

Организаторы

Международная Гидрологическая Программа (МГП)

Человек и Биосфера (МАБ)

Кластерное бюро ЮНЕСКО в Алматы

Региональный Экологический Центр Центральной Азии (РЭЦЦА)

Европейская Комиссия

Институт Географии, Республика Казахстан

В тесном сотрудничестве с

Офисами ЮНЕСКО в Пекине, Джакарте, Москве, Дели и Ташкенте



**Региональный семинар по
Оценке снежно-ледовых и водных ресурсов в Азии**

Алматы, Казахстан

28-30 ноября 2006

(Доклады семинара)

Значение ледников, горных ледников и вечной мерзлоты в северной части Тянь-Шаня в условиях повышения уровня воды по причине изменения климата

Тобиас Болч

Институт Картографии, Технический Университет Дрездена, Германия,
tobias.bolch@tu-dresden.de

Сергей Марченко

Геофизический Институт, Университет Аляски, Фэйрбэнкс, США, ffssm1@uaf.edu

РЕЗЮМЕ: Анализ тенденций, проведенный в период с 1879г. по 2000г. на шестнадцати климатических станциях, расположенных в северной части Тянь-Шаня и близ нее, показывает повышение температуры, которое стало очевидным с 1950-х г.г. В основном, это происходило по причине повышения температуры осенью и зимой. Однако такое повышение менее очевидно в горных областях. Что касается осадков, то в среднем наблюдалось незначительное повышение их уровня, но свидетельств явной тенденции не существовало. Геотермальные наблюдения, проводившиеся в период с 1974г. по 1977г. и с 1990г. по 2006г., показывают, что вечная мерзлота также подверглась процессу потепления в горах Тянь-Шаня за последние 30 лет. В среднем, сокращение льдистости составило более 32%, сокращение в объемах - около 37,5% в период с 1955г. по 1999г. в наблюдаемых шести долинах. В 1999г. активные горные ледники покрывали около 13% замороженной поверхности, по оценкам, объем льда составлял около 3-4% объема льда ледников. В условиях постоянного повышения температуры отступление ледников, деградация вечной мерзлоты в Центральной Азии, наледь могут привести к повышению подачи воды в реки, и значение талых вод из мест вечной мерзлоты как источника питьевой воды в данном регионе в ближайшем будущем может повыситься.

1. ВВЕДЕНИЕ

Горы играют важную роль в качестве источника воды для близлежащих орошаемых территорий, особенно в засушливых и полузасушливых районах, таких как Центральная Азия, благодаря содержанию воды/льдистости в местах вечной мерзлоты и в ледниках. Поэтому так важно изучать их реакцию на климатические изменения. Климату Земли всегда были характерны природные изменения. Однако среднегодовая температура воздуха значительно повысилась в 20-м веке (IPCC 2001г.). Это привело к увеличению объемов отступления ледников во многих частях мира (Haeberli & Beniston 1998г.). Данная тенденция возросла в конце прошлого века, и территории Центральной Азии, покрытые льдом, также значительно сократились (Айзен и др., 2006г., Болч 2006г., Хромова и др. 2003г.). Очевидно, что вечная мерзлота также реагирует на потепление климата, например, увеличением степени отступления (Кааб и др., 2006г.) или повышением температуры вечной мерзлоты (Марченко 1999г., Вондер Мюль и др., 1998г.). Тем не менее, климатические изменения, а также изменения, происходящие с ледниками и вечной мерзлотой, неоднородны в разных частях света. Например, ледники в более континентальных частях Памира отступали в 20-м веке с меньшей скоростью, чем ледники в более влажных частях Тянь-Шаня (Хагг, 200г., Чаохай и Тиандинг, 1992г.).

Северная часть Тянь-Шаня представляет собой идеальную область для анализа изменений, т.к. климатические условия очень отличаются между соседними территориями, существует сравнительно большое количество климатических станций, расположенных на различной высоте, и станция наблюдения за вечной мерзлотой. Изучаемые горные хребты Заилийского и Кунгейского Алатау, основной части северного Тянь-Шаня, расположены на границе между Казахстаном и Кыргызстаном (см. Рисунок 1). Эти горы, достигающие высоты около 5.000 м. над уровнем моря, характеризуются явным околледным поясом и большим количеством активных горных ледников (ползучая горная вечная мерзлота) на высоте между 3000 и 3600 м. над уровнем моря. Наличие вечной мерзлоты демонстрирует следующие высотные пояса (Горбунов и др., 1996г.): спорадические (2700 – 3200 м. над уровнем моря), прерывистые (3200 – 3500 м. над уровнем моря) и постоянные (выше 3500 м. над уровнем моря). Средняя высота точки питания ледников расположена между 3800 и 3900 м. над уровнем моря.

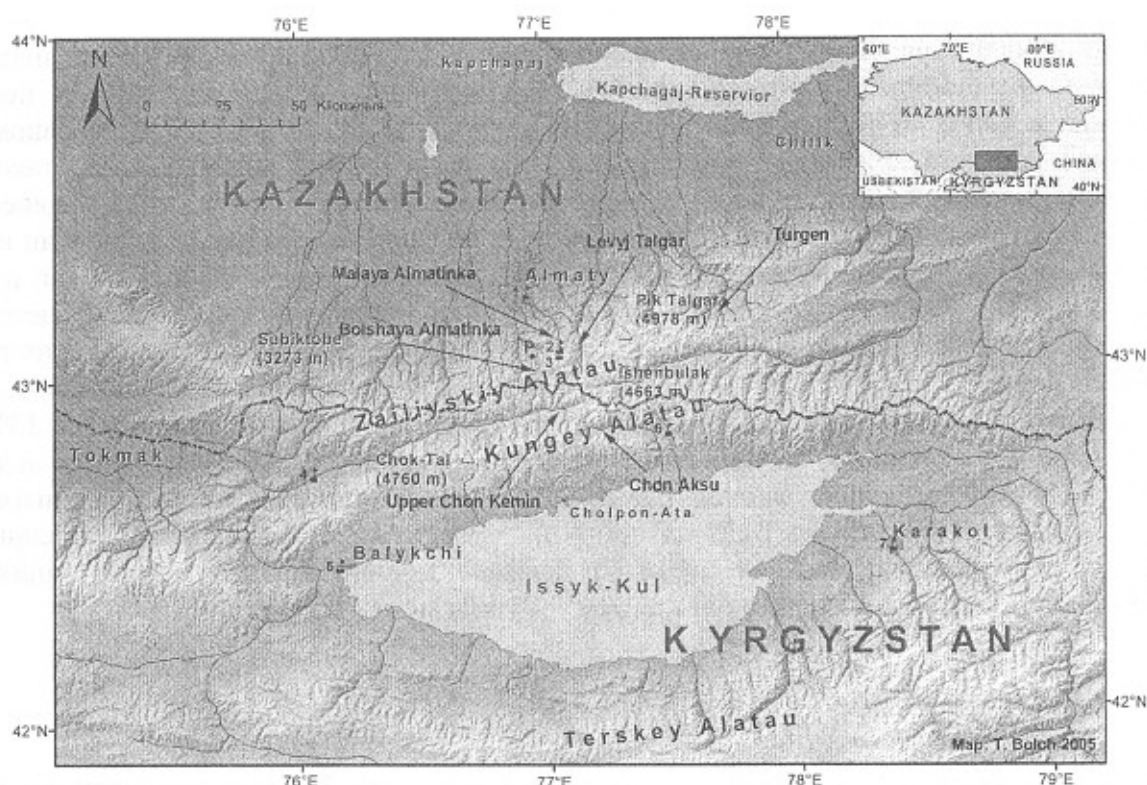


Рисунок 1. Расположение изучаемой территории: изучаемые долины отмечены (стрелками); расположение выбранной климатической станции (1 Алматы, 2 Мынжылкы, 3 Туюксу, 4 Новороссийская, 5 Балыкчи, 6 Кырчин, 7 Караколь) и станции наблюдения за вечной мерзлотой (P).

2. МЕТОДЫ И ДАННЫЕ

2.1. Климат

Анализ климатических изменений в северной части Тянь-Шаня основан на 16 временных рядах температуры и осадков (Таблица 1), некоторые из них долгосрочные. Некоторые из них получены со станций, расположенных выше 2000 м. над уровнем моря, и с четырех станций, расположенных выше 3000 м. над уровнем моря. Ввиду того, что качество временных рядов не было хорошо известным, их было необходимо проверять на негомогенность. Это делалось визуально путем проверки граф и корреляционного

анализа, основанного, в основном, на временных рядах Алматы, которые были гомогенизированы Бонером (1996г.). Можно было идентифицировать и внести коррективы в негомогенность, имевшую место по вине неверных показаний во временных сериях и перемещению станций. Однако нельзя исключать постепенное смещение по причине роста урбанизации.

Целью корреляционного анализа было также определение возможности переноса данных с одной станции с более долгосрочными временными рядами на другие с краткосрочными временными рядами и идентификация характерных станций для территорий с гомогенными тенденциями. При этом изучаемые территории были поделены на четыре части: северные угорья Алматы (848 м. над уровнем моря) в качестве представительской станции, горные территории Заилийского Алатау (Мынжылкы, 3017 м. над уровнем моря), горная долина Чон-Кемин (Новороссийская, 1524 м. над уровнем моря) и бассейн Иссык-Куля (Караколь, 1740 м. над уровнем моря). Помимо этого, было изучено Большое Алматинское Озеро по причине близкого расположения к станции наблюдения за вечной мерзлотой.

Таблица 1. Характеристика климатических станций, учтенные при анализе; источники данных: Бонер (2004г.), Гисе (2004г.), опубликованные в Гисе и Мобиг (2004г.), Институт географии Алматы и Институт Гидрометеорологии Бишкека.

№	Название	Месторасположение	Высота (м. над уровнем моря)	Временной ряд
1	Алматы (Алма-Ата)	Угорье	848	1879-2000г.г.
2	Усть-Горельник	Заилийский Алатау	1943	1938-1991г.г.
3	Верхний Горельник	Заилийский Алатау	2272	1970-1996г.г.
4	Мынжылкы	Заилийский Алатау	3017	1937-1996г.г.
5	Туюксу	Заилийский Алатау	3434	1972-1996г.г.
6	Большое Алматинское Озеро	Заилийский Алатау	2450	1932-1996г.г.
7	Ассы	Заилийский Алатау	2218	1952-1966г.г. 1981-1990г.г.
8	Новороссийская	Чон-Кемин	1524	1931-2000г.г.
9	Кырчин	Кунгей-Алатау	2305	1980-1999г.г.
10	Балыкчи (Рыбачье)	Бассейн Иссык-Куля	1670	1931-2000г.г.
11	Чолпон-Ата	Бассейн Иссык-Куля	1645	1929-2000г.г.
12	Красный Октябрь	Бассейн Иссык-Куля	1645	1946-1996г.г.
13	Караколь (Пржевальск)	Бассейн Иссык-Куля	1744	1879-1996г.г.
14	Покровка	Бассейн Иссык-Куля	1740	1951-2000г.г.
15	Ледник Карабаткак	Терской Алатау	3415	1956-1999г.г.
16	Тянь-Шань	Терской Алатау	3614	1930-1996г.г.

2.2. Картирование и оценка льдистости ледников и горных ледников

Последние данные по площади ледников были нанесены на карту при помощи Landsat ETM+ с 8.8.1999г. Снег не покрывал языки ледников, но облачный покров был заметен в области ледников, в основном, на южном склоне Кунгейского Алатау. Для схематического отображения ледников был использован образ отношений TM4/TM5 с порогом два. Пиксели ошибочной классификации покрытых растительностью территорий и озер были устранены при помощи Индекса Относительной Разницы Растительности (NDVI). Подобный же подход был успешно применен для составления списка швейцарских ледников (SGI, Поль и др., 2002г.). Проблемы возникли по причине наличия морен на языках некоторых ледников, ввиду такого же спектрального сигнала окружающих обломков пород. При помощи морфометрического анализа и аэрофотографий в период с 1990г. можно было вручную отобразить границы ледников с частями обломков пород и более крупные ледники с облачным покровом при помощи Landsat (Болч и Камп, 2006г.). По оценкам, точность составляет в порядке 3% (Болч 2006г.).

В целях количественной оценки изменений, произошедших с ледниками, был проведен сравнительный анализ этих данных с данными, полученными при Советском Союзе примерно с 1995г. (УдСССР 1996 бис 1983г.г.). Однако необходимо отметить, что зоны оледенения, определенные на основе существующей карты (масштаб 1:10.000) долины Малая Алматинка с 1958г. (Симон и др., 1961г.) более чем на 5% отличаются от зон ледников (открытых частей), приведенных в Списке ледников Советского Союза в данном регионе (Вилесов и Хонин, 1967г.). Поэтому в данных, приведенных позднее в отношении отступления зон оледенения, также могут наблюдаться подобные колебания.

Границы горных ледников были нарисованы вручную на основе вышеупомянутого инструмента Landsat и аэрофотографий, а также полевых исследований. Последние проводились для оценки толщины горных ледников.

Более 150 ледников в шести отобранных долинах были подробно изучены при помощи ГИС и ДЕМ, полученных на основе данных SRTM и ASTER и топографических карт. Отобранные долины представляют собой различные климатические зоны Заилийского и Кунгейского Алатау, куда можно было добраться пешком для осуществления наземных измерений. К сожалению, южный склон Кунгейского Алатау нельзя было включить в данное исследование по причине большой облачности на Landsat-ETM и ASTER.

Оценка льдистости основана на следующих предположениях (Таблица 2):

Таблица 2. Предположения, принятые для оценки горных ледников и льдистости ледников на основе: Чен и Омур(1) (1990г.), Аренсон и др.(2) (2002г.), Барш (1996г.), Гроче и Милана (3) (2002г.), Горбунов и Титков (1989г.), наших собственных исследований.

	$28.5 \text{ (г/[км}^2\text{])}^{0.357}$
Оценка толщины ледника(1)[м.]	
Оценка льдистости горного ледника(2)	40-60% от объема
Оценка вечной мерзлоты: толщина горного ледника(3)	20м.

2.3. Температура, распределение и льдистость вечной мерзлоты

Общая характеристика распределения вечной мерзлоты в горах Тянь-Шаня основана на широтной и высотной зональности и на изменениях климатических и топографических факторов. Систематические исследования горной вечной мерзлоты на Тянь-Шане начались в середине 1950-х г.г. (Горбунов 1967г., 1970г.). Региональная модель распространения вечной мерзлоты зависит от высоты, склона и стороны, которые имеют большое влияние на входящую коротковолновую радиацию на поверхность земли. Растительность и снежный покров, состав земли и содержание влаги, инверсия температуры в зимний период, наличие и движение подземных и наземных вод и климатические и геотермальные условия также являются одними из важнейших параметров, влияющих на распределение вечной мерзлоты в горах.

Крупные обломки глыбовых пород различного происхождения широко распространены на Тянь-Шане и занимают большую площадь горной территории. Конвективное перемещение массы и тепла, особенно в холодные периоды, типичны для глыбовых пород ввиду их высокой пористости. Измерения, проведенные в горах Заилийского Алатау в период с 1974 по 1987г.г. показывают, что температура внутри крупных обломков типично на 2.5-4.0⁰С ниже, чем МААТ (Норбунов и др., 2004г.). По этой причине высотное распределение горных ледников приходится на несколько сотен метров ниже, чем распределение открытых ледников.

При нанесении на карту горной вечной мерзлоты Казахстана традиционных подход основывается на разделении горных гряд на подзоны различных типов распространения вечной мерзлоты (Горбунов, 1986г.). Внутри общей зоны вечной мерзлоты в Северном Тянь-Шане идентифицированы спорадические (2700-3200 м. над уровнем моря), прерывистые (3200 – 3500 м. над уровнем моря) и постоянные (выше 3500м. над уровнем моря) подзоны вечной мерзлоты (Горбунов 1986г., Горбунов и др., 1996г.). Общая площадь вечной мерзлоты внутри каждой из этих подзон составляет: спорадическая – не более 30%, прерывистая – не более 70%, постоянная – не более 90%. Однако некоторые изолированные участки вечной мерзлоты можно обнаружить намного ниже, чем 2700 м. над уровнем моря. Эти участки находятся у подножья северных или теневых склонов внутри крупных обломков глыбовых пород или под мшистым покровом даже на высоте 1800 м. над уровнем моря, где МААТ составляет 3.0-4.0⁰С (Горбунов, 1993г.).

Альтернативный подход к нанесению на карту горной вечной мерзлоты заключается в моделировании температуры почвы и распределения вечной мерзлоты при помощи моделей, основанных на процессе (Марченко, 2001г., 2006г.). Такой процесс позволяет произвести пространственную и временную экстраполяцию термального состояния и распределения вечной мерзлоты, а также хорошо подходит для анализа реакции вечной мерзлоты на климатические изменения. Но модель, основанная на процессах, требует объемных данных для ввода, таких как метеорологические данные, поверхностные характеристики (растительность, снежный покров), наземная температуры и топография. Для моделирования высокогорной вечной мерзлоты в условиях сложного географического и геометрического изучения особенностей местности базовыми данными является цифровая элевационная модель (DEM). Карта метеорологических изменений, основанная на решетке, может служить в качестве данных ввода.

Исследуемая область была поделена при помощи решетки (250x250м.). Оценка температурного режима почвы по каждому пункту решетки была осуществлена в рамках модуля внешней программы, который можно получить из ГИС. В результате была составлена база данных с температурой почвы по каждому пункту решетки. Ввиду того, что целью данной оценки было изучить содержание вечной мерзлоты, в качестве итоговой была выбрана среднегодовая температура почвы (MAGT) на глубине 20м. Данная информация была переведена в ГИС при помощи методов интерполяции и получена решетка с размерами ячеек 100x100 м. (Рисунок 2).

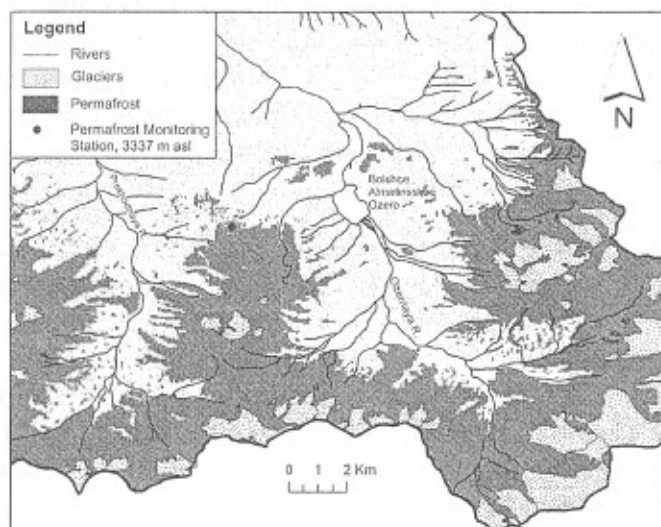


Рисунок 2. Фрагмент смоделированной карты распределения вечной мерзлоты в бассейне реки Большая Алматинка.

Среднегодовая температура на границе вечной мерзлоты и поток тепла в нижней части являются основными термальными характеристиками вечной мерзлоты. Эти параметры очень важны не только для оценки распределения и глубины вечной мерзлоты, но и для оценки стабильности или чувствительности вечной мерзлоты к климатическим изменениям и природному или антропогенному воздействию. Первые систематические измерения температуры вечной мерзлоты в северной части Тянь-Шаня начались в 1973г. (Горбунов и Немов, 1978г.). Одна из станций по исследованию вечной мерзлоты Российской Академии Наук была создана на высоте 2500 м. над уровнем моря в 1974г. Область изначальных исследований вечной мерзлоты в северной части Тянь-Шаня расположена в бассейне реки Большая Алматинка на высоте от 2000м. до 3500 м. над уровнем моря. На протяжении последних 30 лет сотрудники Казахстанской Лаборатории по изучению вечной мерзлоты Якутского Института вечной мерзлоты проводили исследования вечной мерзлоты с применением различных методов, включая измерения температуры вечной мерзлоты и температурного режима и глубины активного слоя и замеры глубины лотом ДС (Горбунов и Немов, 1978г.; Зенг и др., 1993г.; Горбунов и др., 1996г.),

Существует 21 активная термометрическая скважина с глубиной от 2.2м. до 300 м. в различных зонах и на различных высотах (2500-3330м.м. над уровнем моря) для проведения измерений в данном регионе близ двух станций по изучению вечной мерзлоты в Заилийском Алатау. Измерение температуры почвы проводится при помощи терморезисторных сенсоров (ММТ-4 и ТSM-50) с чувствительностью 0.02⁰С и точностью не менее 0.05⁰С. Существует пять пунктов, оборудованных регистратором температурных данных (Компьютерной Корпорации StowAway Onset), функционирующих с 1997г.

Данные пункты были созданы в качестве дополнения к проекту по мониторингу околополюсного арктического слоя (CALM). Данные, полученные на этих пунктах, регулярно вводятся в базу данных пункта CALM. Несколько глубоких скважин в северной части Тянь-Шаня принадлежат Программе Глобальной Наземной Сети по изучению вечной мерзлоты (GTNet-P) (Бургесс и др., 2001г.),

Изначальные геотермальные наблюдения (1974-1977г.г.) в скважинах в северной части Тянь-Шаня продемонстрировали, что температура вечной мерзлоты в рыхлых отложениях и коренной подстилающей породе на высоте 3300 м. над уровнем моря составляет от -0.3°C до 00.8°C (Горбунов и Немов, 1978г.). Глубина вечной мерзлоты в данной области составляет от 15 до 90 м., максимальная глубина активного слоя достигает 3.5-4.0 м.

Горная вечная мерзлота и сопутствующие околледные почвы содержат большое количество запасов питьевой воды в форме льда. Озерный и иногда наносной ил, морены, горные ледники и другой грубый глыбовый материал имеют особенно высокую льдистость (20-80% от объема). В ходе глубоких раскопок (до 12 м. в глубину) в моренах Позднего Плейстоцена и Голоцена, близ одной из станций по изучению вечной мерзлоты (3336м. над уровнем моря) на глубине 4.0-4.5 м. были обнаружены массивные, сингенетические криогенные образования с ледяными линзами в 15-20 см. толщиной. Оцененная чрезмерная льдистость в данных образованиях составляет от 10 до 40% от объема (Горбунов и Немов, 1978г.). Данные криогенные образования могут рассматриваться как доказательство того, что вечная мерзлота существовала здесь весь послеледниковый период.

Согласно Горбунову и Северскому (1998г.), общий объем подземного льда в северной части Тянь-Шаня составляет около 56 км^3 , что равно 62% объема поверхностного льда на той же территории. Прогнозируемый объем подземного льда в бассейне реки Большая Алматинка составляет около 0.6 км^3 или 87% от объема поверхностного льда в бассейне (Горбунов и Северский, 1998г.). Следует отметить, что данная оценка осуществлялась для всей территории, покрытой вечной мерзлотой в регионе. Замерзшая земля в области, покрытой вечной мерзлотой, классифицируется как коренная подстилающая порода (1% льдистости), крупные обломки пористых пород, заполненных мелкой почвой (льдистость 20%) и крупные обломки пород, не заполнены мелкой почвой (льдистость 50%). Даная приблизительная оценка демонстрирует, что объем воды, сохраняемой в качестве подземного льда в Тянь-Шане, сравнима с объемом современных ледников в том же регионе.

3. ПОСЛЕДНИЕ ИЗМЕНЕНИЯ КЛИМАТА

Рассматривая коэффициенты, характеризующие тренд в период времени с 1950г. по 1996г. (Таблица 3), становится очевидным, что Алматы и Караколь, две станции, не расположенные в горах, имеют более высокие тренды, чем высокогорные станции, Мынжылкы и Тянь-Шань, и долинная станция Новороссийская. Анализируя данные всех станций, можно утверждать, что по мере повышения высоты тренд понижается, но тренд все еще позитивен на большой высоте Заилийского и Кунгейского Алатау. Гисе и Мобиг в 2004г. даже нашли негативный тренд на большой высоте в Центральной Азии. И в качестве контраста, Айзен и др. в 1997г. обнаружили, что во всем Тянь-Шане повышение температуры на станциях, расположенных выше 2000м. над уровнем моря, незначительно выше, чем на низкогорных станциях в период с 1940г. по 1991г.

Более детальный анализ развития температуры показал, что повышение среднегодовой температуры воздуха (МААТ) для большинства станций произошло по вине большого повышения температуры в осенний период, в то время как температурные изменения в летний период менее значительны (Таблица 3),

В Тянь-Шане станция, характерная для центральной, а не для северной части Тянь-Шаня, показала, что повышение температуры в летний период было более явным.

Таблица 3. Коэффициенты, характеризующие тренд, для годовых и сезонных температурных изменений в период времени с 1950г. по 1996г.

Станция	Высота (м. над уровнем моря)	Коэффициенты, характеризующие тренд [К/100 лет]				
		Год	МAM	JJA	SON	DJF
Алматы	848	+2.37	+1.12	+0.68	+0.53	+2.03
БАО	2516	+0.57	-1.25	+1.03	+1.86	-0.23
Мынжылкы	3017	+2.04	+1.97	+3.22	+3.54	+1.63
Новороссийская	1524	+1.16	-0.16	+1.16	+3.49	+2.29
Караколь	1718	+2.66	+1.6	+2.65	+3.25	+3.34
Тянь-Шань	3614	+0.80	-0.26	+1.54	+1.27	+0.23

Необходимо отметить два факта, касающихся трендов. Во-первых, станции в угорьях расположены, в основном, в области больших поселений и поэтому повышение температуры могло, хотя бы отчасти, стать последствием повышения уровня урбанизации. Во-вторых, выбор времени начала и завершения оценки играет важную роль для значений. Для данного анализа они были отобраны на основе наличия данных и таким образом, чтобы тренды были очевидны, но не нереалистично преувеличены.

Хорошо известно, что различия в объеме осадков в пространственном и временном отношении более высоки, чем различия в температуре. Нам не удалось определить гомогенный тренд в объеме осадков, как и в температуре. С 1950-х г.г. объем осадков незначительно повысился на станциях, расположенных ниже 2000 м. над уровнем моря, в то время как объем осадков понизился в высокогорных станциях с середины 1960-х г.г. Тренд был подобен тому же, что наблюдался летом и зимой. В недавнем прошлом казалось, что эти тренды развернулись в противоположном направлении; таким образом, нельзя сказать, что имеют место общие изменения в режиме дождевания.

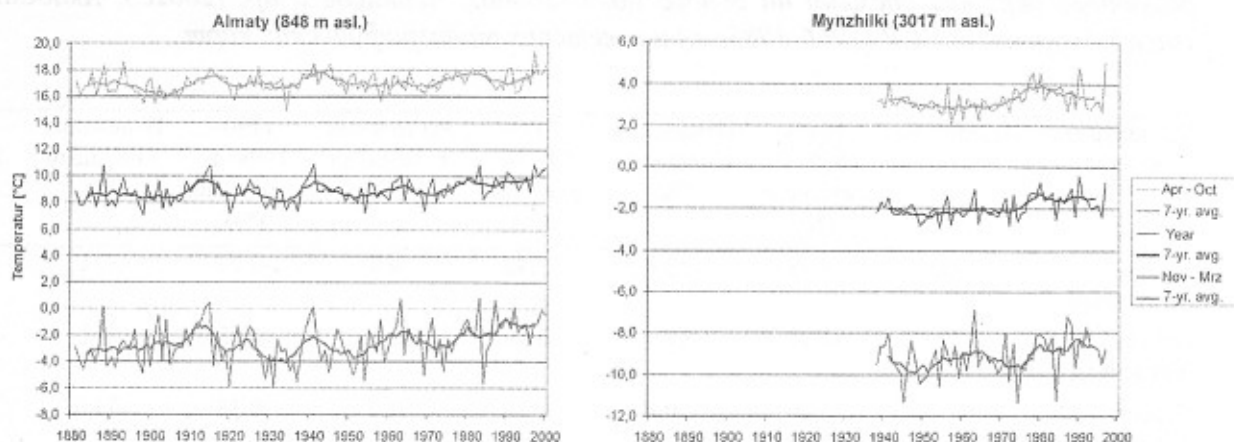


Рисунок 3. Временной ряд температуры в осенний и летний период для станций Алматы и Мынжылкы, расположенных в Заилийском Алатау (№1 и №2 на рисунке).

Эти данные приведены согласно исследованиям Ализена и др. в 1997г. и Гисе и Мобига (2004г.), причем Ализен отметил, что незначительное повышение температуры играет важную роль, а Гисе не уделил этому внимания.

4. ЛЕДНИКИ И ИЗМЕНЕНИЯ, ПРОИСХОДЯЩИЕ С ЛЕДНИКАМИ С 1995г.

В шести исследуемых долинах продвинулись три ледника, семь сохранили более-менее изначальный размер, а на всех остальных в период с 1955г. по 1999г. наблюдались значительные потери массы. Площадь ледников сократилась в среднем на 32.6% (с 247 до 164 км²). Объем этих более чем 160 ледников сократился с 10.7 до 6.7 км³ (~37.5%). Однако отступление ледников неравномерно (от -16% до -38% в площади) и зависит от размера, расположения и климатических условий.

В целом, более крупные ледники более медленно реагируют на изменения климата. В целом, более приближенные к морю отступают более интенсивно, чем ледники континентального типа; но очевидно, что радиация и осадки также оказывают большое влияние (Болч 2006г.). Данный анализ проведен Вилесовым и Уваровым в 2001г. Они сделали вывод о том, что изменения, происходящие с ледниками на северных склонах Заилийского Алатау в период с 1955г. по 1990г., выразились в потере площади на 29.2% и в объеме на 32.2%. Анализируя периоды времени с 1955г. по 1979г., с 1979г. по 1990г. и с 1990г. по 1999г., можно увидеть, что степень отступления была самой высокой в период между 1979г. и 1990г. (Болч 2006б, Таблица 4). Сокращение ледников в высококонтинентальных областях Тянь-Шаня, таких как Терской Алатау или гряда Ак-Ширак во внутреннем Тянь-Шане менее очевидно (Айзен и др., 2006г.; Хромова и др., 2003г.; Нарама и др., 2006г.).

Таблица 4. Надземные изменения, происходящие с ледниками в исследуемых долинах в различные периоды времени на основе Болч (2006б), Черкасов и др. (2002г.), Академия Наук Удмуртской ССР (1966-1983г.г.) и советских топографических карт.

Исследуемая долина	Изменения в площади (%)	1955-1979г.г. ежегодно (%)	Изменения в площади (%)	1979-1999г.г. ежегодно (%)	Изменения в площади (%)	1990-1999г.г. ежегодно (%)	Изменения в площади (%)	1955-1999г.г. ежегодно (%)
Малая Алматинка	-13.2	-0.69	-22.8	-1.42	-6.9	-0.77	-37.6	-0.85
Большая Алматинка	-17.5	-0.92	-15.9	-0.99	-5.7	-0.63	-34.5	-0.78
Левый Талгар	-15.1	-0.76	-20.8	-1.30	-1.2	-0.14	-33.6	-0.76
Тургень	-17.4	-0.92	-15.0	-0.94	-9.5	-1.06	-36.5	-0.83
	Изменения в площади (%)	1955-1979г.г. ежегодно (%)	Изменения в площади (%)	1979-1999г.г. ежегодно (%)	Изменения в площади (%)	1955-1999г.г. ежегодно (%)		
Чон Аксу	-29.9	-1.25	-11.8	-0.59	-38.2	-0.87		
Верхний Чон Кемин	-16.4	-0.37	-7.8	-0.32	-9.3	-0.46		
В среднем					32.6	-0.74		

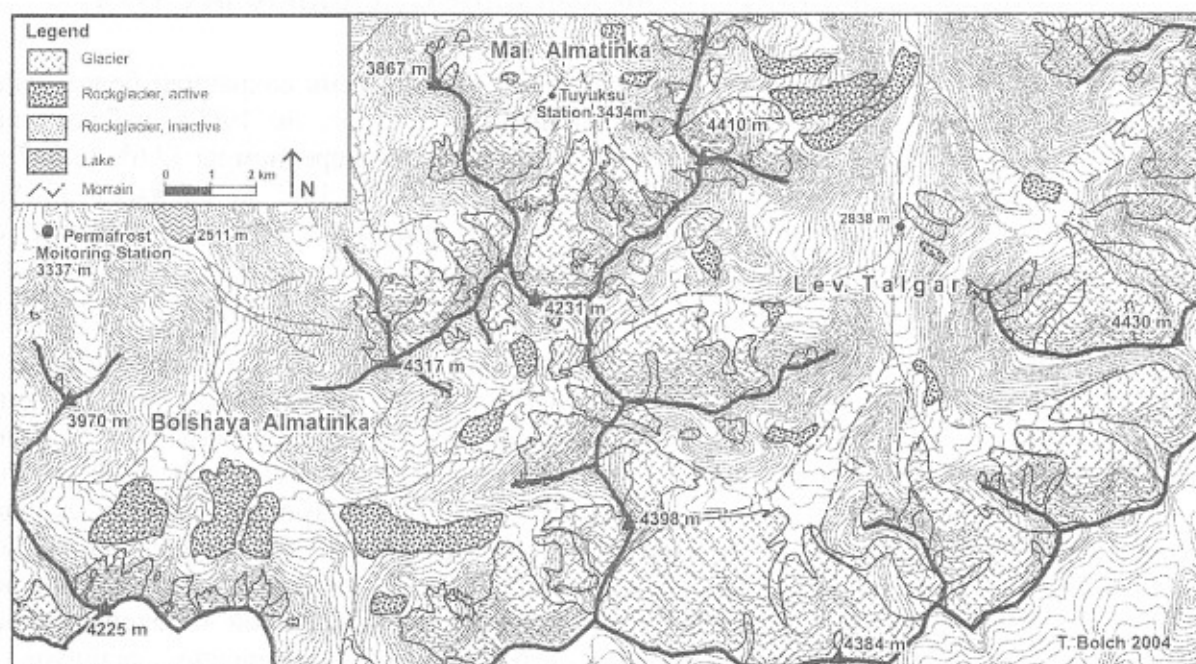


Рисунок 4. Расположение станции по наблюдению за вечной мерзлотой и станции на леднике Тююксу, а также ледников и горных ледников в долинах Большой и Малой Алматинки и Левого Талгара.

5. ГОРНЫЕ ЛЕДНИКИ И ВЕЧНАЯ МЕРЗЛОТА

Горные ледники являются четкой формой горной вечной мерзлоты и широко распространены в северной части Тянь-Шаня. На Рисунке 4 приведены эти передвигающиеся формы вечной мерзлоты и ледники в трех исследуемых долинах на северном склоне Заилийского Алатау.

Более 60 активных горных ледников покрывают в исследуемых долинах площадь около 21.4 км² (13% от площади ледников). Однако появление горных ледников на исследуемой территории неоднозначно. Территория, покрытая горным ледником, занимает около 1% площади на высоте 3000 м. над уровнем моря в Тургенской долине и около 5% в долине Большой Алматинки (Таблица 5). С подробным анализом плотности горных ледников можно ознакомиться также в работе Горбунова и Титкова (1989г.) и Коварева и др. (1997г.),

Таблица 5. Сравнение площадей ледников и горных ледников

Исследуемая долина	Площадь ледников	Часть исследуемой площади >3000 м. над уровнем моря	Площадь активных горных ледников	Часть исследуемой площади >3000 м. над уровнем моря	Горные ледники/Ледники
Большая Алматинка	16.45 км ²	16.3%	4.77 км ²	4.7%	0.29
Малая Алматинка	5.79 км ²	15.4%	0.47 км ²	1.2%	0.09
Левый Талгар	48.35 км ²	29.4%	5.58 км ²	3.4%	0.12
Турген	22.98 км ²	13.5%	1.16 км ²	0.7%	0.05
Чон-Аксу	38.62 км ²	16.3%	6.22 км ²	2.6%	0.16
Верхний Чон-Кемин	32.2 км ²	15.4%	3.2 км ²	3.2%	0.10
Всего/В среднем	164.39 км ²	20.0%	21.4 км ²	2.65%	0.13

Активные горные ледники содержат более 0.2 км² ледового объема, что в среднем составляет более 3-4% объема ледника. В то время как объем льда горных ледников в Тургенской долине составляет всего 1.5%, в долине Большой Алматинки он приближается к 10%, откуда осуществляется большая часть поставок воды в миллионный город Алматы (Таблица 6).

Таблица 6. Примерный объем льда ледников и горных ледников

Исследуемая долина	Объем льда на леднике	Объем льда на горном леднике	Горный ледник/Ледник
Большая Алматинка	0.51 км ²	0.048 км ²	9.4%
Малая Алматинка	0.18 км ²	0.005 км ²	2.6%
Левый Талгар	2.23 км ²	0.056 км ²	2.5%
Тургень	0.88 км ²	0.012 км ²	1.3%
Чон-Аксу	1.48 км ²	0.062 км ²	4.2%
Верхний Чон-Кемин	1.39 км ²	0.032 км ²	2.3%
Всего/В среднем	6.67 км ²	0.214 км ²	3.2%

Запасы воды горных ледников по сравнению с запасами воды ледников в северной части Тянь-Шаня в два-три раза выше, чем в Альпах, где они оцениваются от 1.2 до 1.5 (Барш 1977г.), но ниже, чем в центральной части Анд в Чили, где запасы воды считаются больше, чем 10% (Бреннинг 2005г.).

Последние исследования свидетельствуют об ускорении движения горных ледников через Альпы, что, возможно, в основном, связано с повышением температуры (Кааб и др., 2006г.). Замеры движения горных ледников в северной части Тянь-Шаня также показывают тенденцию к ускорению (Горбунов и Титков, 1989г.; Горбунов и др., 1992г.). Существуют долгосрочные временные ряды замеров движения горного ледника Городецкий (1923-2003г.г., Марченко 2003г.), они также демонстрируют ускорение движения (Рисунок 5).

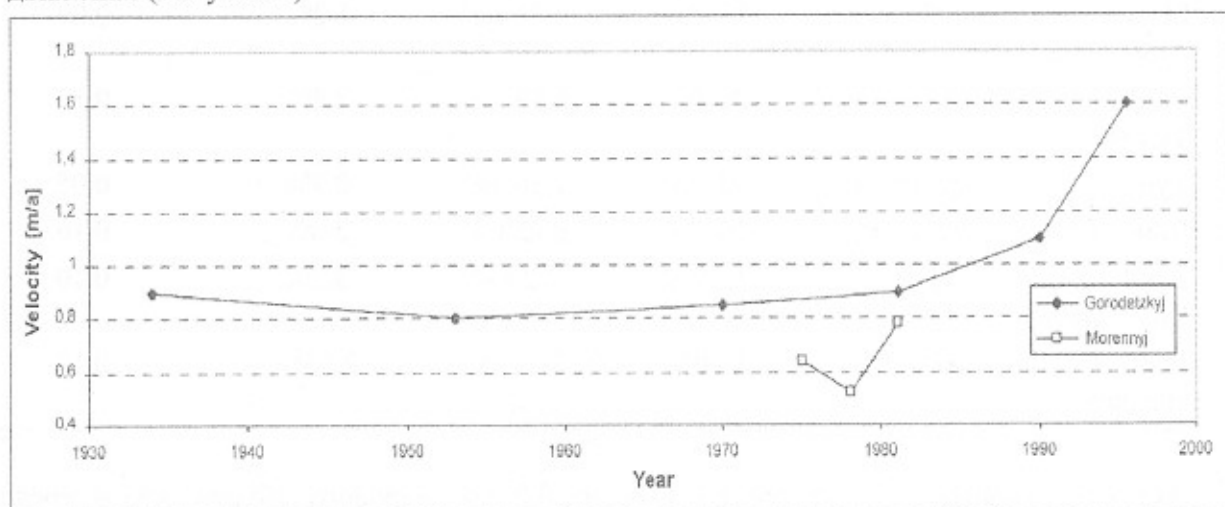


Рисунок 5. Скорость движения передней части горных ледников Городецкий и Моренный на основе исследования Горбунова и др., 1992г., Марченко 2003г.

Геотермальные наблюдения в период с 1974г. по 1977г. и с 1990г. по 2005г. демонстрируют, что вечная мерзлота претерпевала повышение температуры за последние 30 лет. Повышение температуры вечной мерзлоты в северной части Тянь-Шаня в период с 1974 г. по 2005гю составлял от 0.3⁰С до 0.6⁰С. Согласно данным об интерполяции температуры скважин, толщина активного слоя (слоя земли, подверженного ежегодному

таянию и замерзанию территорий, покрытых вечной мерзлотой) в последние 30 лет увеличивалась от 3.2-3.4 м. в 1970-е г.г. до максимум 5.2м. в 1992г. и до 5.0 м. в 2001г. и 2004г. (Рисунок 6). Средняя толщина активного слоя для всех исследуемых участков возросла на 23% по сравнению с началом 1970-х г.г. В результате таяния глубоких слоев почвы на разных участках появился остаточный талый слой (талик) глубиной от 5 до 8 м. (Рисунок 6 б).

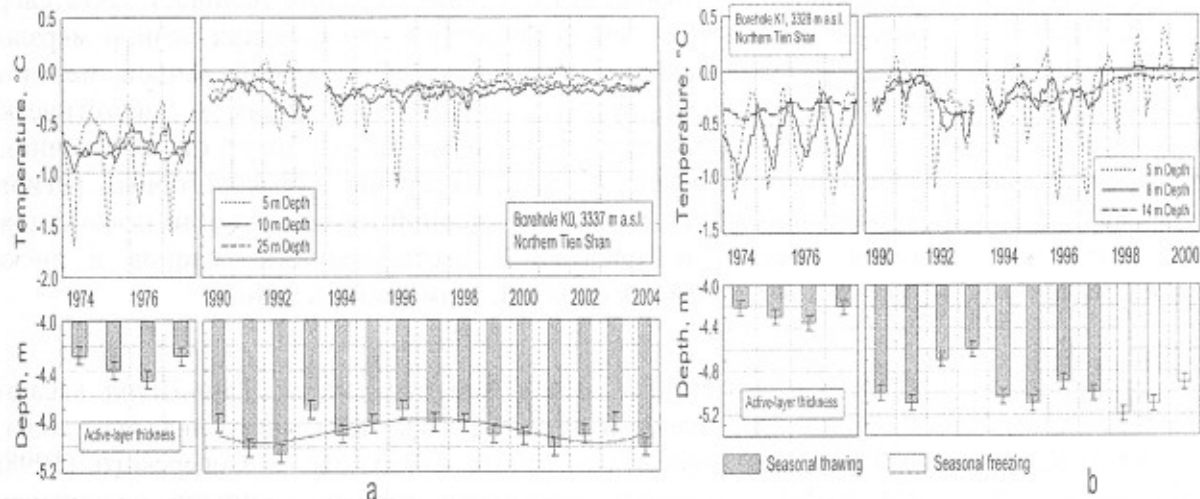


Рисунок 6. Изменения в температуре вечной мерзлоты и глубине активного слоя в период с 1974г. по 1977г. и с 1990г. по 2004г., наблюдаемые в двух скважинах на станции по наблюдению за вечной мерзлотой (расположение данной обсерватории показано на рисунках 1 и 2).

Моделирование температурного состояния вечной мерзлоты (Марченко и др., 2006г.) показывает значительные изменения в температуре и льдистости вечной мерзлоты, имевшие место на протяжении 20 века в горах Тянь-Шаня. Основными целями процесса моделирования являются оценка температурного режима вечной мерзлоты и территории, с которой вечная мерзлота исчезла со второй половины 19 века.

Результаты численного моделирования демонстрируют, что на высоте 2500-2700 м. над уровнем моря площадь вечной мерзлоты в середине 19 века была примерно на 20% больше по сравнению с настоящим временем. Вблизи высотной подошвы распространения вечной мерзлоты температура в настоящее время близка к 0°C и на некоторых участках уже началась деградация вечной мерзлоты. Анализ исследуемого активного слоя и температуры вечной мерзлоты плюс численное температурное моделирование (повторный анализ температуры вечной мерзлоты) показывают, что большая часть вечной мерзлоты, подвергающаяся процессу таяния, сформировалась в период Малого Ледникового Периода. Моделирование динамики горной вечной мерзлоты показывает, что высотная подошва распространения вечной мерзлоты сместилась примерно на 150 м. вверх с конца Малого Ледникового Периода (около 1850). В тот же период площадь распространения вечной мерзлоты в северной части Тянь-Шаня могла понизиться примерно на 16% (Марченко и др., 2006г.).

6. ОБСУЖДЕНИЕ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Ледники представляют собой более чувствительные компоненты криосферы, которые быстрее реагируют на изменения климата по сравнению с вечной мерзлотой. Такая реакция может отражаться в сокращении площади оледенения, сокращении объема

ледников и даже повышении уровня стока с ледника. По причине продолжающегося потепления ледники продолжают отступать, теряя в объемах, некоторые из них полностью исчезают и не могут поставлять талую воду в реки, как раньше. Вечная мерзлота, как более консервативный компонент криосферы может сохранять более-менее стабильное состояние по сравнению с ледниками. Несмотря на то, что повышение температуры вечной мерзлоты может влиять на многие ее физические качества, основной пороговой величиной является состояние, когда вечная мерзлота начинает таять сверху вниз. Наиболее значимые последствия для температурного состояния вечной мерзлоты можно наблюдать близ нижней границы распространения горной вечной мерзлоты; региона, где замерзшая почва очень чувствительна к изменениям в энергетическом балансе поверхности. Таяние и деградация вечной мерзлоты могут стать источником дополнительного объема воды в реках. С другой стороны в высокогорных регионах дальнейшая деградация вечной мерзлоты, расположенной на поверхности почвы, может повлиять на изменения климата и привести к нестабильности склонов и рискам, связанным с вечной мерзлотой, таким как оползни, термокарст и сели.

Наши исследования объема подземного льда в северной части Тянь-Шаня касаются только горных ледников, но учитывают и другие формы подземного льда на площади, занятой вечной мерзлотой, как описано в работе Горбунова и Северского (1998г.). Возможно, что наши грубые подсчеты льдистости горных ледников недооценены. Специальных исследований внутренней структуры горных ледников и их льдистости в северной части Тянь-Шаня не проводилось. Наши последние исследования демонстрируют наличие значительного объема многоуровневого льда в передней части горных ледников. Некоторые сегменты подземного льда общей толщиной до 8-10 м. были обнаружены в передних частях горных ледников на высоте 3100 м. над уровнем моря. Кристаллическая структура и пузырчатая форма льда подобна находкам, обнаруженным в ледниковом льде. Эти находки позволяют нам произвести грубую оценку морфологического типа льдистости (окололедных) горных ледников до 80% общего объема данных криогенных образований.

Наши дальнейшие исследования стока вечной мерзлоты и исчезновения подземного льда позволят более точно определить пропорцию каждого компонента (жидкие/твердые осадки, ледники и вечная мерзлота) в общем водостоке рек. Для данных подсчетов нам необходимо найти объяснение физическим процессам и механизмам, контролирующим эти феномены. Оценка объема подземного льда и его роли в питьевом водостоке позволит сделать прогноз речного водостока согласно региональным прогнозам изменения климата на Тянь-Шане.

Связь между последними изменениями климата, отступлением ледников, повышением температуры и деградацией вечной мерзлоты и изменениями в поверхностном водостоке в высокогорном регионе Центральной Азии откроет возможности для прогнозирования потенциального объема подземного льда, который может иметь значение для фактического водостока питьевой воды. Основанная на полученных гидрологических данных, температурная модель (Марченко, 2001г.) даст существенно новую информацию для изучения последствий потепления климата на региональную гидрологию. Данные знания будут способствовать определению климатических изменений, оценке последствий изменения климата, планированию в сфере приспособления к изменениям климата и его крайностям и, помимо прочего, окажут поддержку многим социально-экономическим и экологическим приложениям, таким как планирование землепользования и управление водными ресурсами.

В условиях продолжающегося потепления, отступления ледников и деградации вечной мерзлоты в Центральной Азии подземный лед может повлиять на повышение поставок воды в будущем, а талые воды из мест вечной мерзлоты могут стать важным источником питьевой воды в данном регионе в ближайшем будущем. Это особенно реально в летние месяцы, когда потребность в воде наиболее высока для целей ирригации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aizen, V. B., E. M. Aizen, J. M. Melack & J. Dozier (1997). Climate and hydrologic changes in the Tien Shan, central Asia. *Journal of Climate* 10: 1393-1404.
2. Aizen, V. B., V. A. Kuzmichenok, A. B. Surazakov & E. M. Aizen (2006). Glacier changes in the Tien Shan as determined from topographic and remotely sensed data. *Global and Planetary Change*: In Press.
3. Arenson, L., M. Hoelzle & S. Springman (2002). Borehole deformation measurements and internal structure of some rock glaciers in Switzerland. *Permafrost and Periglacial Processes* 13(2): 117-135.
4. Barsch, D. (1977). *Alpiner Permafrost: ein Beitrag zur Verbreitung, zum Charakter und zur Ökologie am Beispiel der Schweizer Alpen*. Abh. der Akademie der Wissenschaften in Göttingen. 31: 118-141.
5. Barsch, D. (1996). Welche geoökologischen und klimatischen Aussagen erlauben aktive, inaktive und fossile Blockgletscher. *Heidelberger Geographische Arbeiten* 100: 32-39.
6. Böhner, J., 1996. *Säkulare Klimaschwankungen und rezente Klimatrends Zentral- und Hochasiens*. Göttinger Geographische Abhandlungen 101, Göttingen.
7. Bolch, T. (2006). Climate change and glacier retreat in northern Tien Shan (Kazakhstan/Kyrgyzstan) using remote sensing data. *Global and Planetary Change*: In Press.
8. Bolch, T. (2006). GIS- und fernerkundungsgestützte Analyse und Visualisierung von Klimaänderung und Gletscherschwund im nördlichen Tien Shan mit einem Vergleich zur Bernina-Gruppe/Alpen. Institut für Geographie. Universität Erlangen-Nürnberg. Doktorarbeit: 210 S. (<http://www.opus.ub.uni-erlangen.de/opus/volltexte/2006/447/>).
9. Bolch, T. & U. Kamp (2006). Glacier Mapping in High Mountains using DEMs, Landsat and ASTER Data. *Proceedings of the 8th International Symposium on High Mountain Remote Sensing Cartography, 20-27 March 2005, La Paz, Bolivia*: In Press.
10. Brenning, A. (2005). Geomorphological, hydrological and climatic significance of rock glaciers in the Andes of Central Chile (33-35°S). *Permafrost and Periglacial Processes* 16(3): 231-240.
11. Burgess, M., Smith, S., Brown, J. and Romanovsky, V. 2001. The Global Terrestrial Network for Permafrost (GTN-P), Status Report, March 25, 2001. Submitted to the IPA Executive Committee Meeting, Rome. Available at www.gtnp.org
12. Chaohai, L., Tianding, H. 1992. Relation between recent glacier variations and climate in the Tien Shan mountains, Central Asia. *Annals of Glaciology* 16: 11-20.
13. Chen, J. & A. Ohmura (1990). Estimation of Alpine glacier water resources and their change since 1870s. L. Musy.
14. Cherkasov, P. A., L. A. Eriskovskaya, S. W. Udarzev & T. W. Solodovnikova (2002). O kataloge lednikov severnogo sklona Zailijskogo Alatau po sostojaniju na 1990 g. (=Glacier inventory of the northern slope of the year 1990). *Hydrometeorologia i Ekologia* 1: 123-134.
15. Croce, F. A. & J. P. Milana (2002). Internal structure and behaviour of a rock glacier in the Arid Andes of Argentina. *Permafrost and Periglacial Processes* 13(4): 289-299.
16. Giese, E., 2004. Climate data from stations in Kyrgyzstan kindly provided.
17. Giese, E. & I. Moßig (2004). Klimawandel in Zentralasien. ZEU Discussion Papers 17. Giessen. 17: 70.
18. Gorbunov, A. P., 1967. *Vechnaya merzlota Tyan-Shanya*. (=Permafrost of the Tien Shan). Ilim, Frunze.
19. Gorbunov, A. P., 1970. *Kriogennye yavleniya Tyan-Shanya*. (=Cryogenic phenomena of the Tien Shan). Gidrometeoizdat, Moscow.
20. Gorbunov, A. P. 1986. *Cryolotozona Tcentralno-aziatskogo regiona*. (=Permafrost Area of Central-Asian Region). Yakutsk. 57 p.
21. Gorbunov, A. P., 1993. *Vechnaya merzlota i pereletki v lesnom poyase Tian Shanya*. (=Permafrost and short-term permafrost in the forest zone of the Tien Shan). *Studies of Alpine Permafrost in Central Asia*. Permafrost Institute SB RAS, Yakutsk, pp. 17-22.
22. Gorbunov, A. P. and Nemov, A. E., 1978. *K issledovaniu temperatur rykhlooblomochnyh tolsesh vysokogornogo Tyan-Shanya*. (=On temperature research of loose deposits in the Tien

- Shan high mountains). Cryogenic Phenomena of High Mountains. Nauka, Novosibirsk, pp. 92-99.
23. Gorbunov, A. P., E. V. Severskiy & S. N. Titkov (1996). Geokriologichesije Uslovija Tjan-Shanja i Pamira (=Geocryologic conditions of Tien Shan and Pamir). Irkutsk, Institut Merzlotovedenija, Rassiyskaja Akademija Nauk.
 24. Gorbunov, A. P. & S. N. Titkov (1989). Kamennye Gletchery Gor Srednej Azii (=Rockglaciers of Central Asian mountains). Irkutsk, Akademia Nauk SSSR.
 25. Gorbunov, A. P., S. N. Titkov & V. G. Polyakov (1992). Dynamics of the Rock Glaciers of the Northern Tien Shan and the Djungar Alatau, Kazakhstan. *Permafrost and Periglacial Processes* 3: 29-39.
 26. Gorbunov, A. P. and Severskiy, E. 1998. Otcenka zapasov podzemnyh Idov Severnogo Tan-Shanya. (=The estimation of ground ice volume in the Northern Tien Shan). *Hydrometeorology and ecology*. 3-4: 138-149.
 27. Gorbunov, A. P. Marchenko, S. and Severskiy, E., 2004. The Thermal Environment of Blocky Materials in the Mountains of Central Asia. *Permafrost and Periglacial Processes* 15: 95-98.
 28. Haeberli, W., Beniston, M., 1998. Climate Change and its impacts on glaciers and permafrost in the Alps. *Ambio* 27(4): 258-265.
 29. Hagg, W. 2003. *Auswirkungen von Gletscherschwund auf die Wasserspende hochalpiner Gebiete. Vergleich Alpen - Zentralasien*. Münchener Geographische Abhandlungen, A 53, München.
 30. IPCC (Ed.), 2001. Climate Change 2001 - the scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge.
 31. Kääb, A., R. Frauenfelder & I. Roer (2006). On the response of rockglacier creep to surface temperature increase.. *Global and Planetary Change*: In Press.
 32. Khromova, T. E., M. Dyurgerov & R. G. Barry (2003). Late-twentieth century changes in glacier extent in the Ak-shirak Range, Central Asia, determined from historical data and ASTER imagery." *Geophysical Research Letters* 30(16): 1863, doi:10.1029/2003GL017233.
 33. Kokarev, A., I. Shesterova & H. Schröder (1997). Die Blockgletscher im Sailiskij Alatau des Tienschan (Kasachstan). *Hallesches Jahrbuch Geowissenschaften* 19: 81-94.
 34. Marchenko, S. (2001). A Model of Permafrost Formation and Occurrences in the Intracontinental Mountains. *Norsk Geografisk Tidsskrift* 55(4): 230-234.
 35. Marchenko, S. S. (1999). Sovremennoje i ozhidaemje v 21 Veke izmenenie merzlotnoklimaticheskikh usloviy v severnom Tian-Shane (=Permafrost-Climatic Conditions in the Northern Tien Shan: Recent and Expected for 21st Century Changes). *J. Earth Cryosphere*, Novosibirsk, 3(2): 13-21.
 36. Marchenko, S., (2003). Kriolitozona Severnogo Tyan-Shanya: proshloe, nastoyaschhee, budushchhee. (In Russian). (=Permafrost of the Northern Tien Shan: past, present and future). Siberian Branch of Russian Academy of Sciences, Yakutsk.
 37. Marchenko, S. S., A. P. Gorbunov & V. E. Romanovsky (2006). Permafrost warming in the Tien Shan Mountains, Central Asia. *Global and Planetary Change*, Corrected Proof.
 38. Narama, C., Y. Shimaura, D. Nakayama & K. E. Abdrakhmatov (2006). Recent Changes of Glacier Coverage in the Western Terskey-Alatau Range, Kyrgyz Republic, using Corona and Landsat. *Annals of Glaciology*: In Press.
 39. Paul, F., Kääb, A., Maisch, M., Kellenberger, T., Haeberli, W., 2002. The new remote sensing derived Swiss Glacier Inventory: I. Methods. *Annals of Glaciology* 34: 355-361.
 40. UdSSR, Akademija Nauk (1966 bis 1983). Katalog Lednikov SSSR (=Glacier inventory of the UdSSR), Gidrometeoizdat, Leningrad.
 41. Vilesov, E. N. & R. V. Khonin (1967). Katalog Lednikov SSSR, Tsentralnyj i Yuzhnyj Kazakhstan (=Glacier inventory of the UdSSR, central and south Kazakhstan). Leningrad.
 42. Vilesov, E. N. & V. N. Uvarov (2001). *Evoljutsija sovremennogo oledeninija Zailijskogo Alatau v XX Veke* (=Evolution of recent glaciation of Zailiyskiy Alatau in the 20th century). Almaty, Kazakh State University.
 43. Vonder Mühl, D., T. Stücki & W. Haeberli (1998). Borehole-temperatures in alpine permafrost: a ten year series. *Proceedings of the seventh International Conference on Permafrost, Yellowknife, Canada*, Collection Nordicana.
 44. Zeng, Zh., Wang, Sh. and Nemov, A. E., 1993. Some new data of DC electrical soundings of permafrost in the Northern Tien Shan. *Studies of alpine permafrost in central Asia. Northern Tien Shan*. Yakutsk Institute, Yakutsk. 1, 37-41.