtropical latitudes to the East Antarctic coast. Climate models simulating Antarctic SMB require adequate representation especially of the intense precipitation processes and PE data have been also applied for evaluating two regional climate models – MAR and RACMO-ANT. Evaluation is based on two approaches: observations-to-model (comparing snowfall rates) and model-to-observations (using the Passive and Active Microwave radiative TRAnsfer model (PAMTRA) for comparing the observed and synthesized radar reflectivities).

Climate changes after the Little Ice Age reconstructed from shallow ice cores at Greenland Ice Sheet

Matoba S.¹, Kadota M.^{1,2}, Iizuka Y.¹, Aoki T.³

¹*Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Japan;*

²*Graduate School of Environmental Science, Hokkaido University, Japan;*

³*Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency*

The Greenland Ice Sheet (GrIS) has been losing mass at an accelerating rate since the 1990s. Remote-sensing and numerical-modeling studies indicate that the current loss of mass of the GrIS is because of an increase in surface melt and ice discharge from marine-terminating outlet glaciers. To investigate the processes of the mass loss of the northwestern GrIS, several glaciological and meteorological observations have been conducted under since 2011. The Snow Impurity and Glacial Microbe effects on abrupt warming in the Arctic project (SIGMA), which focuses on the surface melting of the GrIS and the snow/albedo feedback effect caused by snow grain growth and light-absorbing snow/ ice impurities, has conducted meteorological and glaciological observations on the northwestern GrIS (Aoki et al, 2014; Yamaguchi et al., 2014).

During spring 2014, we drilled an ice core on the northwestern GrIS, recovering a core of total length 225 m. We conducted stratigraphic observations, measurements of the density of the ice core, near-infrared photography of the ice core, preparation of liquid samples for chemical analyses. Ion species and water stable isotopes in the liquid samples were determined by an ion chromatography (Thermo Scientific, ISC-2100) and isotope analyzer (Picarro L2310i). The chemical analyses were done at 0-112 m depth. Sodium ion and dD showed clear seasonal variations. We could count annual layers using the seasonal variations of sodium and dD, and estimated that 112-m ice core covered the period 1660–2013. Annual accumulation rates were determined from distance of negative peak of dD profile. The annual accumulation rate did not change before and after termination of the Little Ice Age around 1850s.

We also drilled an ice core on the southeastern GrIS in 2015, recovering a core of total length 90m, and are analyzing on several items.

References

Aoki T. *et al.* Bull. Glaciol. Res. 2014. V. 32. P. 2–30, doi:10.5331/bgr.32.3

Yamaguchi S. *et al.* Bull. Glaciol. Res. 2014. V. 32.P. 95–105, doi: 10.5331/bgr.32.95

Climate dependent contrast in surface mass balance in East Antarctica over the past 216 kyr

Parrenin F.^{1,2}, Fujita S.^{3,4}, Abe-Ouchi A.^{5,6}, Kawamura K.^{3,4}, Masson-Delmotte V.⁷, Motoyama H.^{3,4}, Saito F.⁵, Severi M.⁸, Stenni B.⁹, Uemura R.¹⁰, Wolff E.¹¹

¹CNRS, LGGE, Grenoble, France; ²University Grenoble Alpes, LGGE, Grenoble, France; ³National Institute of Polar Research, Tokyo, Japan; ⁴Department of Polar Science, The Graduate University for Advanced Studies (SOKENDAI), Tokyo, Japan; ⁵Japan Agency for Marine–Earth Science and Technology, Yokohama, Japan; ⁶Atmosphere and Ocean Research Institute (AORI), University of Tokyo, Chiba, Japan; ⁷Laboratoire des Sciences du Climat et de l'Environnement, Institut Pierre Simon Laplace, Gif-sur-Yvette, France; ⁸Department of Chemistry, University of Florence, Italy; ⁹Department of Environmental Sciences, Informatics and Statistics, Ca' Foscari University Venice, Italy; ¹⁰Department Chemistry, Biology and Marine Science, Faculty of Science, University of the Ryukyus, Okinawa, Japan; ¹¹Department of Earth Sciences, University of Cambridge, UK

Documenting past changes in the East Antarctic surface mass balance is important to improve ice core chronologies and to constrain the ice sheet contribution to global mean sea level change. Here we reconstruct the past changes in the ratio of surface mass balance (SMB ratio) between the EPICA Dome C (EDC) and Dome Fuji (DF) East Antarctica ice core sites, based on a precise volcanic synchronisation of the two ice cores and on corrections for the vertical thinning of layers. During the past 216,000 years, this SMB ratio, denoted SMB_{EDC}/SMB_{DF} , varied between 0.7 and 1.1, being small during cold periods and large during warm periods. Our results therefore reveal larger amplitudes of changes in SMB at EDC compared to DF, consistent with previous results showing larger amplitudes of changes in water stable isotopes and estimated surface temperature at EDC compared to DF. Within the last glacial inception (Marine Isotope Stages, MIS-5c and MIS-5d), the SMB ratio deviates by up to 0.2 from what is expected based on differences in water stable isotope records. Moreover, the SMB ratio is constant throughout the late parts of the current and last interglacial periods, despite contrasting isotopic trends. These SMB ratio changes not reflected in the isotope profiles are one of the possible causes of the observed differences between the ice core chronologies at DF and EDC. Such changes in SMB ratio may have been caused by (i) climatic processes related to changes in air mass trajectories and local climate, (ii) glaciological processes associated with relative elevation changes, or (iii) a combination of climatic and glaciological processes, such as the interaction between changes in accumulation and in the position of the domes. Our inferred SMB ratio history has important implications for ice sheet modeling, for which SMB is a boundary condition, or atmospheric modeling, for which our inferred SMB ratio could serve as a test.

Chinese Ice-Core Drilling Projects in East Antarctica towards new findings on paleoclimate reconstruction and ice sheet dynamics

**Talalay P.¹, Li Y.², Sun Y.¹, Zhao Y.³, Cao P.¹, Markov A.¹, Shi G.², An C.², Xu H.¹,
Zheng Z.¹, Wang R.¹, Zhang N.¹, Fan X.¹, Yang Y.¹, Liu Y.¹**

¹*Polar Research Center, Jilin University, Changchun, China;*

²*Polar Research Institute of China, Shanghai;*

³*Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing*

The Kunlun Station (80°25'01" S, 77°06'58" E, 4092 m a.s.l.), China's third Station in Antarctica, was officially set up at Dome A in January 2009. The station is located where the thickest ice (~3090 m) occurs on the gently sloping summit region of Dome A. There is no consensus about the age of the near-bottom ice at Kunlun Station. First estimation of a depth-temperature distribution with a steady-state ice-dynamics model indicates that the near-bottom ice might be >1.1 Ma old. However, recent modelling found that the Kunlun site would provide a record of the past only 0.6–0.7 Ma. The real situation could be revealed by deep ice-core drilling, and China started deep drilling project DK-1 at Dome A in season 2011/12, when the pilot hole was drilled and a 100 m deep fiberglass casing was installed. In the next season 2012/13, the deep ice-core drilling system was set down, and all the auxiliary equipment was connected and commissioned. After filling the hole with drilling fluid (*n*-butyl acetate), wet ice-core drilling was started. During seasons 2014/15 and 2015/16 drilling was continued to a depth of 654 m. Drilling to the bedrock is planned to be completed during a further three-four seasons.

Another ice-core drilling project is aimed to study folded structures near the Antarctic ice sheet base and recover geological materials in the region of Gamburtsev Subglacial Mountains (GSM), located in the central East Antarctica. GSM have highly dissected Alpine topography reaching maximum elevations of 3000 m and a median elevation of about 1400 m and are completely covered by over 600 m of ice, firn and snow. It is proposed to use cable-suspended drilling technology. All drilling equipment (winch, control desk, drilling fluid station, etc.) is installed inside a movable sledge-mounted warm-keeping and wind-protecting drilling shelter. Movable workshop has basically the same design as drilling shelter and serves for keeping two generators, logging service, workshop for repairing and maintaining of drilling equipment, core processing. Drilling shelter and workshop will be transported to the chosen site with crawler tractors together with habitable unit and three sledges with drilling fluid, fuel and auxiliary drilling equipment. All equipment would be ready to start drilling in 2–3 days upon arrival to the site. According to approved schedule, the first field tests are planned to carry out just outside Zhongshan Station near Antarctic coast in season 2016/17. Next season 2017/18 all drilling and auxiliary equipment is planned to be transported to the chosen drilling site in the GSM region, and drilling to the bedrock would be finished during two seasons.

Recharge and preservation of Scandinavian Ice Sheet melt water in the Baltic Artesian Basin

Vaikmae R.

Institute of Geology at Tallinn University of Technology

Changes in the climatic conditions during the Late Pleistocene and Holocene greatly impacted the hydrology and geochemical evolution of groundwater in northern marginal part of Baltic Basin (BAB). Increased hydraulic gradients from melting of a few km-thick Pleistocene ice sheet reorganized regional-scale groundwater flow in sedimentary aquifers of the northern Baltic coast.

Here we present an overview of the status and origin of groundwater in the shallowly buried marginal part of the Cambrian-Vendian (Edicaran) confined aquifer of the Baltic Basin, which is characterised by fresh and isotopically depleted $\delta^{18}\text{O}$ composition of water, whereas the deeply settled parts of the aquifer are characterized by typical Na-Ca-Cl basinal brines.

The C-V system of the BAB has been extensively studied using isotopic and geochemical tools (^3H , ^{14}C , $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, ^{39}Ar , ^4He , ^{40}Ar , ^{36}Ar , atmospheric noble gases (Ne, Ar, Kr, Xe) for recharge temperature, amount and composition of extracted gases (Vaikmae et al., 2001, 2008; Karro et al., 2004; Marandi, 2007; Raidla et al., 2009) and it has been revealed that the groundwater in the Cambrian Vendian aquifer system is a mixture of three end members: undersaturated glacial melt water of Weichelian Ice Age, Na-Ca-Cl composition basin brine and modern meteoric water. In a temporal scale the mixing has occurred in two stages. First, the intrusion and mixing of depleted glacial waters with basinal brines occurred during the Pleistocene glacial periods when the subglacial melt-water with high hydraulic gradient penetrated into the aquifer. The second stage of mixing takes place today by intrusion of meteoric waters through deep valley systems that incise the protecting aquitard in northern Estonia.

Бурение и изотопные исследования льда

Вода и буровая жидкость в скважине после вскрытия озера Восток

Алехина И.А., Екайкин А.А., Липенков В.Я.

*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург*

Установлены особенности химического состава образцов озёрной воды, замёрзшей в скважине после первого вскрытия озера Восток; проведено сравнение результатов химического анализа образцов замёрзшей воды с рассчитанными ранее теоретическими значениями для воды озера.

Измеренные концентрации основных ионов достаточно хорошо совпали с теоретическими значениями (Christner et al., 2006), рассчитанными по данным о химическом составе озёрного льда (de Angelis et al., 2004). Достаточно хорошее совпадение наших данных с расчётными значениями было отмечено для ионов калия, магния и сульфатов. Для ионов натрия и хлоридов расчётные значения превысили измеренные в 1,5–3 раза, а для ионов кальция – более чем в 4 раза. Вместе с тем, общее содержание органических компонентов в замёрзшей озёрной воде составило 16 мг/л, что, безусловно, отражает значительное загрязнение изученных образцов буровой жидкостью.

Проведённый анализ состава замёрзшей воды показал, что помимо соединений, входящих в состав буровой жидкости, в центральных частях керна повторного бурения появляются фенольные соединения, которые ранее в буровой жидкости не фиксировались. Разработанная нами методика и специальные исследования позволили определить следовые количества фенольных соединений в исходном керосине, на основании чего был сделан вывод о возможности концентрации этих соединений в центральной части скважины в процессе замерзания в ней озёрной воды.

В докладе также обсуждаются результаты химических исследований образцов озерной воды, замёрзшей в скважине после второго вскрытия озера Восток.

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда (проект №14-27-00030).

Некоторые результаты вскрытия подледникового озера Восток
Васильев Н.И.¹, Липенков В.Я.², Подоляк А.В.¹, Дмитриев А.Н.¹, Лукин В.В.²,
Туркеев А.В.,² Большунов А.В.¹

¹*Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург;*

²*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург*

Бурение глубокой скважины 5Г было начато в 1990 году в период работы 35 Советской антарктической экспедиции (САЭ) и завершилось успешным вскрытием озера Восток 05 февраля 2012. Важнейшей задачей первого вскрытия подледникового озера было обеспечение экологической безопасности работ. Это могло быть обеспечено только в том случае, если давление жидкости в скважине было бы меньше, чем давление воды в озере. Исходя из предположения, что давление воды у поверхности озера равно гидростатическому давлению льда, на забое скважины было создано давление заливочной жидкости примерно на 0,2 МПа меньше, чем в озере. В момент вскрытия вода устремилась в скважину, но в итоге поднялась значительно выше рассчитанного уровня. Вода поднялась примерно до глубины 3200 м, а затем опустилась до глубины 3424 м. Одной из причин этого было то, что при быстром подъеме бурового снаряда (снаряд поднимался из скважины с максимально возможной скоростью) под ним образовалась зона разряжения, где давление было ниже давления над снарядом примерно на 0,2 МПа. После подъема бурового снаряда на поверхность в скважине установилось равновесное состояние, которое соответствовало расчетному значению давления воды озера. Вода в скважину поднялась значительно выше запланированной высоты, кроме того из скважины исчезло около 6000 литров заливочной жидкости.

После замерзания поднявшейся в скважину воды в сезоне 58 РАЭ (декабрь 2012 - январь 2013) было начато повторное бурение скважины 5Г, которое завершилось 25 января 2015 года повторным вскрытием озера Восток. Вскрытие проводилось при той же, что и в первый раз разнице давлений. В процессе подъема бурового снаряда постоянно контролировался уровень жидкости в скважине, и регулировалась скорость подъема бурового снаряда. Эти меры позволили обеспечить дополнительный подъем воды не более нескольких метров.

После подъема бурового снаряда уровень воды в скважине установился на высоте 72 м от поверхности озера при расчетном значении 70 м.

Согласно расчетам через три дня верхние десять метров столба воды должны были замерзнуть, поэтому 29.01.2016 г. было начато повторное бурение. При проходке 12 м вода снова стала поступать в скважину. При подъеме бурового снаряда в скважину было залито около 200 л заливочной жидкости, и дополнительный подъем воды был ограничен 20 м.

Особенности технологии бурения глубокой скважины 5Г на станции Восток

Васильев Н.И.¹, Подоляк А.В.¹, Дмитриев А.Н.¹, Туркеев А.В.², Большунов А.В.¹

¹*Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург;*

²*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург*

При бурении скважин во льду, как в Антарктиде, так и в Гренландии, российскими и иностранными специалистами, начиная с глубины 2500 м, отмечается постепенное снижение рейсовой проходки, а с глубины 3000 м проблемы в поддержании стабильного процесса бурения становятся столь значительными, что бурение может быть просто прекращено. Это явление даже получило название – «проблема бурения тёплого льда», так как предполагалось, что главной причиной этого служит увеличивающаяся с глубиной температура льда.

Анализ результатов бурения скважины 5Г показал, что основная причина возникающих в процессе бурения проблем связана с изменением кристаллической структуры ледника. Все участки скважины, где отмечались проблемы в бурении, соответствуют интервалам керна, сложенного относительно крупнокристаллическим льдом. Установлена чёткая корреляция между величиной проходки за рейс и размерами кристаллов. Температура льда представляет собой второстепенный фактор, усугубляющий проблемы при бурении.

На глубинах, начиная с 2500 м, размеры кристаллов льда постепенно увеличиваются, превышая ширину забоя. При резании крупных монокристаллов льда шлам становится мелкодисперсным. Крупность частиц шлама уменьшается, что приводит к быстрому увеличению гидравлических сопротивлений в фильтре шламособорника и, как следствие, к снижению плотности шлама в фильтре. С глубины 3000 м средние размеры кристаллов превышают 20 мм, ниже глубины 3500 м отдельные кристаллы имеют размеры более 1000 мм. На глубинах свыше 3000 м температура льда близка к точке фазового перехода, в результате чего мелкодисперсные частицы шлама, обладающие большой свободной поверхностью, слипаются из-за появления воды на их поверхности. Появлению плёнки воды способствует то, что частицы шлама в потоке промывочной жидкости трутся друг о друга, что приводит к образованию шламовых пробок и прекращению углубки.

Справиться с этими осложнениями удалось благодаря внесению значительных изменений в конструкцию циркуляционной системы бурового снаряда и коронки, а также снижению концентрации шлама в потоке заливочной жидкости за счёт увеличения втрое расхода заливочной жидкости. Принятые меры позволили стабилизировать процесс бурения и успешно провести вскрытие озера Восток 5 февраля 2012 г. После замерзания поднявшейся в скважину воды в сезоне 58 РАЭ (декабрь 2012 – январь 2013 гг.) было начато повторное бурение скважины 5Г, которое завершилось в январе 2015 г. повторным вскрытием озера Восток.

Газосодержание воды в озере Восток по данным

Термометрии глубокой скважины

Липенков В.Я.¹, Туркеев А.Т.¹, Саламатин А.Н.², Екайкин А.А.^{1,3}, Васильев Н.И.⁴

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург; ²Казанский (Приволжский) федеральный университет; ³Санкт-Петербургский государственный университет; ⁴Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург

Газовый состав воды озера Восток в основном определяется бюджетом атмосферных газов – кислорода и азота, которые поступают в озеро с талой водой преимущественно в северной части подледникового водоёма. Поскольку газосодержание конжеляционного (озёрного) льда, нарастающего на нижнюю поверхность ледника в южной части озера, на два–три порядка ниже газосодержания тающего ледникового льда, атмосферный воздух постепенно накапливается в озере. Теоретические расчёты показывают, что после 30 циклов водообмена концентрация растворённых газов в озере Восток должна достигнуть своего предельного уровня (3,2–3,5 г л⁻¹ по воздуху и 0,7–1,0 г л⁻¹ по кислороду), соответствующего их равновесию со смешанным гидратом воздуха [Lipenkov, Istomin, 2001; McKay et al., 2003]. Отмечалось, что высокое парциальное давление кислорода может оказывать серьёзное сдерживающее влияние на развитие жизни в подледниковом водоёме и потребует специальной адаптации обитающих здесь микроорганизмов [Bulat et al., 2003].

В настоящей работе предпринята попытка оценить истинное содержание газов в озёрной воде под станцией Восток по данным термометрии нижних участков двух буровых скважин (5Г-2 и 5Г-3), достигших поверхности озера. В основу расчётов положена зависимость температуры плавления льда при высоких давлениях от концентрации растворённых в воде газов [Lipenkov, Istomin, 2001]. Температура льда на контакте лёд–вода (вертикальная глубина 3758,6±3 м, давление 33,78±0,05 МПа) оценивалась по результатам анализа семи термограмм, одна из которых была измерена до глубины 3753 м. Полученной оценке температуры плавления льда (–2,66±0,10 °С) отвечает наиболее вероятное значение концентрации воздуха в озёрной воде равное 1,35 г л⁻¹, что соответствует концентрации растворённого кислорода 0,32 г л⁻¹.

Установленное значение газосодержания воды почти в 12 раз превышает концентрацию воздуха в тающем ледниковом льду, но в 2,5 раза меньше предельной растворимости воздуха в воде в равновесии с гидратной фазой. Относительно низкое содержание газов в верхнем слое озера независимо подтверждается результатами анализа экспериментальных данных о газосодержании керна озёрного льда.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 14-27-00030.

Изменчивость уровня арктической морей в постледниковье

Макаров А.С., Большианов Д.Ю.

Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург; Санкт-Петербургский государственный университет

Современные представления о ходе уровня Мирового океана в постледниковье показывает, что в начале голоцена он был значительно ниже современного, оценки разнятся от – 50 до – 120 м (Lambeck et al., 2001), после чего рос, достигнув современных отметок около 5000 лет, а затем стабилизировался. За последние 15–20 лет получено много данных об истории развития берегов, позволяющих уточнить эти представления. Появилась возможность выделить три палеособытия повышенного (до 5–7 м выше современного) положения уровня моря в голоцене на этапах 6–7, 3–4 и 1,2–1,5 тыс. л.н.

Изменчивость уровня моря в Российской Арктике в голоцене разнонаправленна. Так, побережье островов западных морей Российской Арктики характеризуются падением уровня моря с отметок более +100 м в начале голоцена до современных отметок 5000 л.н. (Forman et al., 2004). При этом выделяются этапы стабилизации уровня и/или замедления скорости его падения, которые зачастую соответствуют этапам повышения уровня в восточном секторе Российской и зарубежной Арктики. По данным изучения донных отложений морей реконструируется ход уровня, близкий к глобальному (Stein et al., 2004). Одновременно данные с побережья (Manley et al., 2001) и дельт крупных рек (Большианов и др., 2013) говорят о том, что уровень моря мог и превышать современные отметки на указанных трёх этапах. Восточные моря Российской Арктики имеют более единообразную картину изменчивости уровня моря в голоцене. Изучение морских донных отложений показывает близкий к глобальному ход уровня моря (Bauch et al., 2001). Изучение же континентальных свидетельств положения уровня моря позволяет говорить как минимум о трёх палеособытиях повышенного стояния уровня моря в голоцене (Макаров, 2009) на этих этапах, что соответствует периодам падения или стабилизации уровня для островов западного сектора Российской Арктики. Эти результаты в той или иной степени подтверждаются таковыми для побережья зарубежной Арктики (Long et al., 2003).

Литература

- Большианов Д.Ю., Макаров А.С., Шнайдер В., Штоф Г. Происхождение и развитие дельты р. Лены. СПб.: ААНИИ, 2013. 268 с.
- Long A.J., Roberts D.H., Rasch M. New observation on the relative sea level and deglacial history of Greenland from Innaarsuit, Disko Bugt // Quaternary Research. 2003. № 60. P. 162–171.
- Макаров А.С. Колебания уровня моря Лаптевых как фактор формирования дельты р. Лена в голоцене. Автореф. на соиск. уч. степ. канд. геогр. наук. Санкт-Петербург, 2009.
- Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J., Petryashov V.V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. 2001. № 31. P. 125–139.
- Forman S.L., Lubinski D.J., Siegert M.J., Matishov G.G., Ingolfsson O., Zeeberg J.J., Snyder J.A. A review of postglacial emergence on Svalbard, Franz Josef Land and Novaya Zemlya, northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. № 23. P. 1391–1434.
- Lambeck K., Chappell Jh. Sea Level Change Through the Last Glacial Cycle // Science. 2001. № 292/ P. 679–686.
- Manley W.F., Lokrantz H., Gataullin V., Ingolfsson O., Forman S.L. Late Quaternary stratigraphy, radiocarbon chronology, and glacial history at Cape Shpindler, southern Kara Sea, Arctic Russia // Global and Planetary Change. 2001. № 31. P. 239–254.
- Stein R., Dittmers K., Fahl K., Kraus M., Matthiessen J., Niessen F., Pirrung M., Polyakova Ye., Schoster F., Steinke T., Futterer D.K. Arctic (palaeo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // Quaternary Science Reviews. 2004. № 23/ P. 1485–1511.

Исследование нестационарного процесса уплотнения снежно-фирновой толщи на полярных ледниках

Чихачев К.Б.¹, Липенков В.Я.¹, Саламатин А.Н.²

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург; ²Казанский (Приволжский) федеральный университет

Для исследования процесса уплотнения снежно-фирновых отложений на поверхности полярных ледников при изменяющихся климатических условиях льдообразования разработана численная схема решения нестационарной задачи уплотнения, которая является результатом объединения физической модели уплотнения снежно-фирновой толщи [Salamatin et al., 2009] и модели теплопереноса в теле ледника [Salamatin et al., 2000].

Проведённые численные эксперименты позволили получить данные о характере и величине отклика профиля плотности на различных глубинах на изменение основных условий льдообразования (температуры, аккумуляции и плотности снега на поверхности ледника). Для ряда пунктов Гренландии и Антарктиды, для которых имеются измеренные профили плотности фирна с явно выраженными климатически обусловленными аномалиями, выполнена интерпретация наблюдающихся расхождений между экспериментальными и рассчитанными для современных (стационарных) условий профилями плотности с целью реконструкции изменений условий льдообразования, вызвавших указанные аномалии. Полученные выводы сопоставляются с результатами реконструкции условий льдообразования по данным ледяных кернов.

Ряды газосодержания льда, недавно полученные с высоким временным разрешением по гренландским ледяным кернам (в пунктах бурения GRIP и NGRIP), позволили обнаружить короткопериодические (тысячелетние) вариации этой характеристики ледяной породы, связанные с климатическими циклами Дансгарда–Эшгера [Eicher et al., 2015]. Установлено, что в тёплые фазы циклов газосодержание ледникового льда уменьшается на 3–5%. Мы использовали нашу модель для проверки гипотезы о том, что эти вариации объясняются быстрым увеличением скорости аккумуляции льда в периоды кратковременных потеплений климата Гренландии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФ, грант 14-27-00030.

Extending the Vostok isotopic record back to 800,000 years BP?

Ekaykin A.A.^{1,2}, Lipenkov V.Ya.¹, Kozachek A.V.¹, Vladimirova D.O.^{1,2,3}, Raynaud D.⁴

¹Arctic and Antarctic Research Institute, St. Petersburg, Russia; ²St. Petersburg State University, Russia; ³University of Copenhagen, Denmark; ⁴Laboratoire de Glaciologie et Géophysique de l'Environnement, Grenoble, France

The Vostok climate record, covering the past 420,000 years, was the longest ice-core climate series before the 800,000-year EPICA-DC record was obtained. The age of 420,000 years was reached in the Vostok core at a depth of 3310 m. Below 3539 m, the core consists of accreted Lake Vostok ice that does not contain climatic information. The interval 3310–3539 m is composed of atmospheric ice deposits that should be older than 420,000 years. Recent investigations carried out as part of the VOICE (Vostok Oldest Ice Challenge) initiative suggest that the deepest layers of this ice may be older than 1 Ma, although this assertion is yet to be confirmed.

In this study we present new high-resolution (10 cm) isotopic records obtained from two replicate 5G-1 and 5G-3 cores, which cover the deepest section of the meteoric ice at Vostok. Using the extrapolated glaciological timescale, as well as the data on the ice crystal size, we attempt to match the extended Vostok isotopic record to the well dated 800,000-year EPICA record. We note that the amplitude of the isotope content variations in the deep Vostok ice is considerably attenuated, reflecting the cumulative effect of ice mixing and diffusive smoothing. We attempt to reconstruct the undisturbed Vostok time series using a back-diffusion model.

Finally, we discuss the possibility to obtain the undisturbed oldest isotopic record from an ice core that would be drilled at Ridge B ice divide upstream from Vostok Station.

This work was supported by Russian Science Foundation, grant 14-27-00030.

Air content in ice – 45 years of investigation

Raynaud D.¹, Lipenkov V.², Parrenin F.¹

¹LGGE – CNRS / UGA, Grenoble, France; ²CERL/AARI, Saint Petersburg, Russia

Since the first apparatus devised for air content measurements in sea ice (Shumsky, 1955; Arnold-Aliabev, 1930), the science of air content in ice (denoted V or TAC) experienced major progresses. The air content in ice has been used as proxy for a number of glaciological and climatic properties. The basic equation behind any interpretation of V in terms of proxy is the ideal gas law. So, because of its dependence on atmospheric pressure (and also temperature) at the surface of the ice formation site, V acts as a paleo-barometer and hence a paleo-altimeter. Because of its dependence on the porosity of the ice at the time of the air bubble close-off, V measurements also provide information about the space volume of the air bubbles at close-off (including its temperature dependence) – a key parameter when investigating the firnification processes. It appeared more recently that V long records contain an orbital scale variability, which has remained unexplained by barometrical or thermal changes and it has been proposed that V contains also a significant signature of the local summer insolation at the site of ice formation. If true, it would be a new step toward an “absolute” dating of ice because the timing of the orbital changes driving the insolation can be precisely calculated.

There are new research topics arising, like the recent discovery of rapid changes of V associated with Dansgaard/Oeschger events in the polar ice cores, and there is an urgent need to develop parameterization of the relationship linking V with different critical properties involved, including: temperature, pressure, insolation and wind. We attempt this difficult task and will report on the current results of our ongoing investigation.

CH₄ content in the RECAP ice core, Greenland. Preliminary results

Vladimirova D.^{1,2}, Vallelonga P.¹, Vinther B.¹, Blunier T.¹

¹*Centre for Ice and Climate, Niels Bohr Institute, University of Copenhagen, Denmark;*

²*Earth Sciences Institute, St. Petersburg State University*

Methane is amongst the most important greenhouse gases both under natural conditions and during the Anthropocene. With a residence time in atmosphere of only ~10 years methane is a good indicator of climate variations and anthropogenic emission changes.

The Renland ice cap contains in contrast to the Greenland ice sheet no brittle ice zone. The recently drilled Renland core (RECAP) thus has the potential to provide a high resolution methane record for the entire Holocene, last glacial and Eemian measured with the on-line continuous flow analysis (CFA) method. The RECAP ice core is 584 m long covering mostly the Holocene period. It was drilled in summer 2015 and was measured in October 2015 – January 2016 in Copenhagen.

Here we present preliminary results of methane concentration measurements of the RECAP ice core using the laser spectroscopy technology and continuous flow extracting system. Of particular interest is the methane signal during the numerous melt layers in the core. In the NEEM Eemian ice, melt layers are likely the reason for high methane excursions. We will see if such an effect is also seen in RECAP and hope to be able to put them into a perspective of the climate changes Renland has seen after the termination of the ice age. We will also investigate the consistency of abrupt climate change events over the glacial period (Dansgaard-Oeschger events) fingerprint with other Greenland ice cores.

Подземные льды и наледи

Девятый вал: неожиданный аспект в поисках солнечно-земных связей с климатическими процессами

Глазырин Г.Е.¹, Казаков Н.А.²

¹*Национальный университет Узбекистана, Ташкент;* ²*Сахалинский филиал Дальневосточного геологического института ДВО РАН, Южно-Сахалинск, Россия*

Большинство явлений на Земле связано с влиянием Солнца, носящим циклический характер. Это суточный и годовой циклы активности магнитного поля Солнца, проявляющиеся в изменении количества и положения пятен на его видимом диске (количественно описывается числами Вольфа, в рядах которых наблюдается явная цикличность со средним периодом 10,5–11 лет: циклы Швабе–Вольфа).

Неоднократно делались попытки связать солнечные циклы с периодичностью некоторых явлений на Земле (колебания атмосферного давления с периодом 18–25 суток и др.). Наибольший вклад в это направление внёс А.Л. Чижевский, связавший периодичность максимумов в некоторых явлениях (вспышки чумы, урожайность пшеницы, размножение лесных вредителей и т.п.) с циклами солнечной активности.

Однако в некоторых природных процессах отмечается цикличность расстояний между максимумами, которую никак нельзя связать с солнечной активностью. Так, моряки издревле считали, что девятая волна обычно выше других. Причина – в статистической структуре распределения максимумов в рядах случайных чисел.

Г.С. Розенберг показал, что расстояния между максимумами в таких рядах в среднем равны трём единицам (лет, дней, порядковых номеров). В максимумах следующего порядка (в рядах выделенных первых максимумов) это расстояние возрастает до 9, следующего порядка – до 27, и далее – по закону 3^n . Заметим, что цикл 9 близок к 11-летнему циклу солнечной активности, а цикл 27 соответствует его 27-дневному циклу и близок к лунному циклу. Возможно, некоторые периодические явления на Земле, приписываемые влиянию Солнца и Луны, на самом деле с ними не связаны.

Мы проверили наличие этой закономерности в рядах случайных чисел, имеющих различное распределение: равномерное, Гауссово нормальное, исключительно асимметричное распределение Парето, двумодальное гиперболическое. Моделировались ряды случайных чисел длиной до 5000. Оказалось, что закономерность распределения расстояний между максимумами не зависит от вида распределения исходных величин и сохраняет последовательность 3 – 9 – 27 – 81 – ...: т.е. это малоизвестный статистический феномен в рядах случайных чисел. Его наличие может служить источником ошибок при поисках солнечно- и лунно-земных связей при отсутствии их физического объяснения.

Зачастую исследователи имеют дело со сглаженными рядами, поэтому важно выяснить, как проявляется описанная выше закономерность в таких рядах. Оказалось, что сглаживание приводит к увеличению среднего расстояния между максимумами.

Ещё один фактор – наличие в рядах трендов или долгопериодических циклических составляющих. Расчёты показали, что они также ведут к увеличению расстояний между максимумами. Это важно, так как чаще всего анализируются ряды, в которых такие составляющие присутствуют. Именно это может приводить к увеличению расстояний второго порядка до 11 и выше, сближая их с циклами солнечной активности.

Итак, по нашему мнению, следует с осторожностью относиться к объяснению циклов в распределении максимумов в рядах различных природных явлений влиянием космических факторов: необходимо тщательно исследовать условия, при которых указанный эффект проявляется. Как пример реальности указанного эффекта мы приводим расчёты для рядов некоторых климатических элементов по станции Ташкент (почти 150 лет регулярных метеорологических наблюдений).

Приледниковые наледи острова Вега, Антарктический полуостров

Ермолин Е.Д., Маринсек С., Секо Х.

Институт Антарктики Аргентины, Буэнос Айрес

До настоящего времени на Антарктическом полуострове не проводились планомерные исследования наледных процессов. Формирование наледей здесь явление достаточно редкое, что можно объяснить практически отсутствием постоянной гидрографической сети вне ледников и низкими круглогодичными температурами. Сравнительно благоприятные условия для формирования наледей можно наблюдать на заандровых равнинах вблизи политермальных ледников, которые не заканчиваются в море. Один из таких ледников Баия Дель Дьябло (БДД) находится на о. Вега; начиная с 1999 г. он служит постоянным объектом для мониторинга динамики и баланса массы.

Здесь проведены детальные геокриологические, геоморфологические и гидрологические исследования. В результате анализа космических снимков и полевых обследований установлено весьма широкое распространение наледных образований на архипелаге Джеймс Росс и в южной части Антарктического полуострова. Наиболее характерны здесь приледниковые наледи, образующиеся за счёт стока внутриледниковых или подледниковых вод в зимний период.

Наледь, являющаяся объектом детальных исследований, расположена у подножья фронтальной морены ледника БДД. Её формирование началось с зимы 2009 г. когда климатические условия для наледообразования были наиболее благоприятны: холодная зима и обильные осадки, превышающие среднегодовую норму в два раза. С этого года наледь постоянно перелетовывает. Она питается в основном за счёт разгрузки подледниковых вод по замкнутому талику, а также за счёт снега, пропитанного водой. Размер наледного поля в период максимального развития в октябре–ноябре составлял от 120 000 до 70 000 м² при объёме 10⁶–10⁷ м³. Размеры наледи за период наблюдений в 2009–2015 гг. к концу летнего периода достигал 80 000 м² в самый благоприятный 2009 г. и не превышал 24 000 м² в 2015 г. при средней мощности 2,5–3,0 м. Период абляции характеризуется высокими средними температурами воздуха. Интенсивность таяния определяется суммой положительных среднесуточных температур. За рассматриваемый период средняя величина составляет 3,8–4,0 мм воды на 1° положительной температуры воздуха.

Формирование приледниковых наледей, вероятно, связано с потеплением климата в этой части Антарктического полуострова. Оно способствовало развитию талых зон у ложа и как следствие увеличению потоков внутриледниковых и подледниковых вод. Наледи этого типа служат надёжным индикатором температурного состояния ледников и подстилающих пород.

Многолетняя мерзлота северо-востока Антарктического полуострова и текущие ледниково-климатические изменения

Ермолин Е.Д.¹, Сильва А.², Маринсек С.¹, Секо Х.¹

¹*Институт Антарктики Аргентины, Буэнос Айрес;*

²*Национальный институт водных ресурсов, Буэнос Айрес, Аргентина*

В докладе представлены результаты исследований многолетней мерзлоты на северо-востоке Антарктического полуострова под влиянием последних ледниково-климатических изменений. Формирование и эволюция многолетней мерзлоты как составной части криосферы, её взаимосвязи с вариациями климата и ледников были исследованы на о. Вега и на полуострове Табарин. Эти регионы – немногие свободные ото льда на Антарктическом полуострове, где встречаются мёрзлые четвертичные отложения в зоне сплошной вечной мерзлоты. Начиная с раннего голоцена, условия окружающей среды в этом регионе были благоприятны для формирования мёрзлых пород. В последние 40 лет в результате потепления появились значительные участки суши, свободные ото льда.

Данные GPS, аэрофотосъёмка и интерпретация космических снимков демонстрируют значительное отступление ледников в этот период. На участках, освободившихся ото льда, наблюдаются три типа перигляциальной среды: а) боковые и фронтальные морены с залежами погребённых льдов, б) незамёрзшие переувлажнённые участки донной морены политермальных ледников, в) участки промёрзшего ложа холодных ледников. Для каждого перигляциального типа были проанализированы условия развития многолетней мерзлоты и концептуальные модели геокриологических, гидрологических и геоморфологических изменений для последнего оледенения.

Конечные морены с погребёнными льдами на о. Вега и п-ове Табарин характеризуются снижением поверхности до 5 м в течение последних четырёх лет. Таяние погребённого льда сопровождается промерзанием–оттаиванием, гравитационными процессами, формированием террас в нижней части склонов моренных отложений и термокарстовых депрессий.

В зоне незамёрзшей донной морены политермических ледников наблюдаются наиболее активные рельефообразующие процессы: эрозия, солифлюкция, формирование флювиогляциальных отложений, развивается многолетняя мерзлота. Учитывая теплофизические свойства грунта и индекс промерзания между -1800 и -2100 °С, нарастание многолетней мерзлоты можно оценить в 0,5–0,8 м в год. Здесь типичны криогенные процессы с обильными грунтовыми водами: формирование наледей, бугров пучения, структурных грунтов и криотурбация.

Геоморфологические и геотермальные исследования в холодной перигляциальной зоне вызывают формирование слоя сезонного промерзания–оттаивания со скоростью 0,2–0,3 м/год. Кроме того, эта перигляциальная среда характеризуется активной ветровой эрозией и криогенным разрушением пород. Наблюдаемые процессы термокарста и термоэрозии указывают на участки с высоким содержанием подземных льдов.

Подземные льды – архив данных глобальных изменений природной среды

**Задорожная Н.А.¹, Стрелецкая И.Д.¹, Васильев А.А.², Облогов Г.Е.², Лейбман М.О.²,
Кизяков А.И.¹, Шмелев Д.Г.³, Федин В.А.¹**

¹*Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова;*

²*Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень;*

³*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пущино*

На побережьях и шельфах Арктики в позднем неоплейстоцене и голоцене в условиях трансгрессий и регрессий морских бассейнов происходят изменения характера осадконакопления, формирование различных типов подземных льдов (полигонально-жильных и пластовых), криогенное преобразование вмещающих их отложений. Крупные включения пластового и полигонально-жильного льда в обрывах берегов северных морей доступны для исследования и несут важную палеогеографическую информацию. Значения стабильных изотопов кислорода и водорода во льду отражает особенности накопления и промерзания осадков в субэвральных или субаквальных условиях.

Вариации изотопного и химического состава подземных льдов в четвертичных отложениях – основа реконструкции седиментации и изменений климата в прошлом на больших пространствах. Промерзание насыщенных органикой отложений морских мелководий и осушек создавало благоприятные условия для концентрации и консервации метана бактериального происхождения в отложениях и льдах. В сингенетических полигонально-жильных льдах значения стабильных изотопов – палеоиндикатор зимних температур, а химический состав льда может отражать положение береговой линии моря в прошлом. Особенности минерального состава отложений, формировавшихся в условиях интенсивного криогенеза, позволяют восстановить мерзлотные условия на момент осадконакопления и промерзания.

Сходство условий льдообразования от Европейского севера до Аляски – это основа для использования изотопных данных, как корреляционных меток, а также для оценки роли региональных условий в изменении среды в конце четвертичного периода (неоплейстоцене-голоцене). Значения стабильных изотопов кислорода и водорода во льду разновозрастных сингенетических полигонально-жильных льдов позволяет делать вывод, что за последние 60 000 лет направление зимнего атмосферного переноса в Евразийской Арктике не изменялось. Значения изотопного состава метана, присутствующего в воздушных пузырьках в пластовых льдах, показали, что метан имеет бактериальное происхождение. Исключается ледниковое происхождение пластовых льдов.

Исследования частично поддержаны грантом РФФИ 16-05-00612.

Создание базы данных наледей бассейна р. Яны в целях картирования наледеопасных районов

Иванова Л.Д., Павлова Н.А.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск

Изученность водных ресурсов на территории Восточной Якутии до сих пор остаётся крайне слабой и неравномерной. Это связано с малой доступностью горных районов, сложностью и высокой стоимостью бурения глубоких скважин в мёрзлых породах. Одним из способов изучения подземного стока является исследование наледей, которые служат хорошим диагностическим признаком повышенной водообильности пород. Наледи – это динамичные образования, для них характерны ежегодные изменения формы, объёма, площади и мощности наледного льда. Именно эта динамичность определяет сложность изучения наледей, особенно в труднодоступных районах, к которым относится и бассейн р. Яны.

Наиболее известные тематические карты, где отражены гидрогеологические условия и показаны крупные наледи или группы наледей – это Карта мерзлотно-гидрогеологического районирования Восточной Сибири масштаба 1 : 2 500 000 и Геокриологическая карта СССР того же масштаба. В Институте мерзлотоведения СО РАН составлена «Карта надмерзлотных вод Республики Саха (Якутии)», на которой имеется врезка «Схема районов распространения наледей и таликов». В настоящее время в Институте мерзлотоведения проводятся работы по составлению базы данных наледей Восточной Якутии, которая станет основой для создания цифровой модели распространения наледей этого крупного региона в масштабе 1 : 1 500 000. Информационной основой для базы данных служат перечисленные выше карты, топографические карты масштаба 1 : 200 000 и 1 : 300 000, сведения о крупных наледях, собранные А.С. Симаковым и З.Г. Шильниковской по состоянию на 1957 г., а также современные космические снимки, имеющиеся в свободном доступе (ресурсы Интернет GoogleEarth и catalog.sovzond.ru).

Интерпретация космических снимков и топографических карт, анализ климатических, ландшафтных, мерзлотно-гидрогеологических и гидрологических условий позволила на примере бассейна верхнего течения р. Яны с использованием ГИС-технологий выделить районы распространения наледей и концентрацию их по высотным отметкам. Наибольшее количество крупных наледей формируются в руслах и долинах рек северного склона Верхоянского хребта в интервалах 1250–750 и 600–500 м. Выделены наиболее опасные районы формирования наледей, представляющие угрозу затопления населённых пунктов, сельхозугодий и пр. На основе выполненного анализа в дальнейшем планируется провести унификацию конкретных наледей данного бассейна не только по их размерам, но и по типу наледеобразующих вод, времени формирования и развития, структуре гидрографической сети и по степени опасности.

Для изучения многолетней динамики наледеобразовательного процесса и выявления его роли в формировании паводкового стока необходима постановка специальных режимных наблюдений, которые не должны заканчиваться одним годом. Особенно важно знать особенности таяния наледей. Комплексный анализ режимных наблюдений с данными о расходах р. Яны в весенне-летний период и количеством атмосферных осадков позволит достоверно прогнозировать высокие паводки на р. Яне как вследствие таяния наледного льда, формирующегося ежегодно в зимний период, так и в результате таяния летующих или погребённых наледей и снежников.

Особенности криогенеза перигляциальной зоны Западной Сибири во время последнего оледенения

Ларин С.И.¹, Алексеева В.А.², Лаухин С.А.³, Ларина¹Н.С., Максимов Ф.Е.⁴

¹Тюменский государственный университет; ²Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова; ³Московский государственный строительный университет; ⁴Санкт-Петербургский государственный университет

Несмотря на небольшие размеры последнего покровного оледенения (сартан, МИС 2) на шельфе Западной Сибири, выявленные В.И. Астаховым, А.А. Величко, J.I. Svendsen и другими исследователями, к югу от покровного ледника была широко распространена зона сплошной многолетней мерзлоты. Лишь в полосе около 50° – 47° с.ш. предполагается её прерывистый и, возможно, островной характер.

На большей части территории Западно-Сибирской равнины обычно выделяют один уровень криогенных структур сартанского времени [1], представленный единичными псевдоморфозами по ледяным и ледово-грунтовым жилам, криогенными текстурами отложений, следами солифлюкции, реликтовым полигонально-блочным рельефом. В районе оз. Аксор в верхнем течении Иртыша фиксируется до семи уровней криогенеза [2].

Наши исследования выявили в юго-западной части равнины как единичные псевдоморфозы по ледяным и ледово-грунтовым жилам (Галишово, 55°11' с.ш., 64°59' в.д.), так и фрагменты полигональных сетей (Винзили (56°55' с.ш., 65°49' в.д.); Упорово (56°16' с.ш., 66°17' в.д.); Каменка 2 (56°40' с.ш., 66°49' в.д.). В разрезах, изученных в юго-западной части равнины, обнаружены от двух (Коточи́ги, 56°49' с.ш., 70°56' в.д.), Упорово, Каменка 2, Быструха (56° 26' с.ш., 70°39' в.д.) до трёх (Липовка, 57°49' с.ш., 67°23' в.д.) уровней предположительно сартанского криогенеза. В разрезе Коточи́ги по гумусу погребенной почвы (нижний уровень криогенеза), нарушенной наложенной солифлюкцией, получена ¹⁴C дата 25090±1270 лет (СПБГУ-7265). В разрезе Липовка, сартанской фазе похолодания (выше ¹⁴C даты 21400±290 (ЛУ-7259) л.н., соответствуют три горизонта с небольшими псевдоморфозами.

Криогенный генезис псевдоморфоз подтверждается данными палинологии, геохимии, гранулометрии, морфоскопии песчаных зёрен, минералогического анализа и расчёта коэффициента криогенной контрастности. Влияние криогенного фактора особенно интенсивно проявляется в нижних (ККК до 1,99) и верхних (ККК до 1,35) частях жил и, вероятно, отражает неоднородные климатические условия их формирования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ, грант 14-05-00956.

Литература

1. Аубекеров Б.Ж. Континентальные четвертичные отложения Казахстана. Автореф. докт. диссертции. Алма-Ата: Наука, 1992. 35 с.
2. Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Реконструкция изменений природной среды и климата позднего плейстоцена на юге Западной Сибири по отложениям котловины озера Аксор // Археология, этнография и антропология Евразии. 2003. № 4 (16). С. 2–16.

Исследование динамики наледообразования в Центральной Якутии

Семерня А.А.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск

На территории Центральной Якутии имеется несколько групп круглогодично действующих крупнодебитных наледообразующих источников надмерзлотно-межмерзлотных вод, формирующих наледи толщиной до 3–5 м. Подземные воды выходят на дневную поверхность на правобережье р. Лены, у подножья четвёртой надпойменной террасы в виде нисходящих и восходящих родников. Величина естественных ресурсов межмерзлотных водоносных горизонтов, развитых в мелко и среднезернистых песках террасы, оценена по родниковому стоку и достигает 50 тыс. м³/сут. Минерализация изливающихся на поверхность вод варьирует от 0,2 до 0,5 г/л. Межмерзлотные воды питаются за счёт инфильтрации атмосферных осадков через субаэральные и подозёрные талики, получившие широкое распространение на данной территории.

Для оценки возможных изменений величины естественных ресурсов и особенностей наледообразования в условиях современного климата на участках двух круглогодично действующих родников (источники Ерюю и Улахан-Тарын) выполнены наблюдения за динамикой их наледного питания. Работы заключались в фиксации объёмов наледей, формируемых этими родниками на протяжении четырёх лет, и наблюдениях за осенним расходом источников. Выбор объектов был не случайным. Подобные работы на этих участках уже проводились в 1970-х годах. Имеющаяся информация позволила получить расширенное представление о возможных изменениях естественных ресурсов межмерзлотного водоносного горизонта за многолетний период.

В долине ручья Улахан-Тарын разгрузка подземных вод происходит в четырёх группах выходов. Ежедекадные наблюдения позволили выявить особенности динамики наледообразования на разных участках. Так, за весь период наблюдений в цирке «А» скорость нарастания мощности льда на протяжении всего зимнего периода была относительно стабильной и составляла 0,84–1,15 м/мес. В цирке «В» наиболее интенсивное наращивание её мощности (1,7–1,9 м/мес) происходит в декабре–январе, после чего скорость наледообразования снижается до 0,1–1,5 м/мес, а на отдельных участках процесс прекращается совсем. В середине апреля начинается процесс стаивания наледи. Скорость его составляет 0,05–0,17 м/мес. В начале мая темп разрушения наледи увеличивается до 1–2 м/мес. В зонах разгрузки подземных вод таяние наледи продолжалось до конца июня – начала июля.

Четырёхлетний цикл наблюдений показал, что в долине ручья Ерюю наиболее интенсивное наледообразование происходит вдоль его основного русла, максимальные мощности наледи ежегодно отмечаются в верховье и нижней части распадка. Установлено, что на протяжении почти полувекового периода величина наледного питания этого ручья изменялась в соответствии с объёмами атмосферных осадков от 893 до 1154 м³/сут.

При анализе многолетних наблюдений (1966–2012 гг.) за величиной атмосферных осадков Центральной Якутии было отмечено, что на метеостанциях, расположенных вблизи участка исследований (г. Якутск, г. Покровск, пос. Майя, пос. Чурапча), статистически значимых трендов по снижению или увеличению количества выпадающих атмосферных осадков не зафиксировано. Анализ количества атмосферных осадков в совокупности с данными зимних и летних расходов источников говорит о их прямой взаимосвязи и стабильности естественных ресурсов межмерзлотного водоносного горизонта на протяжении более 50 лет.

Каменно-ледовые образования северо-запада Внутренней Азии

Чистяков К.В., Ганюшкин Д.А., Волков И.В.

Санкт-Петербургский государственный университет

Внутренняя Азия уникальна с точки зрения климата. Огромное удаление от океана и большие высоты создают благоприятные условия для формирования и сохранения различных форм горного оледенения. Одной из таких форм, ранее почти не затронутой исследованиями, служат различные каменно-ледовые образования: каменные глетчеры, погребённые ледники и снежники, предосыпные валы и террасы, а также погребённый лед гляциального происхождения, слагающий морены малого ледникового периода.

В докладе рассматриваются каменно-ледовые образования, характерные для северо-запада Внутренней Азии, закономерности их распространения и современная динамика. Изучался северный склон горного массива Табын-Богдо-Ола, расположенного на стыке государственных границ России, Монголии и Китая, а также западная часть хр. Чихачёва, замыкающего с востока Чуйскую котловину.

Приведённая в докладе информация получена при анализе данных, собранных в ходе полевых исследований в июле 2015 г. Она включает выявление каменно-ледовых образований в ходе маршрутных наблюдений (методом Портера-Девяткина, путём измерений корки ожелезнения и прочности породы с применением молотка Шмидта, а также при работе с каталогом каменно-ледовых образований, составленным по результатам дешифрирования космических снимков).

Температурный режим бурения скважин в криогенных разрезах

Чистяков В.К., Ковальчук В.С

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», Санкт-Петербург

Совершенствование существующих и разработка новых способов и технологий бурения скважин различного назначения в сложных природных и геологотехнических условиях связано с возрастающим проявлением разнообразных тепломассообменных процессов, изучение и регулирование которых становится одним из актуальных направлений исследований.

Эффективное бурение разведочных и эксплуатационных скважин в районах распространения многолетнемёрзлых пород, поверхностных и подземных льдов требует детального изучения закономерностей тепломассопереноса в системе скважина – массив горных пород с отрицательной и положительной температурами. Прежде всего, это необходимо для предупреждения технологических и экологических осложнений, связанных с характером изменения естественной температуры и агрегатного состояния пород в околоствольном пространстве скважины [1, 2].

Разработанная для целей нормализации температурного режима бурения скважин в этих условиях математическая модель нестационарного тепломассопереноса [1], позволяет перейти для конкретных условий бурения к исследованиям более простых моделей и найти замкнутое приближенное решение в аналитическом виде или реализовать его численными методами [3].

В настоящее время в Горном университете разрабатывается методика определения температуры, свойств и агрегатного состояния пород и бурового раствора при сооружении и исследованиях скважин в разрезах с криогенными породами в верхней их части и породами с положительными температурами в нижней. Представлены результаты расчётов температурного режима бурения разведочной скважины на газовые гидраты на одном из участков Мессояхского газоконденсатного месторождения.

Литература

1. Кудряшов Б.Б., Чистяков В.К., Литвиненко В.С. Бурение скважин в условиях изменения агрегатного состояния горных пород. Л.: Недра, 1991. 295 с.
2. Чистяков В.К. Геотехнологические опасности при поисках, разведке и эксплуатации месторождений природных газовых гидратов // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. Национальная Академия Наук, Украина, Киев, № 32, 2008. С. 103–112.
3. Чистяков В.К., Леонова Д.В., Вишневский Н.А. Обоснование состава и свойств промывочной жидкости для разведочного бурения на газовые гидраты // Разведка и охрана недр. 2012. № 1. С. 60–63.

Оледенение Сибири и проблема пластовых залежей подземного льда

Шейнкман В.С.

***Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень; Тюменский государственный
нефтегазовый университет; Тюменский государственный университет***

Большая часть Сибири находится в области холодного континентального климата, и создание ясной картины развития природных льдов на этой территории – актуальная, горячо обсуждаемая научная проблема. Как часть данной проблемы предметом острых споров выступает вопрос о генезисе пластовых залежей подземного льда, большая часть находок которых отмечается на Севере Западной Сибири. Главные дебаты касаются вопроса о правомерности или неправомерности отнесении этих залежей к погребённым льдам древних ледников.

В результате многолетнего исследования ледников и подземных льдов на всём протяжении Сибири автором собран большой фактический материал, и по его итогам освещаются вопросы взаимоотношения форм подземного и наземного оледенения в регионе, анализируется возможность существования погребённых ледников в области многолетней мерзлоты и оценивается длительность их пребывания в таком состоянии. Главный вопрос, который разделяет исследователей в данном случае, касается верификации модели первично нивально-гляциального образования пластовых залежей подземного льда, или оставления за ними только варианта их внутригрунтового формирования. Чтобы разобраться в этом споре, автор анализировал рассматриваемую проблему с позиций взаимодействия мерзлотных и гляциальных процессов.

В принципе, возможность захоронения ледниковых тел может обсуждаться лишь после доказательства существования здесь в прошлом самих ледников и реальности их погребения вследствие формирования надолго льдом слоя горных пород, способных предотвратить его таяние. Суть проблемы таким образом заключается в подходе к развитию ледников, формирующихся в обстановке холодного континентального климата Сибири, и в значительной мере связана с традиционным использованием стереотипов, сформировавшихся во взглядах на оледенение с позиций альпийской научной школы. Разработки этой школы служат базисом для всех гляциологических исследований, но накопленный в Сибири материал вносит существенные коррективы.

В итоге проведённой работы автором сделан вывод, что в масштабе геологического времени существование погребённых ледников в Сибири нереально. Спорные пластовые залежи подземного льда на севере Западной Сибири, иногда относимые к остаткам древних ледников, таковыми не являются, и их происхождение связано с формированием льдов внутригрунтового генезиса.

О земном холоде и развитии представлений о нём

Шейнкман В.С., Мельников В.П.

*Тюменский научный центр СО РАН, Институт криосферы Земли СО РАН, Тюмень;
Тюменский государственный нефтегазовый университет; Тюменский
государственный университет*

При вскрытии особенностей процессов, определяемых холодом, чаще говорят о его прикладных аспектах. Назрела необходимость и в корректировке общенаучных подходов к этому природному явлению: о холодных явлениях Земли накоплен большой материал, и оперирование им с прежних позиций часто не позволяет выходить на новые концептуальные уровни и разрешать накопившиеся терминологические и иные противоречия. Само понятие “холод”, широко используемое в науках о Земле, всё ещё не имеет дефиниции, что приводит к неопределённости в плане и концептуальных, и методологических вопросов, в том числе порождая терминологические разночтения.

Исследователям, чтобы быть понятыми, часто приходится пояснять (поскольку иначе может быть неясно, о чём идет речь), в рамках какого концептуального поля и с использованием какого терминологического ресурса они оперируют данными. Нередко и то, что исследование холодных явлений замыкается внутри одной области знаний, теряя информацию, которую можно получить на стыке наук – привлекая потенциал каждой из них для получения более цельного образа исследуемых явлений.

По сути, категория “холод” остаётся понятием антропосенсорным – в силу того, как человек по своим ощущениям воспринимает охлаждение. Но в науке нужны строгие дефиниции, и так как данное понятие широко используется, а под ним подразумевают разные состояния среды, оно должно быть наполнено физическим содержанием, с приданием ему соответствующего статуса.

Исторически сложилось, что физических величин, которыми характеризовались бы категории “холод” и “тепло”, нет в физических словарях (физика оперирует понятиями “теплота” и “тепловая энергия”). Но в обиходе понятие “тепло” фигурирует часто, и условно под ним подразумевают форму энергии, отражающую активацию атомно-молекулярного движения в соответствующей среде. С таких позиций “холод” – антипод понятию “тепло”, это физическое явление, отражающее уменьшение активации атомно-молекулярного движения в изучаемой среде, и понимание его в таком аспекте позволило бы упорядочить подходы.

Авторы предлагают сделать это, опираясь на смысл широко используемого греческого слова “χρως” (криос). В Средиземноморье под ним с античных времён подразумевалось “лёд” или “холодный как лёд”, и в науках о Земле понятие “холод” возможно и целесообразно характеризовать конкретно – как состояние среды с температурой от точки замерзания воды и до предельной ($\sim -89^{\circ}\text{C}$), в земных условиях, отрицательной температуры. А поскольку греческий язык стал одной из основ научного лексикона, понятие “криогенный”, буквально означающий “порождённый холодом”, должно охватывать все явления, обусловленные такой средой. Исходя из этого, в докладе рассматривается предлагаемое авторами понятие криоразнообразие и новая схема соподчинённости и взаимосвязей криогенных геосистем.

О преимуществах бассейнового подхода при изучении закономерностей развития наледей

Шепелёв В.В.

Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск

Наледеобразование – весьма распространённый криогенный процесс, существенно влияющий на гидрологические, гидрогеологические, инженерно-геокриологические, геоморфологические, инженерно-геологические и другие условия криолитозоны. При изучении закономерностей развития наледей используется ряд методических подходов: бассейновый, геолого-структурный и литолого-фациальный. Предпочтителен бассейновый подход. Это связано с тем, что в условиях криолитозоны наледы образуются преимущественно в речных долинах, где создаётся самая благоприятная мерзлотно-геотермическая обстановка для формирования водоносных таликовых зон и разгрузки подземных вод подмерзлотной циркуляции.

Такой подход в конкретных речных бассейнах Якутии позволил подтвердить его перспективность при изучении закономерностей развития наледей. Выявлено, в частности, соответствие между показателями площадного распространения наледей и высотным распределением мест их формирования для отдельных речных бассейнов.

В целом использование бассейнового подхода позволяет более комплексно подходить к выявлению закономерностей распространения наледей как по площади, так и по высотным зонам. Всё это указывает на необходимость дальнейшего совершенствования этого методического подхода при изучении развития наледей и использовании выявленных закономерностей для уточнения гидрологических, гидрогеологических, геокриологических, геолого-структурных, геоморфологических и других условий отдельных бассейнов криолитозоны.

Динамика климата и криосферы Земли в кайнозое, тенденции будущего развития

Шполянская Н.А.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

Криосфера Земли, включающая в себя криолитосферу и гляциосферу, формируется в областях устойчивого охлаждения Земли, обусловленных зональным распределением тепла, высотной поясностью и континентальности климата. Однако эти условия не всегда реализовались в истории Земли. Климат Земли неоднократно менялся, главным образом, по трём причинам: геотектонические движения, солнечно-земные связи, циркуляция атмосферы.

Среди геотектонических причин важно изменение размеров суши, связанное с дрейфом континентов. Материки неоднократно ссезжались в крупные суперконтиненты и разъезжались разрозненными континентами. Суперконтиненты группировались в низких широтах (для сохранения устойчивого вращения Земли), поэтому в эти периоды был тёплый климат. При разрушении суперконтинентов их части группировались у полюсов. Климат становился холодным. 200 млн лет назад, в мезозое, образовался очередной суперконтинент – Пангея, реконструированный А. Вегенером. Последующее его разрушение, начиная с 65 млн л.н. происходило уже в кайнозое, и с этим связано ухудшение климата эпохи. Оно продолжается и ныне. В конце плиоцена полярное расположение суши обусловило возникновение областей устойчивого охлаждения Земли. В плейстоцене область криосферы расширялась.

В развитии криосферы проявлялись колебания климата с меньшими периодами, обусловленные солнечно-земными связями. Их влияние проявляется через изменение инсоляции поверхности Земли, как из-за меняющегося излучения Солнца, так и из-за меняющегося положения Земли при её движении вокруг Солнца, связанного с изменением во времени элементов земной орбиты.

В холодном климате одновременно формировались и вечная мерзлота, и ледники. Их пространственное соотношение определялось циркуляцией атмосферы. Развитие ледников связано с осадками преимущественно западного переноса. Вследствие этого в северной Евразии первым начинал расти Скандинавский ледник. По мере своего роста он всё больше перехватывал влаги, оставляя восточные районы более сухими. Только в высокие горы – Урал, Быранга, Путорана, а в Азии Верхоянский хребет, хребет Черского (высоты более 1500 м) преникали атлантические влажные воздушные массы, формируя там горно-долинное или сетчатое оледенения.

Вследствие этого в холодных областях районы развития ледников по площади всегда заметно уступали областям развития вечной мерзлоты, которая формировалась и в условиях морского, и в условиях континентального климата. Под ледниками во многих случаях тоже возникала вечная мерзлота. В северной Евразии она развивалась неодинаково. В западном секторе преобладал режим морского осадконакопления, и формировалась преимущественно субмаринная криолитозона. Восточный сектор развивался в континентальном режиме при озёрно-аллювиальном осадконакоплении, и формировалась субаэральная криолитозона. Только поздневалдайская регрессия и голоценовая трансгрессия проходили одновременно, но масштабы были разные.

Прогноз развития климата на основании анализа всех показателей его динамики указывает на дальнейшее похолодание, хотя и разного масштаба и периода. Криосфера Земли также будет расширяться.

Palaeoclimatic research of Holocene in the Khatanga region (Russian Arctic)

Syrykh L.^{1,2}, Nazarova L.³

¹Alexander Herzen State Pedagogical University, St. Petersburg, Russia; ²Northern Water Problems Institute Karelian Research Centre, RAS, Petrozavodsk; ³Potsdam University, Germany

Studying effects of changes of climatic parameters, influencing first of all highly sensitive Arctic regions of the Earth, is very important for understanding of present and past climate trends. Though the timing of Holocene climate change is well established for wide parts of the Northern Hemisphere, suitable palaeoenvironmental records are still scarce in the Russian Siberian Arctic. Aquatic organisms are recognized as the best indicators for quantifying past changes in air temperature or lake chemistry and are widely used in palaeoecology (Letter et al., 1997; Brooks and Birks, 2000; Battarbee, 2000; Massaferro and Brooks, 2002; Solovieva et al., 2005).

Taimyr Peninsula (74°N, 100°E) is the northernmost part of Russia. Thus, this area is probably one of the most promising regions for the reconstruction of the Late Quaternary environment in dependence on changes in global and regional climate and the atmospheric circulation. (Andreev et al., 2004). The area is characterized by a continental climate with long, severe winters, and short summers. The modern temperatures are about 10–14°C in July, and –32 to 34°C in January. Annual precipitation ranges from about 300–400 mm at low elevations to about 600–800 mm on the western slopes of the Putorana Plateau (Atlas Arktiki, 1985). The frost-free period is ca. 35 days. Almost all the territory is underlain by continuous permafrost. Periglacial landscape is dominated by tundra and taiga vegetation.

Main aim of our the research is to perform a high-resolution Holocene temperature reconstructions for Taymyr (the northern most region of Russian Arctic) using lake sediments from Khatanga region, and statistical chironomid-based inference models for estimation of mean July air temperature and water depth from lakes in north-eastern Russia. We performed a multi-proxy reconstruction of palaeoclimate and environment in the Holocene using a 132 cm sediment core covering 6 ka of sedimentation. Based of the chironomids analysis we performed a quantitative reconstruction of mean July air temperature in the Khatanga region (Taymyr Peninsula). Our investigation has shown that modern fauna is well represented along the whole sediment core. Dominating taxa along the core are cold stenotherms such as *Chironomus anthracinus*-type, *Hydrobaenus lugubris*-type and *Tanytarsus lugens*-type. Faunistic composition of lower part of the core (before 5 ka BP) is characteristic for a warmer conditions, which is in accordance with the earlier studies showing that mean summer temperatures may have been 2.5° to 5.0°C warmer than today in Taymyr peninsula between 9 and 4 ka BP. During the last 3500 years, our record suggests cooler conditions as elsewhere in the Russian arctic.

This project was financed by DAAD “Mikhail Lomonosov Program”.

Морской и озёрный ледяной покров

Влияние Атлантики на потепление и сокращение морского ледяного покрова в Арктике

Алексеев Г.В., Кузмина С.И., Глок Н.И., Смирнов А.В., Вязилова А.Е.
*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург*

По данным реанализа ERA/Interim за 1979–2014 гг. рассчитаны атмосферные переносы тепла и влаги через 70° с.ш. в область 70–90° с.ш., в которой находятся арктические морские льды. Результаты показали, что основной приток тепла в Арктику в зимний период поступает через её приатлантическую часть между 0° в.д и 80° в.д. Вклад этого притока в тренд средней приповерхностной температуры воздуха зимой составляет более 40% за период наибольшего роста температуры в 1997–2014 гг.

В пространственном распределении влияния притока на зимнюю приповерхностную температуру выделяется область от Норвежского до Восточно-Сибирского моря с максимумами над Баренцевым и Карским морями, простирающимися вплоть до Северного полюса. Приток тёплой и солёной воды из Северной Атлантики более всего влияет на распространение морских льдов в Баренцевом море в зимне-весенний период. Истоки этого влияния обнаружены в приэкваториальной части Северной Атлантики. На этом основании предложены методы климатического прогноза площади льда в Баренцевом море.

Глобальное полярное усиление изменений современного климата

Бекряев Р.В.

Санкт-Петербургский государственный университет

Проявления полярного усиления охватывают практически все компоненты климатической системы – приземную температуру воздуха, интегральное содержание водяного пара, осадки, нисходящую длинноволновую радиацию (Bekryaev et al., 2010; Бекряев, 2015). Одними из наиболее выразительных проявлений полярного усиления в последние десятилетия являются уменьшение площади и толщины морского ледяного покрова в Северном Ледовитом океане, аномальное сезонное стаивание ледникового щита Гренландии, сокращение периода устойчивого снежного покрова в умеренных и высоких широтах Северного полушария.

Физические механизмы, ответственные за феномен полярного усиления, изучены в настоящее время не в полной мере. Одним из наиболее простых и очевидных механизмов, способных приводить к интенсификации климатических изменений в высоких широтах, является так называемая лёд – альбедная положительная обратная связь, выражающаяся в уменьшении отражающей способности подстилающей поверхности при повышении температуры приземного воздуха. Сокращение доли отражающейся коротковолновой солнечной радиации, в свою очередь, приводит к дальнейшему росту приземной температуры. Хотя такой механизм, несомненно, имеет место, он не может дать исчерпывающего объяснения наблюдаемому полярному усилению (Bekryaev et al., 2010). В частности, эффекты полярного усиления не носят лишь локальный, ограниченный арктическим регионом характер, но охватывают практически всё полушарие.

Согласно выдвигаемой нами гипотезе механизм глобального полярного усиления определяется фундаментальными физическими законами, а именно, законами теплопроводности Фурье и диффузии Фика и уравнением Клаузиуса–Клапейрона. Феномен полярного усиления непосредственно связан с усилением гидрологического цикла. Рост температуры воздуха при глобальном потеплении означает увеличение меридионального переноса водяного пара в атмосфере. Как теоретические оценки, так и расчёты по глобальным климатическим моделям показывают рост такого переноса примерно на 5–7% при изменении средней температуры воздуха на 1К. Интенсификация гидрологического цикла и, в первую очередь, меридионального переноса водяного пара, означает неизбежное сокращение меридионального переноса суммы полной внутренней и потенциальной энергии (Dry Static Energy). Реализация такого компенсационного механизма может оказаться одной из основных причин феномена полярного усиления.

Литература

Bekryaev R.V., Polyakov I.V., Alexeev V.A. Role of polar amplification in long-term surface air temperature variations and modern Arctic warming // *Journ. of Climate*. 2010. V. 23. P. 3888–3906, doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010JCLI3297.1>

Бекряев Р.В. Изменения потоков нисходящей длинноволновой радиации и эффективного излучения подстилающей поверхности в высоких широтах // *Фундаментальная и прикладная климатология*. 2015. V. 1. P. 27–48.

Термодинамическая эволюция припая бухты Тикси
Богородский П.В., Кустов В.Ю., Макшгас А.П.
Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург

Неподвижные (припайные) льды – характерная особенность ледового ландшафта моря Лаптевых. Являясь наиболее развитыми в морях сибирского шельфа, эти льды оказывают существенное влияние на интенсивность ряда гидрометеорологических процессов, а также инженерную инфраструктуру, используемую при освоении природных ресурсов в обширных прибрежных зонах. Несмотря на то, что припай является обычным конжеляционным льдом, значительное влияние на его развитие оказывают особенности энерго- и массообмена моря и атмосферы на мелководье, обуславливающие значительную межгодовую изменчивость неподвижного ледяного покрова.

В докладе предложены результаты исследования роста припая, выполненного на основе измерений температуры в замерзающем слое морской воды толщиной 3,5 м на 12 горизонтах в бухте Тикси (южный берег губы Буор-Хая) и дополненных данными стандартных ледовых и метеорологических наблюдений на одноимённой полярной станции в течение зим 2013–2015 гг. Описаны основные черты эволюции термической структуры и толщины льда и подлёдного слоя моря. С помощью термодинамической модели, учитывающей процессы энерго- и массообмена на внешних границах снежно-ледяного покрова, выявлены особенности изменчивости припая и подлёдного слоя под влиянием меняющихся атмосферных условий. Проведено сравнение данных наблюдений и моделирования с результатами расчётов толщины льда с помощью эмпирической формулы, разработанной в 1930-х годах для бухты Тикси, на основе которых сделан вывод о стабильности гидрометеорологических условий, обуславливающих рост припая в исследуемой акватории.

Анализ ледовых условий северной части Обской губы по спутниковой информации

Головин Н.В.¹, Кубышкин Н.В.², Рудаков В.В.¹

¹Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург; ²ООО «Арктик Шельф Консалтинг», Санкт-Петербург

Повышение интенсивности судоходства в акватории Обской губы обусловливается развитием нефтегазовой инфраструктуры Ямала и Гыдана. В круглогодичном режиме выполняется навигация в район мыса Каменный и в порт Сабетта. В ближайшие годы планируется начало транспортировки сжиженного природного газа (СПГ) из порта Сабетта крупнотоннажными СПГ-газовозами, специально для которых сооружён морской канал через мелководье в северной части губы. Возникает необходимость в надёжных ледовых прогнозах по локальным участкам Обской губы, через которые пройдут пути следования СПГ-газовозов, особенно в районе канала, который находится у крайне изменчивой границы припая и полыньи с дрейфующим льдом.

Банк исходных данных по ледовым условиям был сформирован на основе спутниковой информации с ИСЗ NOAA (AVHRR), RADARSAT-1, 2, Suomi NPP (VIIRS), TERRA (MODIS) за период с 1998 по 2015 г.

Для пространственного анализа ледовой обстановки с использованием геоинформационных методов интересующая акватория Обской губы от 70° до 73° с.ш. была разбита на участки в 10' по широте и 15' по долготе. Это позволило сформировать регулярную сетку из 135 квадратов (участков). Каждому квадрату присваивался идентификационный номер, а затем вводились атрибутивные данные о ледяном покрове (сплочённость, раздробленность, виды льда) на дату выполнения спутниковой съёмки. Информация заносилась ежемесячно для разных лет. В дальнейшем материалы статистически обрабатывались, и для каждого квадрата производилось определение средних значений в баллах различных видов льда, его сплочённости, наличии чистой воды и припая. Особый интерес результаты данной работы представляют в акватории расположения морского канала.

Материалы обработки позволили определить положение средней кромки припая по месяцам, максимальное и минимальное положения кромки в северной части Обской губы. Определена изменчивость положения северной кромки припая за 18-летний период, начиная с 1998 г. Установлено, что положение кромки припая имеет циклический характер и тенденцию к смещению на юг. Привлечение данных дистанционного зондирования и использование ГИС-инструментов позволяют выполнить расчёты по определению размеров ледяных полей в весенне-летний период после взлома припая. Проанализированы размеры 478 наиболее крупных ледяных полей. Максимальное по площади ледяное поле наблюдалось в марте 2012 г. (668 км²), а средний размер ледяных полей составил 63 км².

Геоинформационный пространственный анализ сформированной регулярной сетки в северной части Обской губы позволит оперативно районировать акваторию по интересующему атрибутивному параметру для различных практических задач.

**Особенности регионального климата архипелага Шпицберген,
взаимосвязь с ледовыми условиями в окружающих водах**
Иванов Б.^{1,2}, Смоляницкий В.¹, Священников П.^{2,1}, Тисленко Д.^{2,1}, Форланд Э.³,
Нордли О.³, Исаксен К.³, Гйелтен Х.³, Павлов А.^{4,1}

¹*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург;* ²*Санкт-Петербургский государственный университет;* ³*Норвежский метеорологический институт, Осло, Норвегия;* ⁴*Норвежский полярный институт, Тромсё, Норвегия*

Выполнен анализ взаимосвязи ледовых условий в водах, окружающих архипелаг Шпицберген (район пролива Фрама, «Китовая бухта», районы Баренцева, Гренландского и Норвежского морей) с особенностями регионального климата архипелага. Для этой цели использованы следующие открытые российские и зарубежные источники ледовых данных и метеорологической информации:

- региональные 7-дневные ледовые карты из открытого архива Мирового центра данных по морскому льду ААНИИ (Гренландское, Баренцево моря за период 1997–2015 гг., <http://wdc.aari.ru>, гридированных на сетку 12,5 × 12,5 км);
- ежедневная информация об общей сплочённости (данные SSM/I-SSMIS, гридированные на сетку 12,5 × 12,5 км за период 1991 – 2015 гг. из архива IFREMER (<ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/gridded/psi-concentration/>);
- ежедневные данные об оценках общей сплочённости по алгоритму NASATEAM на основе данных SSMR-SSM/I-SSMIS на сетке 25 × 25 км за период 1978–2015 гг. из архива NSIDC (ftp://sidacs.colorado.edu/DATASETS/nsidc0051_gsfc_nasateam_seaice/final-gsfc/);
- данные о средней месячной температуре приземного воздуха для шести станций архипелага (Ню-Алесун, Ис-фьорд Радио, Баренцбург, Лонгйир, Пирамида, Хорнсунн), полученные из архивов www.Eklima.no, www.met.no, www.aari.ru, www.rp5.ru, www.meteo.ru для периода 1978–2015 гг.

Оценка параметров изменчивости ледовых условий выполняется на первом этапе исследований в форме пространственно-распределённых базовых и робастных статистик – квантилей распределения, повторяемостей и оценок законов распределения. На втором этапе на основе экспертного анализа полученных статистик выполняется разделение акватории вод, омывающих архипелаг Шпицберген на квазиоднородные районы для последующих расчётов ледовитости. Выполнены статистические исследования полученных рядов и взаимно корреляционный анализ общей ледовитости и приземной температура воздуха. Рассчитаны линейные тренды ледовитости и приземной температуры воздуха для различных сезонов года и районов (метеорологических станций). Полученные оценки характеризуют долгопериодную изменчивость некоторых основных параметров климатической системы архипелага Шпицберген.

Особенности таяния припайных льдов в районе Гидрометеорологической обсерватории Тикси

Макштас А.П., Богородский П.В., Кустов В.Ю.

*Арктический и антарктический научно-исследовательский институт,
Санкт-Петербург*

Натурные исследования таяния ровных припайных льдов залива Сого, выполненные в мае–июне 2011 г., показали, что кратковременное, но достаточно большое повышение температуры воздуха может служить триггером для начала интенсивного таяния снежно-ледяного покрова, не прекращающегося при последующем понижении температуры воздуха ниже точки замерзания. Основой данного механизма служит скачкообразное уменьшение альбедо подстилающей поверхности от величины, характерной для свежеснежного покрова (0,8), до альбедо водной поверхности (0,2). Увеличение доли поглощённой вследствие этого солнечной радиации определяет продолжение процесса таяния. При этом выявлено, что однородность верхней поверхности припая, совместно с отсутствием нарушений его сплошности, определяет быстрое распространение снежниц вплоть до покрытия достаточно глубоким слоем воды (до 25 см) всей наблюдаемой поверхности припайных льдов, толщина которых при этом превышает 2 м.

Данные наблюдений дополнены результатами численных расчётов эволюции тающего ледяного покрова. Несмотря на принятые упрощения, разработанная и валидированная по данным наблюдений гидротермодинамическая модель снежно-ледяного покрова позволила не только количественно воспроизвести скорость таяния и временную изменчивость формирующегося на верхней границе ледяного покрова распределённого слоя воды, но и получить оценки скорости дренажа через ледяной покров, а также оценить применимость ряда способов описания процессов формирования снежниц.

Динамика кромки заприпайной полыньи в Обской губе и прогноз её широтного положения

Попов А.В.¹, Кубышкин Н.В.¹, Рубченя А.В.², Кройтор А.И.¹

¹Арктический и Антарктический научно-исследовательский институт, Санкт-Петербург; ²Санкт-Петербургский государственный университет

Освоение нефтегазовых запасов Ямала, строительство завода по сжижению газа в Сабетте, привело к резкому возрастанию транспортной активности на акватории Обской Губы. Важным элементом ледового режима служит положение и степень развития заприпайной полыньи. Обь-Енисейская заприпайная полынья (ОЕП) отмечается в северной части Обской Губы. Устьевая полынья – неотъемлемая часть ОЕП.

Для определения границы полыньи в Обской Губе с электронных ледовых карт из архива ААНИИ были сняты координаты самой южной точки полыньи. Всего обработано более 800 карт за октябрь–июль с 1997 по 2016 г., данные усреднены по декадам (10 дней). Анализ изменения во времени средних за ледовый период значений широты южной границы полыньи выявил ряд интересных особенностей. Во-первых, прослеживается ярко выраженный тренд на смещение границы полыньи к югу: с 72,51° с.ш. до 71,14° с.ш. (1997–2012 гг.). Во-вторых, на фоне тренда уменьшения широты отмечаются отчётливые периодические колебания, имеющие два разных периода. С 1997 по 2006 г. наблюдались квазидвухлетние колебания, затем период колебаний увеличился до 4–5 лет. При этом значительно возросла амплитуда колебаний, от 0,1–0,2 до 0,7–0,8 гр.ш.

Положение границы полыньи зависит как от местных метеоусловий, так и от межгодовой изменчивости крупномасштабной циркуляции атмосферы. Был выполнен корреляционный анализ взаимосвязи полученных временных рядов изменения широты кромки и рядов значений температуры и ветра и индексов Вангенгейма-Гирса, АО и НАО. Расчёты выполнялись для двух различных вариантов временных рядов. В первом варианте рассматривалось взаимодействие между ежегодными рядами декадных данных. При опережающем сдвиге температурных рядов относительно широтных на 8 декад более 67,5% коэффициентов корреляции превышают 0,6 (все значимые коэффициенты положительны). Получен, на первый взгляд, парадоксальный результат – чем севернее расположена граница полыньи в Обской Губе, тем выше температура воздуха. Однако размеры Обь-Енисейской полыньи зависят от ветров южных румбов, и результат логичен – южные ветра поднимают границу устьевой границы полыньи на север, но при этом отодвигается на север мористая граница полыньи, т.е. увеличивается общая площадь полыньи. Так же, с южными ветрами в данный район поступают более тёплые воздушные массы. При отрицательном сдвиге, опережающем влиянии широты, увеличение количества статистически значимых коэффициентов корреляции проявляются при сдвиге более 5 декад, при сдвиге в 7 декад 37,7% значений $r > -0,6$ (все значимые r имеют отрицательный знак). Таким образом, южное положение границы полыньи осенью предполагает более тёплые зимние месяцы.

Взаимосвязь рядов декадных значений широты границы полыньи весьма значительна, зависимость усиливается при переходе от зимы к весне. Граница полыньи в каждую последующую декаду почти однозначно определялась её положением в предшествующий период. Выявленные зависимости могут быть использованы для прогнозирования положения кромки с заблаговременностью 5–8 декад, что чрезвычайно важно для планирования летней навигации. В 2015 г. мы выполнили такого рода прогноз для определения границы полыньи в январе–феврале 2016 г., используя в качестве предикторов данные о температуре и широте положения кромки в предшествующий период. Разница между прогнозом и фактическими данными составила от 0,01 до –0,43, при среднем значении за 6 декад 0,11 градуса широты.

**Влияние притока пресных вод из центральной Арктики
и с Гренландского ледникового щита на стратификацию вод
в Лабрадорском море**

Федорова А.Д.^{1,2}, Бобылев Л.П.², Рубчenea А.В.¹, Ионов В.В.¹

¹*Санкт-Петербургский государственный университет,* ²*Фонд «Нансен-центр»*

В последние десятилетия отмечены разнообразные изменения в пресноводном цикле Северного полушария, в источниках и накоплении пресных вод. Аномалии были обнаружены в объёмах стока рек Евразии и Северной Америки, в балансе осадков и испарения, увеличились аномалии пресной воды от таяния морских льдов и таяния ледников суши [1]. Крупномасштабные динамические системы способствуют накоплению пресной воды и льда в Центральной Арктике и дальнейшему экспорту их через пролив Фрама в Северную Атлантику [2]. Моря Северо-Европейского бассейна Северного Ледовитого океана и море Лабрадор – районы глубоководной конвекции, важные для крупномасштабной циркуляции океана. Распреснение вод из-за изменения пресноводного баланса приводит к ослаблению конвекции. Наибольшее влияние экспорт распреснённых вод из Центральной Арктики оказывает на Лабрадорское море, так как основной объём вод, проходящих через пролив Фрама с Восточно-Гренландским течением, поступает через Датский пролив непосредственно в это море.

В последние годы всё больший вклад вносят воды тающих ледников Гренландии [3]. Моделирование процессов по моделям CMIP5 [4] даёт увеличение аномалий пресной воды в XXI в., что, согласно моделям, приводит к дальнейшему ослаблению конвекции в Лабрадорском море. В докладе проведён анализ отклика в термохалинной структуре вод Лабрадорского моря в 1960–2014 гг. на прохождение крупных пресноводных аномалий в проливе Фрама и проливах Канадского архипелага.

1. *Peterson B.J. et al.* Trajectory shifts in the Arctic and subarctic freshwater cycle // *Science*. 2006. V. 313, № 5790. P. 1061–1066.
2. *Proshutinsky A.Y., Johnson M.A.* Two circulation regimes of the wind-driven Arctic Ocean // *Journ. of Geophys. Research*. 1997. V. 102. P. 12493.
3. *Lenaerts J. et al.* Representing Greenland ice sheet freshwater fluxes in climate models // *Geophys. Research Letters*. 2015. V. 42. № 15. P. 6373–6381.
4. *Koenigk T. et al.* Arctic freshwater export in the 20th and 21st centuries // *Journ. of Geophys. Research: Biogeosciences*. 2007. V. 112. G4.

Sea ice as indicator of the state of global climatic system in present and past time

Borzenkova I.I.

State Hydrological Institute, St. Petersburg

Sea ice is the excellent indicators of the state of global climatic system both in present and geological time. Rapid reduction of the sea ice area in the Arctic basin in the current decades is caused by their reaction to an increase in the global temperature. In some parts of the Arctic basin their area was reduced doubly as compared with the climatic mean value. In 2015 year was noted the record low area of winter sea ice, moreover the maximum of the ice area have become displaced to the earlier period (about 15 days) as compared with 1981–2010 years. Thus is, it can be assumed that started the mechanism of the replacing the perennial sea ice by seasonal, what is the natural process transition from seasonal sea ice to the following stage, the stage of the ice-free Arctic.

On the basis of the synthesis of marine, continental and others indirect data is examined the history of formation of Arctic sea ice during the last 65 million years, from the Early Paleocene to the Holocene. The appearance of sea ice at the high latitudes was caused by negative trend in the global temperature over the last 65 million years due to the decrease of CO₂ concentration in the atmosphere.

The seasonal sea in the Arctic basin and perennial ice cover in the restricted area near the Pole could occur in the middle of the Neogene period, about 10–13 Ma ago. However, its area strongly changed during the warming and cooling intervals. Perennial sea ice was formed in the beginning of the Pleistocene near 2.0–1.8 Ma ago only.

Paleoclimatic reconstructions, based on the indirect data and modeling simulation for the optimum of the Holocene (10–6 ka ago) and the Last Interglacial period (isotopic stage in the marine section 5e, about 127–127 ka ago), when global temperatures exceeded present one to 1.0–1.5 °C, showed that the area of sea ice was decreased strongly, and perennial ice cover changed into seasonal.

Different proxy data showed that sea ice are more sensitive to by a relatively small change in forcing factors, than they assumed earlier. Relatively small changes in the incoming solar radiation during the spring-summer time due to the orbital factors played the role of trigger for the beginning of the melting process. Then process may be strengthened due to albedo difference between ice cover and open water. If during the Interglacials of the Pleistocene the role of trigger played solar radiation, then for the earlier epochs the basic forcing factor, which determines the state of sea ice in the Arctic basin, was a change in the concentration CO₂ and other greenhouse gases.

A question to what extent must increase the temperature of air in the high latitudes, so that the process of the melting of sea ice would become irreversible, it is key in light of contemporary climate changes. The assessments showed that with the positive anomaly of the summer temperature, equal of 4 °C, sea ice can become seasonal after 4 years. Paleoclimatic reconstructions for the Pliocene optimum and the Last Interglacial period, when temperatures of air in the high latitudes exceeded current to 4–5 °C, they showed that seasonal ice predominated on the larger part of the Arctic Basin.

If one assumes that an increase in the concentration CO₂ in present time will continue, in spite of adopted measures for the reduction of the emission of greenhouse gases into the atmosphere, and radiation forcing will approach to the value, characteristic for the doubling of the CO₂ content, can be carried out one of the scenarios, which occurred in the past.

Polfluchtkraft moving large icebergs

Engelhardt H.

University of Maryland

Iceberg calving from ice shelves and floating ice tongues of tide water glaciers contributes to the loss of ice from the Antarctic Continent and from Greenland. Large tabular icebergs seem to break off in episodes. Between 1962 and 1985, the front of Ross Ice Shelf advanced 0.8 km per year with little wastage. Since then several major icebergs broke off from the Ross (B-9), Filchner (A-22, A-23, A-24), Ronne(A-34), and Larsen Ice Shelves.

In some cases, major research stations, like the Russian Station Drushnaya on A-22 and the German Station Filchner on A-34 became adrift. It was estimated that the total loss in 1986 by the breakaway of icebergs from the Filchner and Larsen Ice Shelves alone accounted for about thrice the annual accumulation on the whole Antarctic continent. Substantial changes in coastline have been reported due to iceberg break-off.

Heinrich events are explained as caused by huge armadas of icebergs released from the marine-based Laurentide Ice Sheet. This iceberg discharge was so massive and sudden that the thermohaline circulation was interrupted and major climatic changes occurred in relatively short periods of time. It is interesting to note that ice attached to ice shelves and ice tongues can exist for decades to centuries, but once the icebergs break off the ice vanishes in a short period of time, in a few years. All the icebergs move immediately and always to lower latitudes. Many forces describing iceberg dynamics have been recognized. The forces are the Coriolis force, ocean currents, wind drag, wave radiation force, sea ice drag. One force is missing in these treatises. The purpose of this paper is to reintroduce and discuss this forgotten force, the Polfluchtkraft as applied originally by Alfred Wegener to explain Continental Drift.

Ice regime of Eurasian lakes and internal seas

Kouraev A.V.^{1,2,3}, Zakharova E.A.^{1,2}, Naumenko M.A.⁴, Shimaraev M.N.⁵,

Kostianoy A.G.^{6,7}, Hall N.M.J.¹, Suknev A.Ya.⁸, Rémy F.¹

¹*LEGOS, Université de Toulouse, CNES, CNRS, IRD, UPS Toulouse, France;* ²*State Oceanography Institute, St. Petersburg Branch, St. Petersburg;* ³*Tomsk State University;* ⁴*Limnology Institute of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg;* ⁵*Limnological Institute, Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Irkutsk;* ⁶*Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow;* ⁷*Witte Moscow University, Russia;* ⁸*Great Baikal Trail (GBT) Buryatiya, Ulan-Ude*

Eurasian lakes and internal seas are an integrator of climate processes and an indicator of existing or potential changes. Variability of ice and snow regime is important for their physical, chemical and biological properties, and for human activity (navigation, transport, fisheries, tourism etc).

We present studies of ice and snow cover of the Caspian and Aral seas, Baikal, Ladoga and Onega lakes using synergy of simultaneous active and passive satellite microwave observations. An ice discrimination approach is presented and evolution of ice conditions from historical data and satellite observations is analysed. We also present results of our field studies on lakes Ladoga, Baikal (Russia) and Hovsgol (Mongolia). Interannual changes of ice cover regime are analysed in the context of climate changes. We also address formation of giant (diameter 5-7 km) ice rings on lakes Baikal and Hovsgol. We analyse the timing and duration of their existence as well as associated ice and water column structure, and suggest a new explanation of their origin.

This research is supported by the French CNES TOSCA "Lakes", ERA.NET RUS Plus S&T № 226 "ERALECC", CNRS PICS "BaLaLaICA", RFBR 13-05-91051, ANR "CLASSIQUE", IDEX Transversalité 2013 InHERA, and FP7 MONARCH-A projects, as well as by GDRI "CAR-WET-SIB" and French-Siberian Centre for Education and Research.