

## КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ И ОБРАЗОВАНИЯ

УДК 551.345(574)

DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-6(35-44)

ОЦЕНКА ОБЪЕМОВ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ  
В ГОРНОЙ СИСТЕМЕ ТЯНЬ-ШАНЯА.П. Горбунов<sup>1</sup>, М.Н. Железняк<sup>2</sup>, Э.В. Северский<sup>1</sup><sup>1</sup>Казахстанская высокогорная геокриологическая лаборатория Института мерзлотоведения СО РАН,  
050000, Алматы, Главпочтамт, а/я 138, Казахстан; [permafrost.08@mail.ru](mailto:permafrost.08@mail.ru)<sup>2</sup>Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, 677010, Якутск, ул. Мерзлотная, 36, Россия; [fe@mpi.ysn.ru](mailto:fe@mpi.ysn.ru)

Приведены результаты оценки эвидентных подземных льдов в криогенной толще Тянь-Шаня по геокриологическим картам разного масштаба. В основу карт положены закономерности распространения криогенной толщи в зависимости от региональных структур высотной геокриологической поясности. Данные о площадях распространения, мощности и льдистости позволили оценить объем криогенной толщи и подземных льдов. Выявлено, что наиболее крупные залежи подземных льдов сосредоточены в активных каменных глетчерах и современных моренах. Установлено, что объем ледников по отношению к объему подземных льдов существенно уменьшился в связи с деградацией наземного оледенения.

*Криогенная толща, подземные льды, ледники, каменные глетчеры, морены*

## ESTIMATE OF THE VOLUME OF GROUND ICE IN THE TIEN SHAN MOUNTAINS

A.P. Gorbunov<sup>1</sup>, M.N. Zhelezniak<sup>2</sup>, E.V. Severskiy<sup>1</sup><sup>1</sup>Kazakhstan Alpine Permafrost Laboratory, Melnikov Permafrost Institute, SB RAS,  
P/O box 138, Glavpochtamt, Almaty, 050000, Kazakhstan; [permafrost.08@mail.ru](mailto:permafrost.08@mail.ru)<sup>2</sup>Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, 36, Merzlotnaya str., Yakutsk, 677010, Russia; [fe@mpi.ysn.ru](mailto:fe@mpi.ysn.ru)

The paper presents the estimates of evident ground ice contained in the permafrost of the Tien Shan Mountains based on the available geocryological maps of various scales. The maps represent patterns of permafrost distribution reflected in the regional structures depending on geocryological zonality. Using the data on the areal extent, thickness and ice content of permafrost, the volumes of permafrost and ground ice have been determined. It has been revealed that the largest volumes of ground ice occur in active rock glaciers and recent moraines. The volume of glaciers relative to that of ground ice has been ascertained to decrease significantly due to the glacial degradation.

*Permafrost, ground ice, glacier, rock glacier, moraine*

## ВВЕДЕНИЕ

Актуальность оценки современного состояния криогенных толщ (КТ) и подземных льдов связана с ролью последних в стоке рек и возрастающим дефицитом пресной воды в условиях изменения климата и существенной деградации оледенения.

В горных регионах Центральной Азии, где развито современное наземное оледенение, обязательно присутствуют многолетнемерзлые и морозные породы. Однако они могут быть встречены и в тех горах, где отсутствуют ледники: в Казахстане на некоторых хребтах Алтая, а также на Кетменском хребте, Тарбагатае и других горных массивах. Следовательно, КТ в горах Казахстана распространена шире, чем ледники.

Подземные льды являются составной частью мерзлых горных пород и определяют их характер-

ное строение и свойства. Форма и размеры подземных льдов зависят от состава пород, степени их увлажнения, условий промерзания и др. В настоящей работе рассматриваются только эвидентные подземные льды – метаморфические, наледные, озерные и речные.

Самые крупные массивы подземных льдов в регионе находятся в моренах, каменных глетчерах, осыпях, курум-осыпях и обвальных толщах (рис. 1, 2). Объемы отдельных массивов погребенного льда в них могут достигать многих сотен и тысяч кубических метров.

Сегрегационные, инъекционные, жильные и другие подземные льды формировались непосредственно в толще горных пород (рис. 3–5). Одни образовались за счет льдовыделения в промерзающих осадочных толщах, другие – при внедрении



**Рис. 1.** Погребенная часть ледника в морене Ак-Таш, Внутренний Тянь-Шань (фото А.П. Горбунова).

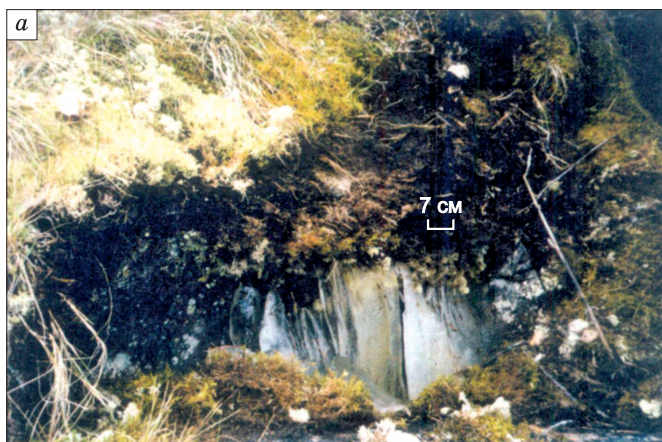
вод под напором в промерзающую систему, третьи – при инфильтрации поверхностных вод и конвекции водяных паров в мерзлые породы, в основном грубообломочные и скальные. Особую разновидность представляют собой подземные льды, кальматирующие сейсмогенные и морозобойные трещины.

Оценка объемов криогенных толщ и подземных льдов – весьма сложная задача, поскольку полнота и достоверность необходимых для этого сведений зачастую невелики из-за слабой геокриологической изученности различных горных регионов.

Связано это с тем, что распространение и строение мерзлых толщ в горах зависит от многих факторов: географического положения местности, абсолютной высоты, состава и сложения пород, их влажности и т. д. Решение этой задачи базируется на выявлении региональных структур высотной геокриологической поясности [Горбунов, Северский, 1979, 2006; Горбунов и др., 1996]. В конкретном горном регионе в поясе КТ выделяются подпояса островного, прерывистого и сплошного распространения. В подпоясе островного распространения КТ в основном приурочена к склонам северной экспозиции, в подпоясе прерывистого к северным склонам добавляются западные и восточные, а в подпоясе сплошного распространения КТ встречается почти повсеместно, включая склоны южной экспозиции. Отсутствует КТ местами – вдоль активных тектонических разломов, под крупными глубокими озерами, руслами многоводных рек, под некоторыми ледниками и в местах разгрузки подземных вод. Из-за такой мозаичности подсчеты площадей, особенно в подпоясах островного и прерывистого распространения КТ, весьма ориентировочны.

Суммарная площадь массивов распространения КТ для островного подпояса принималась 10–20 %, для прерывистого – 60–70 %, для сплошного – 90 % от площадей этих подпоясов. В ряде случаев, в зависимости от конкретных обстановок, в сведения о площадях распространения КТ вносились некоторые коррективы [Горбунов, Северский, 1998].

Запасы подземных льдов в горных регионах оценивались рядом исследователей. Первая по-



**Рис. 2.** Гольцовый лед под моховым покровом в куруме, Алтай (а), и в крупнообломочной осыпи, Северный Тянь-Шань (б) (фото Э.В. Северского).



Рис. 3. Слоисто-сетчатая криотекстура в мерзлых озерных суглинках, Чатыркельская котловина, Внутренний Тянь-Шань (фото А.П. Горбунова).

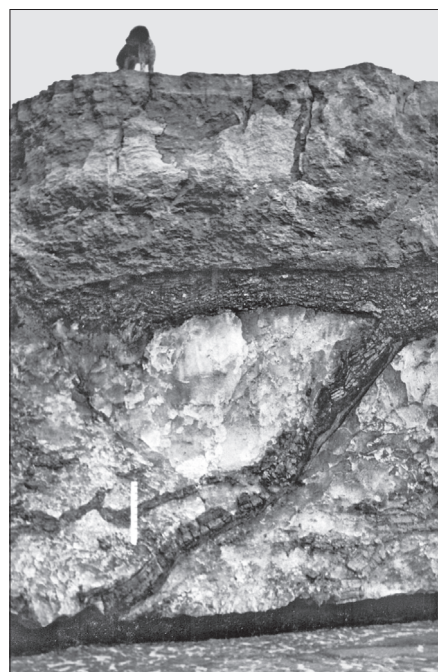


Рис. 4. Инъекционный лед в многолетнемерзлых осадках второй террасы оз. Каракуль, Восточный Памир (фото Э.В. Северского).

пытка определения объема подземных льдов в Тянь-Шане сделана Б.И. Втюриным [1975] по первичным материалам А.П. Горбунова [1967]. Он определил общий объем эвидентных подземных льдов в Тянь-Шане в пределах территории СССР в  $45 \text{ км}^3$ , на Памире –  $15 \text{ км}^3$ . Отметим для сравнения, что объем всех ледников Тянь-Шаня в пределах СССР оценивался в 1970-х гг. примерно в  $357 \text{ км}^3$  [Каталог..., 1967]. В монографии Д. Барша [Barsch, 1996] приведена оценка запасов подземных льдов в Швейцарских Альпах в диапазоне аб-

солютных высот 2600–3000 м. Их объем составляет более  $6 \text{ км}^3$ . Отметим, что подсчет запасов льда в Альпах проводился только в пределах островного и прерывистого распространения КТ, на площади  $3321 \text{ км}^2$ . Материалы по объемам запасов эвидентных подземных льдов в иных горных системах отсутствуют.

#### МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

С конца 1970-х гг. Казахстанская высокогорная геокриологическая лаборатория Института мерзлотоведения (ИМЗ) СО РАН провела серию оценок запасов подземных льдов в горах Центральной Азии. Первые подсчеты осуществлялись на основе геокриологической карты масштаба 1:1 000 000. Они показали, что оценки по Тянь-Шаню и Памиру, приведенные Б.И. Втюриным, существенно занижены. По нашим подсчетам, объем подземных льдов в Тянь-Шане составляет  $412 \text{ км}^3$  [Горбунов, Ермолин, 1981]. Позже оценка по карте масштаба 1:500 000 с привлечением некоторых уточняющих материалов позволила снизить эту величину до  $320 \text{ км}^3$ . Отметим, что объем ледников этого горного региона в те же годы по данным Е.Н. Вилесова и И.В. Беловой [1989] составил около  $423 \text{ км}^3$ .

В настоящей статье приведены результаты последующих работ по подсчету объемов КТ и



Рис. 5. Обнажение инъекционного льда в гидролакколите, котловина оз. Зоркуль, Восточный Памир (фото А.П. Горбунова).

Таблица 1. Соотношение площадей с различным типом распространения криогенной толщи и мерзлых пород, км<sup>2</sup>

Регион	Распространение криогенной толщи			Всего
	сплошное	прерывистое	островное	
Заилийский, Кунгей, Терской Алатау и Кетмень (бассейн оз. Балхаш)	1177	964	3143	5284
	1054	848	797	2699
Заилийский и Кунгей Алатау (бассейн р. Чу)	672	734	675	2081
	605	442	67	1114
Кунгей Алатау (бассейн оз. Иссык-Куль)	717	1002	1000	2719
	650	600	100	1350
Джунгарский Алатау	2962	2700	4818	10 480
	2666	1890	964	5520
Всего	5528	5400	9636	20 564
	4975	3780	1928	10 683

Примечание. В числителе – площадь распространения криогенной толщи, в знаменателе – площадь массивов мерзлых пород. В таблице даны характеристики по всему Заилийскому и Кунгей Алатау, по Терской Алатау и Кетменю – только тех частей, которые находятся в пределах Казахстана. Нижние границы геокриологических подпоясов для Северного Тянь-Шаня по абсолютной высоте (м): островной – 2700, прерывистый – 3200, сплошной – 3600; в Джунгарском Алатау они смещены вниз на 200 м.

подземных льдов в Северном Тянь-Шане, включая Джунгарский Алатау. Этот регион находится на территории Казахстана и частично в северной Киргизии. Подсчеты выполнялись по геокриологической карте масштаба 1:500 000 с использованием новых данных о распространении и мощности КТ и содержании в ней льда.

Сведения о площадях с различным типом распространения КТ и мерзлых пород для горных регионов Северного Тянь-Шаня приведены в табл. 1.

Площадь распространения КТ на Северном Тянь-Шане составляет около 20.6 тыс. км<sup>2</sup>, или примерно 35 % всей горной территории этого региона. Суммарная площадь распространения мерзлых пород здесь почти в 2 раза меньше (10.7 тыс. км<sup>2</sup>), поскольку остальная площадь занята сезонномерзлыми породами и сквозными таликами.

На основании материалов геокриологических исследований, геологических и картографических материалов различных организаций для подсчета объемов КТ принимались осредненные мощности для скальных пород и рыхлообломочных отложений по высотным геокриологическим подпоясам.

В пределах островного типа распространения криогенная толща преимущественно сложена рыхлообломочными отложениями, ее мощность принималась здесь 20–30 м. Причем только около половины этой мощности составляют поверхностные рыхлообломочные отложения, перекрывающие скальные породы, где формируются положительные температуры. Выходы скальных пород на поверхность здесь крайне редки.

В подпоясе прерывистого распространения мощность КТ определялась отдельно для скаль-

ных пород и рыхлообломочных отложений. При глубоком (более 20 м) залегании кристаллических горных пород под рыхлопокровными отложениями мощность КТ при расчетах принималась 50 м. При более близком залегании к поверхности скальных пород среднее значение мощности КТ составляло 100 м. Отметим, что в моренах, каменных глетчерах и обвальных толщах мощность рыхлообломочных отложений достигает 30–40 м.

В пределах подпояса сплошного распространения КТ определялся объем только скальных пород. Средняя мощность КТ в зависимости от высоты гор и экспозиции склонов принималась 100 или 200 м. Распространение рыхлообломочных отложений в этом подпоясе существенно уступает скальным породам, особенно это касается их мощности. Но в других районах Тянь-Шаня, в частности во Внутреннем, отмечаются иные соотношения в распространении скальных и рыхлообломочных криогенных пород. Эти особенности, освещенные в научных публикациях и геолого-разведочных материалах, использовались авторами при изучении геокриологических условий и расчетах объемов КТ и подземных льдов в ней.

На основе анализа собственных материалов и информации по регионам Сибири [Коган, Кривоногова, 1978; Шестернев, Ядрищенский, 1990] в качестве исходной величины льдистость для скальных пород принималась равной 1 % с учетом того, что значительная часть из них относится к морозным безо льда. В зонах тектонического дробления и в коре выветривания скальных массивов объемная льдистость может достигать 30 % и даже более.

Оценка льдистости в рыхлообломочных отложениях региона варьирует в широких пределах. Согласно многолетним исследованиям особенно

Таблица 2. Объем криогенной толщи и подземных льдов в Северном Тянь-Шане, км<sup>3</sup>

Регион	Объем криогенной толщи			Объем подземного льда		
	в породах			в породах		
	скальных	рыхлообломочных	Всего	скальных	рыхлообломочных	Всего
Заилийский, Кунгей, Терской Алатау и Кетмень (бассейн оз. Балхаш)	366.1	56.84	422.94	5.66	17.05	22.71
Заилийский и Кунгей Алатау (бассейн р. Чу)	143.1	12.84	155.94	1.47	3.85	5.32
Кунгей Алатау (бассейн оз. Иссык-Куль)	160.0	4.50	164.50	1.60	4.80	6.40
Джунгарский Алатау	438.1	57.05	495.15	4.38	17.12	21.50
Всего	1107.3	131.23	1238.53	13.11	42.82	55.93

стей формирования и залегания подземных льдов в различных горных районах Центральной Азии [Горбунов и др., 1996; Северский и др., 2014; Галанин и др., 2017], в расчетах объема подземных льдов льдистость рыхлообломочных отложений принималась равной 20 %, однако иногда в моренах, активных каменных глетчерах, озерных толщах, обвалах, осыпях и курумах льдистость может достигать 40–50 % и более.

Исходя из вышеприведенных сведений о распространении, мощности и льдистости КТ в различных породах, запасы подземных льдов в Северном Тянь-Шане оценены в 56 км<sup>3</sup>, что составляет примерно 4.5 % объема всей КТ региона (табл. 2).

Сопоставим объем подземного льда с наземным оледенением в рассматриваемом регионе. Объем всех ледников в Северном Тянь-Шане оценивается примерно в 90 км<sup>3</sup> [Каталог..., 1967; Вилесов, Белова, 1989], а объем подземных льдов около 56 км<sup>3</sup>, что составляет примерно 62 % относительно объема ледников. Такое соотношение для всего Тянь-Шаня (без китайской его части) составляет 76 %. Отметим, что только по одному Джунгарскому Алатау объем подземных льдов составляет 21.5 км<sup>3</sup>, или 64 % от объема ледников по состоянию на 1956 г. (33.3 км<sup>3</sup>) и 120 % от объема ледников в 2015 г. (17.8 км<sup>3</sup>). Такое изменение в соотношении объемов ледников и подземных льдов обусловлено существенной деградацией оледенения за последние 59 лет [Вилесов, 2016].

Более достоверные подсчеты объемов подземных льдов выполнены для бассейна р. Большая Алматинка вместе с р. Проходная по геокриологической карте масштаба 1:25 000 [Северский, 1979] и несколько по иной методике [Горбунов, Северский, 1998]. Фрагмент карты приведен на рис. 6.

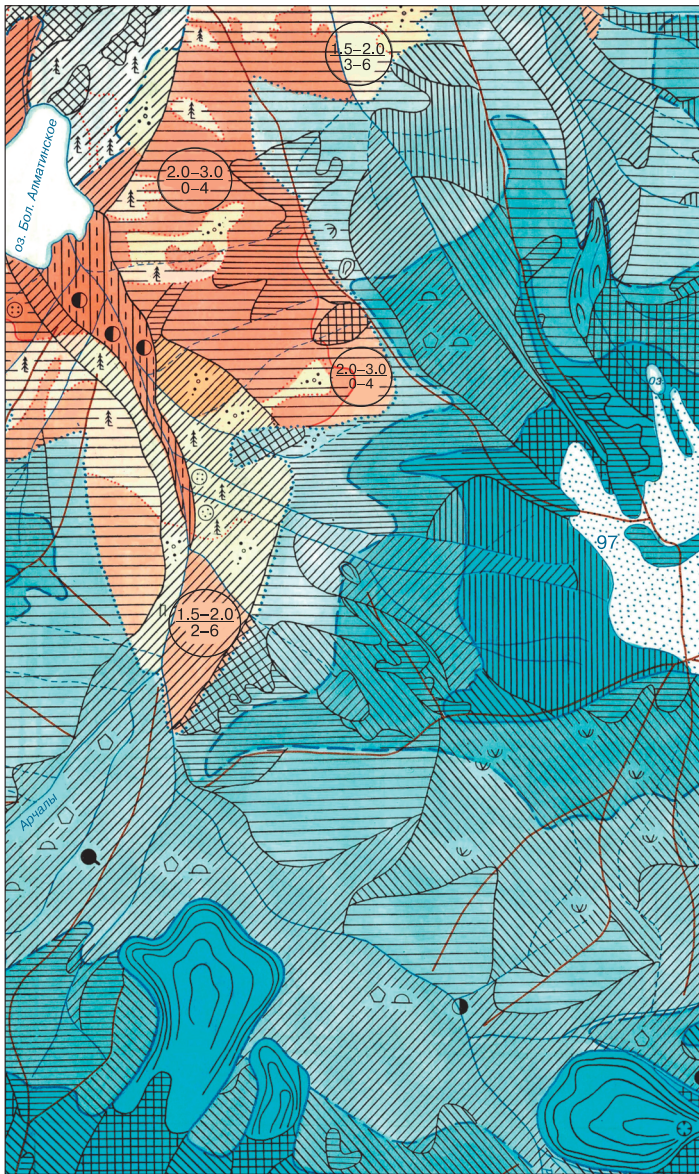
В основу карты положены важные геологические характеристики для расчета объемов КТ и подземных льдов – площади с различным составом и мощностью рыхлых отложений, выделенные на карте инженерно-геологического районирования условий формирования селевых потоков в бассейнах рек Большая Алматинка и Малая Алматинка в масштабе 1:25 000, выполненной Алма-Атинской гидрогеологической партией под руко-

водством В.Н. Вардугина [Карта..., 1974]. Криогенная толща здесь представлена мерзлыми рыхлообломочными отложениями различного состава и скальными трещиноватыми породами. Морозные породы сосредоточены в скальных нетрещиноватых, преимущественно гранитных массивах. Рыхлообломочные отложения представлены двумя характерными разновидностями. Первая представлена глыбово-щебнистыми отложениями с мелкодисперсным супесчано-суглинистым заполнителем. Эти отложения характерны для аллювиальных, пролювиальных, склоновых отложений, древних морен и каменных глетчеров. Вторая состоит из крупнообломочных глыбово-щебнистых отложений, в которых заполнитель или отсутствует, или в неполной мере заполняет пустоты между обломками. В результате большой пористости в этих отложениях происходит интенсивный конвективно-кондуктивный теплообмен, и пустоты в большинстве случаев заполняет лед. Эта разновидность отложений характерна для современных морен, активных каменных глетчеров, крупнообломочных осыпей, сейсмогенных обвальных толщ.

На основании материалов инженерно-геологической съемки (бурение, шурфование, геофизические исследования и др.) было установлено, что в бассейне р. Большая Алматинка КТ в скальных породах занимает около 17 км<sup>2</sup> (19 % от площади всей КТ – 88.4 км<sup>2</sup>), рыхлообломочных без заполнителя – 44.2 км<sup>2</sup> (50 %), с заполнителем – 27.2 км<sup>2</sup> (31 %).

Сведения о мощности мерзлых пород были получены из материалов геологических [Карта..., 1974], геофизических и геотермических исследований и геокриологической карты [Горбунов и др., 1996; Северский и др., 2014]. Мощность КТ определялась для каждого контура на карте по слоям отдельно в зависимости от состава пород и абсолютной высоты по геокриологическим подпоясам (табл. 3).

Поясним данные, приведенные в табл. 3. Большею частью КТ по своему строению неоднородна, т. е. состоит из скальных пород и перекрывающих рыхлообломочных отложений, соотношение которых меняется в зависимости от высоты и геомор-



- 1 [Hatched pattern]
- 2 [Hatched pattern]
- 3 [Hatched pattern]
- 4 [Hatched pattern]
- 5 [Cross-hatched pattern]
- 6 [Hatched pattern]
- 7 [Hatched pattern]
- 8 [Hatched pattern]
- 9 [Wavy pattern]
- 10 [Wavy pattern]
- 11 [Wavy pattern]
- 12 [Black circle]
- 13 [Diamond]
- 14 [Light blue square]
- 15 [Black circle]
- 16 [Circle with dots]
- 17 [Circle with dots]
- 18 [Circle with dots]
- 19 [Tree symbol]
- 20 [Circle with dots]
- 21 [Wavy pattern]
- 22 [Dashed line]
- 23 [Red line]

- Границы**
- Сплошного распространения криогенной толщи
  - Островного распространения криогенной толщи
  - Прерывистого распространения криогенной толщи
  - Спорадического распространения криогенной толщи
  - Литологические
  - Геоботанические
  - Участков с различной глубиной сезонного промерзания

Шкала глубин сезонного протаивания почвогрунтов

Распространение криогенной толщи	Мощность, м	$t, ^\circ\text{C}$	Льдистость среднегод.			
			0.5	1	2	3
Сплошное с неустойчивым протаиванием	$>100$ $l, h$	-2.0...-7.0	[Color scale from 0.5 to 4 m]			
Прерывистое с эпизодически неустойчивым протаиванием	$<100$ $h, m, l$	-1.0...-1.6	[Color scale from 0.5 to 4 m]			
Островное с устойчивым протаиванием	$<50$ $h, m, l$	-0.5...-4.0	[Color scale from 0.5 to 4 m]			
Спорадическое с длительно устойчивым протаиванием	$<30$ $h, m$	0...-2.0	[Color scale from 0.5 to 4 m]			

Содержание подземного льда, %  
 $h$  – высокое ( $>20$ ),  $m$  – среднее (10–20),  $l$  – низкое ( $<10$ )

Шкала глубин сезонного промерзания и среднегодовая температура почвогрунтов

Характер поверхности	Глубина промерзания (м)								
	0.3	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	4.0	5 м
Травянистые (луговые, лугово-степные, степные), участки лиственного леса и кустарников	7-12	5-10	2-8	1.5-6	1-4	0-3			
Хвойный (еловый) лес			5-9	2-6	0-4				
Кустарниковые заросли можжевельников (арчи)				2-6	0-4				
Незадернованные крупнообломочные осыпи и обвалы					1.5-5	0.5-3	0-1.5		

**Рис. 6. Фрагмент геокриологической карты бассейна р. Большая Алматинка (хр. Заилийский Алатау).**

1 – скалы сильнотрещиноватые, местами небольшие осыпи мощностью до 0.5 м; 2 – склоновые (grpI Q<sub>III-IV</sub>) отложения: глыбы, щебень, дресва с выходами коренных пород на поверхность, мощностью 3–5 м; 3 – склоновые глыбово-щебнистые отложения с песчано-глинистым заполнителем (dgr, dpl, gr Q<sub>III-IV</sub>), мощностью 3–7 м и более; 4 – склоновые щебнисто-

суглинистые отложения с песком, дресвой и глыбами (dgr, dpl Q<sub>III-IV</sub>), мощностью до 3–5 м; 5 – незадернованные глыбово-щебнистые отложения осыпей и обвалов (gr Q<sub>III-IV</sub>) до абс. высоты 2700 м; 6 – глыбово-щебнистые отложения морен (а) и активных каменных глетчеров (б) с супесчаным, песчаным и дресвянистым заполнителем (gl Q<sub>III-IV</sub>), мощностью 5–40 м; 7 – валунно-галечные и глыбово-щебнистые отложения с дресвяно-песчаным и песчано-глинистым заполнителем (до 40–60 %) нижних частей склонов долин, древних морен и каменных глетчеров (fgl, gl, apl Q<sub>III-IV</sub>), мощностью 10–50 м; 8 – валунно-галечные, щебнисто-глыбовые, дресвяно-щебнистые отложения селевых потоков и паводков (apl, fgl Q<sub>III-IV</sub>) в расширенных пойменных частях долин рек; 9 – активные каменные глетчеры; 10 – структурные солифлюкционные образования (языки); 11 – бугры пучения (туфуры); 12 – бороздящие валуны; 13 – трещинно-полигональные образования; 14 – перелетки; 15 – наледи речных вод; 16 – наледи грунтовых вод; 17 – термокарстовые просадки; 18 – ледники и номер по каталогу; 19 – хвойный (еловый) лес; 20 – заросли можжевельника; 21 – русла постоянных водотоков; 22 – русла временных водотоков; 23 – водоразделы. В кружках: числитель – глубина сезонного промерзания, м; знаменатель – средняя годовая температура пород, °С.

Таблица 3. **Мощность криогенной толщи (КТ) в бассейне р. Большая Алматинка в зависимости от абсолютной высоты и состава пород**

Распространение КТ	Абс. высота, м	Состав криогенной толщи и ее мощность, м						
		Скальные породы	Рыхлообломочные отложения					
			без заполнителя (БЗ)			с заполнителем (СЗ)		
			Всего	БЗ	скальная	Всего	СЗ	скальная
Сплошное	>3600	150	100	20	80	100	5	95
Прерывистое	3200–3600	100	50	30	20	50	20	30
Островное	2700–3200	50	20	15	5		15	
Спорадическое	2000–2700	–			5		–	

фологических условий. В целом закономерности в распространении и мощности КТ в зависимости от состава пород и абсолютной высоты согласуются с высотным распределением типов поверхностей,

выделенных И.С. Соседовым [1967] для центральной части Заилийского Алатау, и использованы авторами при построении региональной структуры геокриологической поясности (рис. 7).

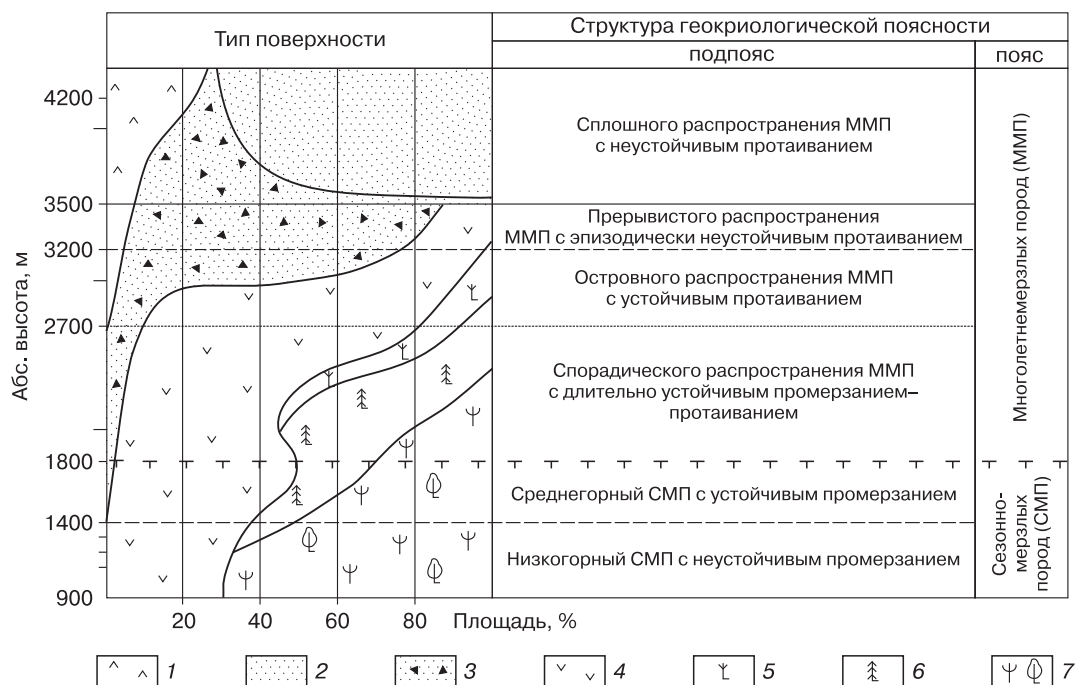


Рис. 7. Геокриологическая поясность и типы поверхностей центральной части северного склона Заилийского Алатау (по: [Соседов, 1967], с дополнениями авторов).

1 – скалы; 2 – ледники; 3 – осыпи; 4 – луга и степи; 5 – кустарниковые заросли можжевельника; 6 – еловый лес; 7 – лиственный лес и кустарники.

Таблица 4. Структура активного каменного глетчера ледника Городецкого

№ п/п	Возрастные генерации, лет назад	Площадь генерации, км <sup>2</sup>	Мерзлые массивы					
			Площадь, км <sup>2</sup>	Доля в генерации, %	Мощность, м	Объем, км <sup>3</sup>	Льдистость, %	Объем льда, км <sup>3</sup>
1	690 ± 80	0.35	0.1	30	25	0.003	10	0.0003
2	340 ± 65	0.48	0.3	60	25	0.007	50	0.0035
3	180 ± 60	0.50	0.5	100	30	0.02	80	0.016
	Всего	1.33	0.9			0.03		0.02

Для подсчета объемов подземных льдов необходимы сведения о льдистости пород. Для КТ, сложенной скальными породами, она принята 1 % [Коган, Кривоногова, 1978; Шестернев, Ядрищенский, 1990]. Для рыхлых крупнообломочных отложений без грунтового заполнителя объемная льдистость составляет 40 %, с заполнителем – 20 %.

Все приведенные выше данные о площадях распространения, мощности и льдистости позволили оценить общий объем КТ в бассейне Большой Алматинки в 6.8 км<sup>3</sup> (в скальных породах – 5.5 км<sup>3</sup>, рыхлообломочных без заполнителя – 0.83 км<sup>3</sup>, с заполнителем – 0.47 км<sup>3</sup>), а объем подземных льдов – 0.6 км<sup>3</sup>.

Сопоставим эту оценку с наземным оледенением этой же территории. Общий объем ледников бассейна Большой Алматинки в 1955 г. составил около 1.1 км<sup>3</sup>, в 2008 г. – 0.4 км<sup>3</sup>. Следовательно, за эти годы объем подземных льдов по отношению к такому объему ледников существенно изменился – от 54.5 до 150.0 % в связи с деградацией последних. Отметим, что объем подземных льдов остался почти неизменным, а ледников в связи с их деградацией существенно уменьшился. Предположение о постоянстве запасов подземных льдов основано на том, что за этот период не отмечено сколько-нибудь заметной деградации КТ [Северский и др., 2014].

Наиболее крупные залежи подземных льдов находятся в современных моренах и активных каменных глетчерах (см. рис. 1). Об этом свидетельствуют материалы комплексных геокриологических исследований с привлечением новейших геофизических методов, проведенных сотрудниками ИМЗ и Института нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН под руководством А.А. Галанина на активном каменном глетчере ледника Городецкого в бассейне р. Большая Алматинка (хр. Зайликий Алатау, Северный Тянь-Шань). Исследованиями установлены три разновозрастные генерации на каменном глетчере, в которых количество мерзлых массивов и льда резко сокращается от молодой верхней генерации к древним краевым (табл. 4).

В первой, наиболее древней генерации содержится до 30 % ископаемых блоков метаморфических льдов в талых породах. Во второй генерации площадь массивов мерзлых пород увеличивается

до 60 %, а в третьей, более молодой и сплошь мерзлой, крупные линзы и блоки ископаемого метаморфического льда связаны между собой мерзлыми щебнисто-глыбовыми породами. Объемная льдистость мерзлых пород увеличивается в этой же последовательности: от 10 % в первой генерации до 50 % во второй и 80 % в третьей. В последних двух увеличении льдистости связано со значительными массивами погребенных частей палеоледника [Галанин и др., 2015, 2017]. В целом в этом каменном глетчере объем подземного льда оценивается в 0.02 км<sup>3</sup>.

В Тянь-Шане, Джунгарском Алатау, Памиро-Алае насчитывается около 8 тыс. активных каменных глетчеров [Горбунов, Горбунова, 2010]. При средней площади каменного глетчера 0.2 км<sup>2</sup> их суммарная площадь составляет примерно 1600 км<sup>2</sup>. При средней мощности толщи мерзлых льдистых пород в каменных глетчерах около 10 м их суммарный объем достигает 16 км<sup>3</sup>. При льдистости криогенной толщи 30 % объем льда здесь оценивается в 4.8 км<sup>3</sup>.

Значительной льдистостью обладают и современные морены. Так, во Внутреннем Тянь-Шане обнаружено несколько высокольдистых позднеплейстоценовых морен. Самая крупная морена находится в долине р. Тарагай в истоках р. Сырдарья на абсолютных высотах 3300–3560 м. Эта морена состоит из двух массивов общей площадью около 126 км<sup>2</sup>, предполагаемая мощность КТ в ней порядка 50 м, а ее объем 6.3 км<sup>3</sup>. По оценке авторов, льдистость пород в морене составляет не менее 50 %, а объем льда – порядка 3.1 км<sup>3</sup>. Морена содержит погребенные массивы ледника, сегрегационные, возможно, инъекционные льды и, конечно, лед-цемент.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе анализа материалов многолетних геокриологических исследований о распространении, мощности и льдистости криогенной толщи в различных регионах Тянь-Шаня авторами впервые произведен приближенный подсчет объемов подземных льдов. Необходимость оценки ресурсов подземных льдов связана с их ролью в стоке рек и возрастающим дефицитом пресной воды на фоне изменений климата и существенной деградации оледенения.



Установлено, что общая площадь распространения криогенной толщи в горах Северного Тянь-Шаня, включая Джунгарский Алатау, составляет около 20.6 тыс. км<sup>2</sup> (35 % от всей площади региона), а 10.7 тыс. км<sup>2</sup> из них занимают многолетнемерзлые породы. Ориентировочно объем криогенной толщи здесь оценивается около 1240 км<sup>3</sup>, а льда в ней – 56 км<sup>3</sup>, что составляет примерно 4.5 % от объема криогенной толщи и 62 % от объема ледников – 90 км<sup>3</sup>.

Расчеты показали, что только в Джунгарском Алатау объем подземных льдов составляет около 21.5 км<sup>3</sup> (4.3 % от объема криогенной толщи), или 64 % от объема ледников по состоянию на 1956 г. (33.3 км<sup>3</sup>) и 120 % от объема ледников в 2015 г. (17.8 км<sup>3</sup>). Объем ледников по отношению к объему подземных льдов существенно уменьшился в связи с их деградацией, и эта тенденция сохраняется во всех горных регионах Центральной Азии.

Более достоверные подсчеты запасов подземных льдов выполнены на ключевом участке в бассейне р. Большая Алматинка (хр. Заилийский Алатау, Северный Тянь-Шань) на основании материалов инженерно-геологических изысканий и геокриологических исследований.

Общий объем криогенной толщи здесь составляет около 6.8 км<sup>3</sup>, а запасы подземных льдов в ней – около 0.6 км<sup>3</sup>, или примерно 9 %. Общий объем ледников в бассейне Большой Алматинки в 1955 г. составил 1.1 км<sup>3</sup>, в 2008 г. – 0.4 км<sup>3</sup>. Следовательно, за эти годы объем подземных льдов по отношению к объему ледников существенно изменился – от 54.5 до 150.0 %. Отметим, что объем подземных льдов остался практически неизменным, а ледников, как установлено, существенно уменьшился в связи с их деградацией.

Выявлено, что значительные объемы подземного льда содержатся в активных каменных глетчерах. Только в одном каменном глетчере ледника Городецкого объем подземных льдов оценивается в 0.02 км<sup>3</sup>. В Тянь-Шане, Джунгарском Алатау и Памиро-Алае активных каменных глетчеров насчитывается до 8000, их суммарная площадь примерно 1600 км<sup>2</sup>, а объем подземных льдов в них – около 4.8 км<sup>3</sup>.

Крупные залежи подземных льдов сосредоточены также в позднеплейстоценовых моренах Внутреннего Тянь-Шаня. Объем подземного льда в одной из них в долине р. Тарагай составляет порядка 3.1 км<sup>3</sup>.

### Литература

**Вилесов Е.Н.** Динамика и современное состояние оледенения гор Казахстана. Алматы, Казак университет, 2016, 268 с.  
Vilesov, E.N., 2016. The Behavior and the Current Condition of Glaciation in the Mountains of Kazakhstan. Kazakh University, Almaty, 268 pp. (in Russian)

**Вилесов Е.Н., Белова И.В.** Запасы льда и основные черты современного оледенения Тянь-Шаня // Геокриологические исследования в горах СССР. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1989, 194 с.

Vilesov, E.N., Belova, I.V., 1989. Snow Volume and the Main Features of Modern Glaciation of Tien Shan. Studies in the Mountains of the USSR. Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Yakutsk, 194 pp. (in Russian)

**Втюрин Б.И.** Подземные льды СССР. М., Наука, 1975, 209 с.  
Vtyurin, B.I., 1975. The Ground Ice of the USSR. Nauka, Moscow, 209 pp. (in Russian)

**Галанин А.А., Оленченко В.В., Христофоров И.И.** Новые данные о внутреннем строении, гидрологическом режиме и реологии каменных глетчеров Северного Тянь-Шаня – источников катастрофических ледово-грязекаменных селей // Фундаментальные и прикладные проблемы гидрогеологии: Материалы XXI Всерос. совещ. по подземным водам Востока России (Якутск, 22–28 июня 2015 г.). Якутск, ИМЗ СО РАН, 2015, с. 369–375.

Galanin, A.A., Olenchenko, V.V., Khristoforov, I.I., 2015. New data on the internal structure, the hydrological regime and rheology of the stone glaciers of Northern Tien Shan, the sources of catastrophic ice and mud flows. In: Fundamental and Applied Problems of Hydrogeology. The Proceedings of the XXI All-Russia Conference on Ground Water of the East of Russia (Yakutsk, June 22–28, 2015), Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Yakutsk, 2015, pp. 369–375. (in Russian)

**Галанин А.А., Оленченко В.В., Христофоров И.И., Северский Э.В., Галанина А.А.** Высокодинамичные каменные глетчеры Тянь-Шаня // Криосфера Земли, 2017, т. XXI, № 4, с. 58–74.

Galanin, A.A., Olenchenko, V.V., Khristoforov, I.I., Severskiy, E.V., Galanina, A.A., 2017. Highly dynamic rock glaciers of Tien Shan. Earth's Cryosphere XXI (4), 48–62.

**Горбунов А.П.** Вечная мерзлота Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1967, 164 с.

Gorbunov, A.P., 1967. The Permafrost of Tien Shan. Ilim, Frunze, 164 pp. (in Russian)

**Горбунов А.П.** Геокриологические условия Тянь-Шаня и Памира / А.П. Горбунов, Э.В. Северский, С.Н. Титков. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1996, 194 с.

Gorbunov, A.P., Severskiy, E.V., Titkov, S.N., 1996. The Geocryological Conditions of Tien Shan and Pamir. Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Yakutsk, 194 pp. (in Russian)

**Горбунов А.П.** География каменных глетчеров мира / А.П. Горбунов, И.А. Горбунова. М., Т-во науч. изданий КМК, 2010, 131 с.

Gorbunov, A.P., Gorbunova, I.A., 2010. The Geography of the Stone Glaciers of the World. KMK Science Publishing, M., 131 pp. (in Russian)

**Горбунов А.П., Ермолин Е.Д.** Подземные льды гор Средней Азии // Материалы гляциол. исслед., 1981, № 41, с. 59–62.

Gorbunov, A.P., Ermolin, E.D., 1981. Ground ice of the Central Asian mountains. Materialy Glatsiologicheskikh Issled., No. 41, 59–62.

**Горбунов А.П., Северский Э.В.** Высотная геокриологическая поясность Северного Тянь-Шаня // Криогенные явления Казахстана и Средней Азии. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1979, с. 67–83.

Gorbunov, A.P., Severskiy, E.V., 1979. The altitudinal permafrost zonality of the Northern Tien Shan Mountains. In: Permafrost Phenomena in Kazakhstan and Central Asia. Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Yakutsk, pp. 67–83. (in Russian)

**Горбунов А.П., Северский Э.В.** Оценка запасов подземных льдов Северного Тянь-Шаня // Гидрометеорология и климатология, 1998, № 3–4, с. 138–150.

- Gorbunov, A.P., Severskiy, E.V., 1998. Evaluation of the reserves of ground ice of Northern Tien Shan. *Gidrometeorologia i Klimatologia*, No. 3–4, 138–150.
- Горбунов А.П., Северский Э.В.** Геокриология Казахстана // Приложение к Национальному Атласу Республики Казахстан. Т. 1: Природные условия и ресурсы. Алматы, Изд-во ТОО "PRINT-S", 2006, с. 300–315.
- Gorbunov, A.P., Severskiy, E.V., 2006. The Geocryology of Kazakhstan. In: Supplement to the National Atlas of the Republic of Kazakhstan. Vol. 1: The Natural Conditions and Resources. PRINT-S, Almaty, pp. 300–315.
- Карта** инженерно-геологического районирования условий формирования селевых потоков в бассейнах рек Большой и Малой Алматинки. М-б 1:25 000. Алма-Ата, Фонды Алма-Атинской гидрогеол. партии, 1974.
- The map of engineering and geological zoning of the conditions of forming mud flows in the catchments of the Bolshaya and Malaya Almatinka Rivers. Scale 1:25 000. Alma-Ata, Alma-Ata hydrogeological expedition, 1974.
- Каталог** ледников СССР. Т. 13. Центральный и Южный Казахстан. Вып. 2. Бассейн оз. Балхаш. Ч. 1. Бассейны левых притоков р. Или от устья р. Курты до устья р. Тургенъ. Л., Гидрометеоздат, 1967, 78 с.
- The Catalogue of Glaciers of the USSR. Vol. 13. Central and Southern Kazakhstan, issue 2. The catchment of Balkhash Lake. Part 1. The catchments of the left tributaries of the Ili River from the mouth of the Kurta River to the mouth of the Turgen River. Gidrometeoizdat, Leningrad, 1967, 78 pp. (in Russian)
- Коган А.А.** Многолетнемерзлые скальные основания сооружений / А.А. Коган, Н.Ф. Кривоногова. Л., Стройиздат, 1978, 207 с.
- Kogan, A.A., Krivonogova, N.F., 1978. Permafrost-based rock bases of buildings and structures. Stroyizdat, Leningrad, 207 pp. (in Russian)
- Северский Э.В.** Опыт крупномасштабного картографирования криогенных явлений Заилийского Алатау // Криогенные явления Казахстана и Средней Азии. Якутск, ИМЗ СО РАН, 1979, с. 105–112.
- Severskiy, E.V., 1979. The experience of large-scale mapping of cryogenic phenomena. In: Cryogenic Phenomena of Kazakhstan and Central Asia. Melnikov Permafrost Institute, SB RAS, Yakutsk, pp. 105–112. (in Russian)
- Северский Э.В., Оленченко В.В., Горбунов А.П.** Влияние локальных факторов на распространение толщи мерзлых пород перевала Жосалыкезень (Северный Тянь-Шань) // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 4, с. 13–22.
- Severskiy, E.V., Olenchenko, V.V., Gorbunov, A.P., 2014. Influence of local factors on the structure of permafrost, Zhosalyskezen Pass (North Tien Shan). *Earth's Cryosphere XVIII* (4), 11–19.
- Соседов И.С.** Исследование баланса снеговой влаги на горных склонах в Заилийском Алатау. М., Наука, 1967, 198 с.
- Sosedov, I.S., 1967. The Study of the Balance of Snow Moisture on the Montane Slopes in Zaili Alatau. Nauka, Moscow, 198 pp. (in Russian)
- Шестернев Д.М.** Строение и свойства криолитозоны Удокана / Д.М. Шестернев, Г.Е. Ядрищенский. Новосибирск, Наука, 1990, 123 с.
- Shesternev, D.M., Yadrishchensky, G.E., 1990. The Structure and Characteristics of the Udokan Permafrost. Nauka, Novosibirsk, 123 pp. (in Russian)
- Barsch, D.** Rockglaciers: Indicators for the Present and Former Geoecology in High Mountain Environments. Berlin etc., Springer-Verlag, 1996, 331 p.

Поступила в редакцию  
25 апреля 2017 г.