

УДК 551.345(574)

ОЦЕНКА ЗАПАСОВ ПОДЗЕМНЫХ ЛЬДОВ СЕВЕРНОГО  
ТЯНЬ-ШАНЯ

Доктор геогр. наук А. П. Горбунов

Канд. с.-х. наук Э. В. Северский

*Проведена оценка запасов подземных льдов в Северном Тянь-Шане. В этот регион включен Джунгарский Алатау в пределах Казахстана, полностью Заилийский и Кунгей Алатау, Казахские части Кетменя с отрогами и Терскей Алатау. Запасы льда определялись по методике авторов с использованием геохронологических карт масштаба 1:500 000. Суммарный объем льда составляет 56 км<sup>3</sup>, т.е. 62 % от объема льда ледников этого же региона. По карте масштаба 1:25 000 проведены подсчеты запаса подземного льда в бассейне р. Большой Алматинки (Заилийский Алатау), но по иной методике. Эти запасы определены в 0,6 км<sup>3</sup>, что составляет 87,8 % от объема льда глетчеров, по состоянию на 1990 год.*

Описание современного оледенения горных регионов обычно сопровождается материалами, характеризующими площади ледников и их объемы. Однако значительные массивы льда, содержащиеся в горных породах остаются вне поля зрения исследователей. Сейчас уже совершенно определенно можно констатировать, что в горных регионах, где развито современное оледенение обязательно присутствуют и вечномерзлые (многолетнемерзлые) породы. Более того, такого рода породы могут быть встречены и в тех горах, где отсутствуют ледники. Все зависит от абсолютной высоты и местоположения гор. В низких географических широтах многолетнее промерзание возможно только в высокогорье, в средних – преимущественно в высокогорье и среднегорье, в высоких – во всех высотных поясах. Например, в Казахстане, кроме горных хребтов с

ледниками, вечная мерзлота на Алтае распространена в местах, где ледники отсутствуют (Тигирецкий, Убинский, Ульбинский, Нарымский хребты). Такая картина наблюдается в Тарбагатае, Тастау, Кояндытау, Кетменском хребте с отрогами и некоторых других горных массивах. Следовательно, вечная мерзлота в горах Казахстана распространена шире, нежели ледники.

Последующее изложение требует некоторых терминологических пояснений. В мерзловедении (геокриологии) широко используются такие понятия как: вечная мерзлота, многолетнемерзлые горные породы, криолитозона. Первое – народный термин, второе определение введено в мерзловедение группой ученых в пятидесятых годах определением в замен первого. Поэтому их следует рассматривать в качестве синонимов. Криолитозона – зона отрицательных температур литосферы. В ней могут находиться породы не содержащие льда или незамерзшие минерализованные воды. Следовательно, это более широкое определение, нежели вечная мерзлота или многолетнемерзлые породы. Горные породы, которые не содержат лед принято именовать морозными, а в англоязычной литературе их называют *dry permafrost* – сухая вечная мерзлота. Незамерзшие воды криолитозоны с отрицательной температурой называют криопэгами. Иногда используется термин сезонная криолитозона, для определения сезоннопромерзающих пород.

В связи с тем, что ниже пойдет речь о подземных льдах то наряду с термином криолитозона будет использовано и определение вечная мерзлота.

Содержание льда в вечномерзлых породах (криолитозоне) чрезвычайно изменчиво. В криолитологии принято их делить на эвидентные (видимые) и латентные (скрытые). Первые поддаются прямому визуальному измерению (ширы и залежи льда). При протаивании мерзлых пород эти льды переходят в свободную воду. Вторые – не поддаются прямому измерению и их содержание определяется косвенным методом. Это главным образом лед-цемент тонкодисперсных пород. При протаивании мерзлых пород они остаются в ней в виде связанной воды. В предлагаемой публикации речь пойдет только о эвидентных льдах. Среди них находятся погребенные ледниковые (глетчерные), наледные, озерные и речные

льды. Сюда же следует отнести погребенные лавинные снежники. Основные массивы погребенных льдов приходится на глетчерные. Погребение лавинных снежников происходит реже, чем ледниковых массивов, и они не образуют столь крупных тел, как глетчерные. Остальные разновидности погребенных льдов крайне редки и малы по своим размерам. Погребенные ледниковые и лавинные льды приурочены к моренам и каменным глетчерам, хотя последние могут встречаться и в осыпях высокогорий, реже – среднегорий. К числу собственно подземных льдов, т.е. образовавшихся непосредственно в толще горных пород, относятся сегрегационные, инъекционные, жильные и полостные. Первые возникают за счет льдовыделения в промерзающих осадочных толщах, вторые – при внедрении под напором вод в промерзающую систему, третьи и четвертые – при инфильтрации поверхностных вод и водяных паров в мерзлые породы, в основном грубообломочные или скальные.

Оценка объемов криолитозоны и подземных льдов – весьма сложная задача. Связано это с тем, что распространение вечной мерзлоты в горах зависит от многих факторов – абсолютной высоты, пространственным положением местности, составом и сложением горных пород, их влажностью и многим другим. Пояс вечной мерзлоты обычно расчленяет на подпояса островного, прерывистого и сплошного ее распространения [5]. В самом нижнем подпоясе, островном, мерзлые породы в основном приурочены к склонам северной экспозиции, в подпоясе прерывистого распространения – к северным склонам добавляются западные и восточные, а в подпоясе сплошного распространения вечная мерзлота встречается почти повсеместно, включая и склоны южной экспозиции. Отсутствует она только местами, например, вдоль активных тектонических разломов, под крупными и глубокими озерами и руслами многоводных рек, под некоторыми ледниками. Следует еще подчеркнуть, что в двух нижних подпоясах она распространена не повсеместно на упомянутых склонах: местами, скажем, на песчаных или на заснеженных участках вечная мерзлота может отсутствовать, как и на конусах выноса, в руслах водных потоков, в местах разгрузок подземных вод. Из-за такой мозаичности подсчеты площадей, занятых мерзлыми массивами особенно в двух нижних поясах весьма ориентировочны. Еще сложнее определение толщины (мощности) этих массивов.

Поэтому приходится довольствоваться средними показателями. Все перечисленные трудности, конечно, определяют лишь оценочный, весьма приближенный характер подсчетов объемов подземных льдов.

Запасы подземных льдов на Земле оценивались рядом исследователей [2, 10]. Первая же попытка определения объема подземных льдов в нашем регионе, в Тянь-Шане, сделана Б. И. Втюриным [2]. Используя в качестве исходных материалов данные А. П. Горбунова [3], он определил общий объем эвидентных подземных льдов в той части Тянь-Шаня, которая находилась тогда на территории СССР, в  $45 \text{ км}^3$ . Отметим для сравнения, что объем всех ледников Тянь-Шаня в пределах СССР оценивался примерно в те же годы в  $357 \text{ км}^3$  [6]. Известны и другие определения запасов подземных льдов в горных районах. У Б. И. Втюрина [2] находим оценки и по другим южным горным районам бывшего СССР – Кавказу ( $22,2 \text{ км}^3$ ), Памиру ( $15,0 \text{ км}^3$ ), Алтаю и Саянам ( $393 \text{ км}^3$ ). В монографии Д. Барша [11] приведена оценка запасов подземных льдов в Швейцарских Альпах, в диапазоне абсолютных высот 2 600 – 3 000 м. Их объем составляет несколько больше  $6 \text{ км}^3$ . Отметим, что подсчет запасов льда в Альпах проводился только в пределах подполюсов островного и прерывистого распространения вечной мерзлоты, на площади  $3 321 \text{ км}^2$ . Есть оценки запасов подземных льдов, но сугубо локальные, касающиеся небольших горных территорий. Так у того же Д. Барша [11] находим данные по объему подземных льдов в Восточном Тироле (Австрия). Материалами по подсчетам запасов эвидентных подземных льдов в иных горных системах они отсутствуют в обобщающих публикациях.

Казахстанская высокогорная геокриологическая лаборатория Института мерзлотоведения СО РАН начиная с конца семидесятых годов провела серию оценок запасов подземных льдов в горах Казахстана и Средней Азии. Эти подсчеты проводились на основе геокриологических карт с начала масштаба 1:1 000 000, затем – 1: 500 000. В последние годы проведена оценка объемов подземных льдов для одного из участков Заилийского Алатау по геокриологической карте масштаба 1: 25 000. Первые же подсчеты запасов подземных льдов в рассматриваемом регионе показали, что оценки по Тянь-Шаню и Памиру, проведенные Б. И. Втюриным [2], существенно занижены. Это вполне объяснимо, т.к. он располагал

еще крайне ориентировочными данными о распространении криолитозоны, о мощности и льдистости в этих горах. По нашим подсчетам запасы подземного льда в Тянь-Шане по карте масштаба 1:1 000 000 — 412 км<sup>3</sup> [4]. По данным Е. Н. Вилесова и И. В. Беловой [1] объем ледников этого же горного региона составляет около 423 км<sup>3</sup>. Позже, проведенные нами оценки запасов подземных льдов по карте масштаба 1:500 000 с привлечением некоторых уточняющих материалов позволили изменить упомянутую величину: снизить ее до 320 км<sup>3</sup>.

Настоящая публикация посвящена результатам последующих работ по подсчету объемов криолитозоны и подземных льдов в Северном Тянь-Шане, включая и Джунгарский Алатау. Этот регион находится на территории Казахстана и частично в Северной Киргизии. Подсчеты выполнялись по геокриологической карте масштаба 1:500 000 с использованием новейших данных по мощности криолитозоны и содержания в ней льда. Кроме того, приведены материалы по подсчетам запасов подземных льдов на основе геокриологической карты масштаба 1:25 000 бассейна реки Большой Алматинки вместе с р. Проходной (северный макросклон Заилийского Алатау). Оценка запасов подземных льдов здесь проводилась несколько по иной методике.

Наименее изученной до сих пор остается скальная криолитозона. Некоторые материалы о ее строении в горах Забайкалья и наши данные, полученные при осмотре горных выработок в Тянь-Шане, позволяют составить о ней общее представление (рисунок).

Морозные породы занимают срединное положение в криолитозоне скальных толщ. Лед в них отсутствует, но у подошвы скальной криолитозоны, лед вновь появляется, заполняя трещины, которые образуются при пульсации подошвы криолитозоны в контактной полосе. Контакт сдвигается вглубь скального массива при похолодании климата или ослаблении плотности глубинных геотермических потоков и, наоборот, имеет противоположное движение при потеплении климата, и усилении плотности упомянутых потоков. Все это приводит к некоторому растрескиванию пород, а "подсос" влаги из немерзлой скальной толщи, если таковая там есть, формирует ледяные включения. Предполагается, что содержащая лед

"приполюшенная" криолитозона, имеет мощность порядка нескольких метров, может быть иногда 10 – 20 м.

Повышенное содержание льда в скальной криолитозоне характерно для коры ее выветривания и зон тектонического дробления. Объемная льдистость таких массивов может достигать 10 – 20 % и более, общая объемная льдистость коры выветривания магматических горных пород обычно не превышает 3 % [7, 9].

Следует отметить, что строение и льдосодержание скальных пород до сих пор одна из наименее изученных сторон криолитозоны. Особенно это касается высокогорных регионов.

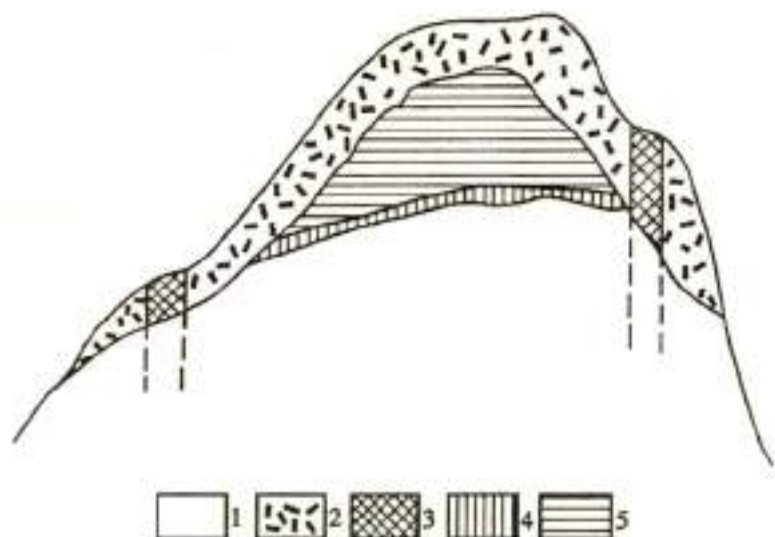


Рис. Принципиальная схема строения скальной криолитозоны: 1 – скальный массив вне криолитозоны; 2 – мерзлая кора выветривания; 3 – мерзлые породы зоны тектонического дробления; 4 – мерзлые породы контактной зоны; 5 – морозная криолитозона.

Значительно лучше обстоит дело с рыхлообломочной криолитозоной вообще и нашего региона в частности. У нас есть сведения о криогенном строении склоновых отложений различного состава, древних и современных морен, каменных глетчеров, озерных, аллювиальных, пролювиальных отложений и других образований. Особенно высокой льдистостью обладают современные (голоценовые) морены, каменные глетчеры, озерные толщи и другие грубообломочные накопления (осыпи, коллювий, курумы, обвалыные

массивы). Льдистость некоторых из перечисленных образований иногда достигает 70 – 80 %.

Подсчет объемов криолитозоны и подземных льдов осуществляется по мерзлотным (геокриологическим) подпоясам. Внутри каждого из них определялась суммарная площадь массивов криолитозоны: для островного подпояса обычно принимались 10 – 20 %, для прерывистого – 60 – 70 %, для сплошного – 90 % от площадей этих подпоясов. Но иногда, в зависимости от конкретных обстановок в этот подход вносились некоторые коррективы.

Сведения о площадях с различным типом распространения вечной мерзлоты и суммарных площадях криолитозоны в рассматриваемых горных регионах Юго-Восточного Казахстана приводятся в таблице 1.

Таблица 1

Площади поясов и подпоясов вечной мерзлоты (числитель)  
и массивов криолитозоны в их пределах (знаменатель), км<sup>2</sup>

Регионы	Подпояса			Всего
	сплошной	прерывистый	островной	
Заилийский, Кунгей, Терской Алатау и Кетмень (бассейн. оз. Балхаш)	<u>1177</u> 1054	<u>964</u> 848	<u>3143</u> 797	<u>5284</u> 2699
Заилийский и Кунгей Алатау (бассейн р. Чу)	<u>672</u> 605	<u>734</u> 442	<u>675</u> 67	<u>2084</u> 1114
Кунгей Алатау (бассейн оз. Иссык-Куль)	<u>717</u> 650	<u>1002</u> 600	<u>1000</u> 100	<u>2719</u> 1350
Джунгарский Алатау	<u>2962</u> 2666	<u>2755</u> 1928	<u>4218</u> 845	<u>9935</u> 5439
Итого:	<u>6528</u> 5975	<u>5458</u> 3818	<u>9636</u> 1809	<u>20022</u> 10592

*Примечание. В таблицах 1 и 2 помещены характеристики по всему Заилийскому и Кунгей Алатау, а по Терской Алатау и Кетменю – только тех частей, которые находятся в пределах Казахстана. Высотные границы геокреологических подпоясов для Северного Тянь-Шаня: островной – 2700 м, прерывистой – 3200 м, сплошной – 3600 м; в Джунгарском Алатау эти границы смещены вниз на 200 м.*

Для подсчета объема криолитозоны принимались средние мощности скальной и рыхлообломочной криолитозоны. Обычно в пределах островного распространения определялся объем только рыхлообломочной криолитозоны, так как скальная криолитозона здесь редка. Для островного подпояса, в зависимости от местных условий, мощность криолитозоны принималась в 20 – 30 м. В подпоясе прерывистого распространения определялись объемы скальной и рыхлообломочной криолитозоны. Обычно для скальной принималась мощность в 100 м, а для рыхлообломочной – 50 м. В пределах сплошного распространения вечной мерзлоты определялся объем только скальной криолитозоны.

Средняя мощность ее в зависимости от высоты гор принималась в 100 или 200 м. Рыхлообломочные отложения в подпоясе сплошного распространения вечной мерзлоты в рассматриваемом регионе существенно уступают скальной криолитозоне, особенно это касается их мощности. Но в других районах Тянь-Шаня, в частности, во внутреннем, наблюдается иная картина соотношения скальной и рыхлообломочной криолитозон.

Исходя из анализа собственных материалов и некоторой информации по регионам, расположенным в Сибири [7, 9] в качестве исходной величины льдистость для скальной криолитозоны принималась равной 1 %, хотя в зонах тектонического дробления и в коре выветривания скальных массивов объемная льдистость может достигать 30 %, возможно, и более. Но с другой стороны, значительные массивы скальной криолитозоны вообще лишены льда. Льдистость рыхлообломочной криолитозоны в подсчетах принималась равной 30 %, хотя нередко в моренах, каменных глетчерах, озерных толщах, в осыпях она достигает 60 – 70 % и более.



Приведенные в таблице 2 оценки весьма ориентировочны, но и они показывают, что запасы подземных льдов в регионе существенны и сопоставимы с объемами современных ледников.

Таким образом, многолетнемерзлые породы на Северном Тянь-Шане распространены на площади около 20 тыс. км<sup>2</sup>, что составляет около 35 % всей горной территории этих регионов. Суммарная площадь всех массивов вечной мерзлоты здесь почти в два раза меньше (10,6 тыс. км<sup>2</sup>). Однако это примерно в 5 раз больше суммарной площади всех ледников рассматриваемого региона. Запасы подземных льдов криолитозоны оцениваются в 56 км<sup>3</sup>, что составляет около 22 % объема всей криолитозоны региона.

Таблица 2

Объемы криолитозоны и подземных льдов, км<sup>3</sup>

Регионы	Объем криолитозоны			Объем подземного льда		
	скаль- ный	рых- ло- обло- моч- ный	все- го	скаль- ный	рыхло- обло- мочный	все- го
Заилийский, Кунгей, Терской Алатау и Кетмень (бассейн оз. Балхаш)	366,1	56,84	422,98	5,66	17,07	22,71
Заилийский и Кунгей Алатау (бассейн р. Чу)	143,1	12,84	155,91	1,47	3,85	5,32
Кунгей Алатау (бассейн оз. Иссык-Куль)	160,0	4,5	164,5	1,6	4,8	6,4
Джунгарский Алатау	438,1	57,05	495,12	4,38	14,12	21,50
Итого:	1107,3	131,23	1238,53	12,51	42,82	55,93

Составим эту величину с наземным оледенением рассматриваемого региона. Объем всех ледников оценивается примерно  $90 \text{ км}^3$  [1, 6], а объем подземных льдов – около  $56 \text{ км}^3$ , что составляет примерно 62 % относительно объема наземного льда. Интересно эти соотношения сравнить с данными для всего Тянь-Шаня (без китайской его части). Оно составляет 76 %, а только по одному Джунгарскому Алатау – 59 %.

Подсчеты запасов подземного льда в бассейне реки Большой Алматинки выполнялись по карте масштаба 1:25 000. Здесь определение объемов льда осуществлялось по геокриологическим подпоясам, непосредственно по выявленным массивам криолитозоны. В бассейне Большой Алматинки первые небольшие по площади и маломощные (до нескольких метров) массивы мерзлоты появляются уже на абсолютных высотах около 2 000 м. Они приурочены исключительно к грубообломочным толщам густых ельников. Это сугубо локальные образования, некоторые из них относятся к числу реликтов Малого ледникового периода (XIV – XVIII века). Подсчеты объемов льда в скальной и рыхлообломочной криолитозоне проводились раздельно. Для каждого контура определялись мощность и льдистость. Всего выделены следующие разновидности криолитозоны: скальная, рыхлообломочная с заполнителем (СЗ) и без него (БЗ). Суммарная площадь скальной криолитозоны составляет  $17 \text{ км}^2$ , рыхлообломочная без заполнителя  $44,2 \text{ км}^2$ , с заполнителем  $27,2 \text{ км}^2$ . Рыхлообломочная криолитозона представлена в основном моренами, каменными глетчерами, осыпями, обвальными толщами, в которых заполнитель или отсутствует, или не в полной мере заполняет пустоты между обломками. Рыхлообломочная криолитозона с заполнителем характерна для аллювиальных, озерных, пролювиальных, древних морен и каменных глетчеров, для склоновых отложений. Таким образом скальная криолитозона, представленная в основном гранитами, занимает примерно 19 %, рыхлообломочная без заполнителя – 50 %, она же, но с заполнителем – 31 % от площади всей криолитозоны бассейна Большой Алматинки. Мощность криолитозоны в зависимости от абсолютных высот представлена в таблице 3.

Данные в таблице 3 нуждается в некоторых пояснениях. Следует иметь в виду, что в пределах высотных диапазонов существенно изменяется мощность криолитозоны с высотой, меняется и даже исчезает с высотой рыхлообломочная толща, большей частью криолитозона по своему строению неоднородна, т.е. состоит из скальной и рыхлообломочной и соотношение их меняется с высотой и от места к месту. Поэтому в каждом конкретном случае пришлось оперировать с определенными величинами.

Таблица 3

Мощность криолитозоны

Типы распространения криолитозоны	Абсолютные высоты, м	Разновидности криолитозоны и ее мощность, м		
		скальная	рыхлообломочная	
			без заполнителя (БЗ)	с заполнителем (СЗ)
Сплошной	Выше 3600	150	100 из них: 20 - БЗ 80 - скальная	100 из них: 5 - СЗ 95 - скальная
Прерывистый	3200-3600	100	50 из них: 30 - БЗ 20 - скальная	50 из них: 20 - СЗ 30 - скальная
Островной	2700-3200	50	20 из них: 15 - БЗ 5 - скальная	20
Спорадический	2000-2700		5	5

Льдистость для скальной криолитозоны принята в 1%, для рыхлообломочной без заполнителя – 50%, с заполнителем – 20%. Все

приведенные выше данные позволили оценить общий объем криолитозоны в  $6,8 \text{ км}^3$  (скальной –  $5,5 \text{ км}^3$ , рыхлообломочной без заполнителя –  $0,83 \text{ км}^3$ , с заполнителем –  $0,47 \text{ км}^3$ ), а запасы подземных льдов –  $0,6 \text{ км}^3$ . Сопоставим эту оценку с наземным оледенением этой же территории. Общий объем ледников бассейна Большой Алматинки в 1955 г. составил  $1,164 \text{ км}^3$ , в 1979 г. –  $0,781 \text{ км}^3$ , в 1990 г. –  $0,683 \text{ км}^3$  (устное сообщение Е. Н. Вилесова). Следовательно, за эти годы объем подземных льдов по отношению к таковому ледников менялся от 51,5 % до 87,8 %. Отметим, что объем подземных льдов остается почти неизменным, а ледников, как установлено, существенно уменьшился. Предположение о постоянстве запасов подземных льдов основано на том, что за этот период не отмечено сколько-нибудь заметной деградации вечной мерзлоты. Связано это с тем, что криолитозона более консервативная система, нежели ледники. Поэтому потепление климата на ней сказывается с большим запозданием, да и уменьшение атмосферных осадков, наоборот, благоприятствует сохранению мерзлых пород, в отличие от ледников. Следовательно, доля наземного оледенения в общих запасах природных льдов сейчас идет к уменьшению, а подземных льдов в криолитозоне к увеличению.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Вилесов Е. Н., Белова И. В. Запасы льда и основные черты современного оледенения Тянь-Шаня // Геокриологические исследования в горах СССР. – Якутск: ИМЗ СО АН СССР, 1989. – С. 117 – 132.
2. Втюрин Б. И. Подземные льды СССР. – М.: Наука, 1975. – 209 с.
3. Горбунов А. П. Вечная мерзлота Тянь-Шаня. – Фрунзе: Илим, 1967. – 164 с.
4. Горбунов А. П., Ермолин Е. Д. Подземные льды гор Средней Азии // Материалы гляциологических исследований. – 1981. – № 41. – С. 59 – 62.
5. Горбунов А. П., Северский Э. В., Титков С. Н. Геокриологические исследования Тянь-Шаня и Памира. – Якутск: ИМЗ СО РАН, 1996. – 196 с.
6. Каталог ледников СССР. – Том 13. Центральный и Южный

- Казахстан. Вып. 2. Бассейн оз. Балхаш. Ч. 1. Бассейны левых притоков р. Или от устья р. Курты до устья р. Тургень. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 78 с.
7. Коган А. А., Кривоногова Н. Ф. Многолетнемерзлые скальные основания сооружений. – Л.: Стройиздат, 1978. – 207 с.
  8. Суслов В. Ф. Ледниковые ресурсы Советского Союза. – Л.: Гидрометеиздат, 1977. – 9 с.
  9. Шестернев Д. М., Ядрищенский Г. Е. Стрoение и свойства криолитозоны Удокана. – Новосибирск: Наука, 1990. – 123 с.
  10. Шумский П. А. Подземные льды // Основы геокриологии (мерзлотоведения). – Ч. 1. Глава 9. – М.: Изд-во АН СССР, 1959. – С. 274 - 327.
  11. Barsch D. Rock glaciers. – Berlin.: Springer, 1996. – 331 p.

Казахстанская высокогорная геокриологическая лаборатория  
Института мерзлотоведения СО РАН

Международный центр геоэкологии горных стран  
аридных районов МНВО РК

### **СОЛТҮСТІК ТЯНЬ-ШАНЬ ТАУЛАРЫНЫҢ ЖЕРАСТЫ МҮЗДАРЫНЫҢ ҚОРЛАРЫН БАҒАЛАУ**

Геогр. г. докторы	А. П. Горбунов
Ауыл. ш. ғ. канд.	Э. В. Северский

Солтүстік Тянь-Шаннің жерасты мұздарының қорлары бағаланған. Зерттелген аумаққа Қазақстан көлемінде Жоңғар Алатауы, толық Іле мен Күнгей Алатаулары, Кетмень және Теріскей Алатаулары енгізілген. Мұз қорларын анықтау процессі авторлар ұсынған әдіс бойынша бағаланған, яғни масштабы 1: 500000 геокриологиялық карталардың көмегімен. Мұздардың жалпы көлемі 56 км<sup>3</sup> болып бағаланған, керісінше айтсақ бұл көлем қаралынған аумақтың жалпы ..... 62 % болып табылады. Басқа әдіс бойынша, масштабы 1: 25000 картамен, Үлкен Алматы өзенінің су алқабындағы жерасты мұздарының қорлары есептелінген. Бұл қорлар 0,6 км<sup>3</sup> болып табылған, яғни 1990 жылғы шаққанда барлық глетчерлердің 87,8 % көлеміне сәйкес.