

Вахрушев Б.А.

СНЕЖНО-ЛЕДОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ ГОРНЫХ СТРАН

Изучение влияния льда и снега на карстовый морфогенез – задача которая давно считается важной в карстоведении. Практически в каждой крупной монографической сводке отмечается значение гляциально-нивалных явлений в образовании поверхностных и подземных карстовых форм рельефа [2,3,4,9,11,12]. Однако, до сих пор, этот раздел карстовой геоморфологии является одним из наименее изученных. Такое положение вещей связано с тем, что перегляциальные территории арктических и высокогорных зон трудно доступны и сложны для изучения, особенно в зимнее время. Кроме того, отсутствуют унифицированные методики исследования снежно-ледовых отложений карстовых форм.

Основными задачами карстологических исследований в области изучения снежно ледовых накоплений в карстовых регионах, являются:

- изучение ветрового перераспределения снега в карстовом рельефе с определением влагозапаса по элементам карстовых форм;
- определение химического состава и минерализации пещерного снега и льда;
- выяснение условий образования ледовых явлений в карстовых полостях;
- изучение влияние снега и льда на морфологию и морфометрию карстовых форм;
- палеогеографические аспекты гляцио-карстовых исследований.

В отечественной литературе широко используется классификация Г.А. Максимовича [9], выделявшего атмосферные, гидрогенные и гетерогенные пещерные льды. Как справедливо указывал В.Н. Дублянский [4], при таком подходе снег и лёд карстовых форм будет рассматриваться отдельно, хотя чаще всего они относятся к одному генетическому ряду. Основными звеньями этого ряда являются атмосферный снег, накапливающийся на днищах поверхностных и подземных карстовых форм, на уступах и карнизах верхних частей полостей, имеющих широкие входы.

В результате уплотнения и метаморфизации снег может перейти в следующие две стадии: фирновую и глетчерную. Последующей генетической разностью пещерных льдов являются конжеляционные образования. Возникающие при замерзании воды, попадающей в карстовые полости от таяния снега и выходов подземных, инфильтрационных и инфилюационных вод на стенах пещер. В зимний период широко развивается в привходовых частях полостей сублимационные образования: иней, изморозь, ледяные кристаллы.

В настоящей статье рассматриваются материалы, полученные автором при исследовании высокогорий Бзыбского хребта Западного Кавказа, в районе развития одной из глубочайших карстовых полостей Мира – Снежной.

Перелетывающие скопления снега и льда встречены в 120 полостях массива (30% их общего числа). По мнению Б.Р. Мавлюдова [6] наиболее благополучные условия для их формирования существуют выше границы леса, где возможно пополнение запасов снега при метелевом переносе и сходе небольших лавин с бортов поверхностных форм рельефа. По нашим данным определенную роль играет и ориентировка входов в полости. 40% полостей со снегом имеет длинные оси, вытянутые в направлениях 70-90°, 22% – 0-10°, по 14% – 30-40° и 320-340°. Преобладающее количество полостей со льдом заложено по трещинам меридионального (60%) и широтного (25%) простирания. Эти направления хорошо коррелируются с местной розой ветров.

В большинстве случаев скопления снега имеют мощность, не превышающую 10 м. Однако, известны шахты, в которых она достигает 20 и даже 80 м. Можно выделить следующие типовые ситуации накопления снега:

– Снег накапливается на дне нивально-коррозионного колодца (глубина до 20 м) или шахты (глубина более 20 м), имеющих конусовидную (рис. 1 А) или щелевидную (рис. 1 Б) форму. Летом происходит его постепенное таяние. Глубина полости является функцией от размеров входа или его ориентировки по отношению к преобладающим ветрам [4].

– Снег поступает во вскрытую пещеру через вход, образованный в результате провала кровли полости. Под ним образуется снежный конус, объем которого зависит от размеров входа. Снег может попадать при этом на любую глубину от поверхности, а форма конуса зависит от уклона пола (рис. 1 В).

– Снег поступает в шахту-понор. Глубина проникновения зависит от размеров входа и конфигурации полости. При частичном стаивании могут возникать снежные «пробки» (рис. 1 Г).

Образование льда часто происходит в статических полостях, представляющих собой «холодный мешок» (рис. 1 Д, Е). Если объем снега, поступающего зимой в полость, сравнительно невелик, то весной, при таянии снега на поверхности и при выпадении жидких осадков в ней образуется только конжеляционный лед на сводах и стенах (сталактиты, коры) и на полах (сталагмиты, рис. 1 Д). Если снега поступает много, то происходит офирнование его нижней части. Так на дне завала возникает лед фирнового, а затем и глетчерного типа (рис. 1 Е).

В динамических полостях лед образуется в сужениях, где за счет увеличения скорости воздушного потока происходит его охлаждение (а также снижается давление).

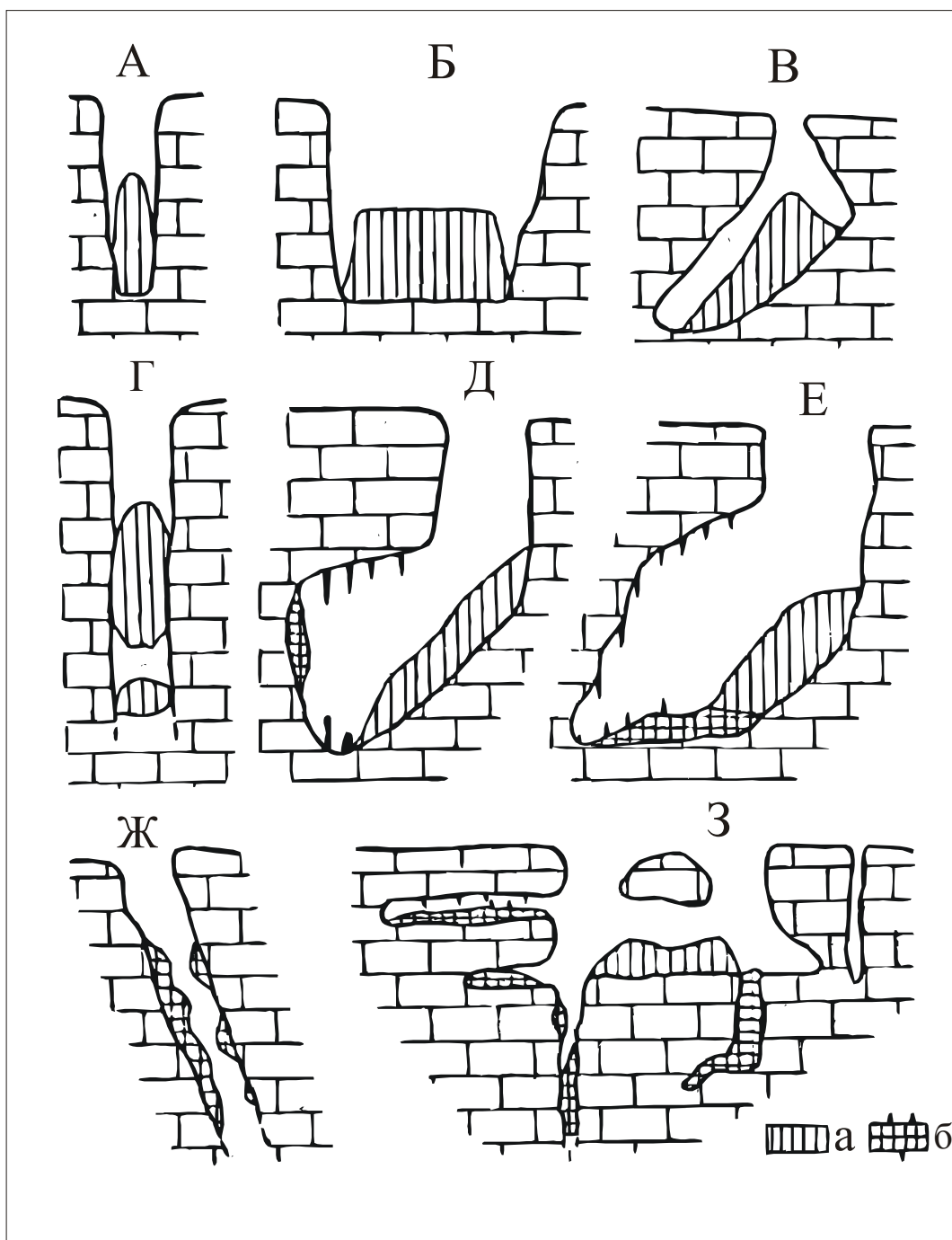


Рис. 1. Типовые ситуации накопления снега и образования льда в карстовых полостях. (а - снег, б - лёд)

Конжеляционный лед намерзает на стены шахт (рис. 1 Ж), образует коры, сталактиты, сталагмиты, льды водоемов в горизонтальных пещерах (рис. 1 З). Во всех случаях на поверхности охлажденных горных пород и на льду возможно образование сублимационных форм (иней, изморозь, кристаллы).

На Бзыбском массиве наиболее распространены полости разновидностей А и Б (по 32,5%). Затем следуют полости типа В (19%), Г и Ж (по 7%), Д (5%), З и Е (по 3,5%). Наши исследования, проведенные на других высокогорных массивах Западного Кавказа (Гагринский, Фишт, Арабика), выявили схожие закономерности.

Особое положение среди полостей Бзыбского массива со снегом и льдом занимает шахта-понор Снежная. Ее высотное положение (вход находится на высоте около 2000 м) и морфология верхней части («песочные часы»: большой зал с широким входом – пережим – Большой зал с высоким куполом) способствуют накоплению и сохранению большого количества снега и льда. На эту особенность полости, определившую ее название, обратили внимание еще первые исследователи [1,5]. В дальнейшем снежно-ледовые отложения были детально изучены карстово-гляциологической экспедицией Института Географии АН СССР [6,7,8].

Пещерные снег, фирн и лед в Снежной развиты до глубины 200 м. На этом участке можно выделить

области питания, транзита и накопления снега.

Областью питания является входная шахта глубиной 40 м, имеющая площадь по верхнему краю около 2000 м², и прилегающие к ней склоны контрфорса хребта Раздельный. Общая площадь снегосбора составляет около 5000 м². Снег поступает в шахту непосредственно, а также сносится туда метелями и микролавинами. Общее количество попадающего в шахту снега может превышать 10 тыс. м³.

Областью транзита является 130-метровая шахта. Ее ширина по короткой оси колеблется от 2 до 7 м, а по длиной – от 6 до 20 м. Конфигурация шахты в разные годы меняется, так как на разной глубине появляются и исчезают скопления снега, фирна и льда. Залоподобное расширение на глубине 80 м, богатое ледяными формами (фирн, натечный лед, сталактиты, сталагмиты, колонны), получило название зала Гвоздецкого. После дождей через шахту проходит ручей, который промывает в снегу и во льду каналы. Объем снежно-ледовых накоплений в области транзита также превышает 10 тыс. м³.

Областью накопления является Большой зал, имеющий грушевидную форму (длина 140 м, максимальная ширина 60 м, высота 10-60 м, площадь 5500 м², объем 200000 м³. Дно зала занято асимметричным фирново-ледяным конусом с площадью основания около 5000 м², высотой (над уровнем пола) 20-25 м, мощностью (в центральной, пониженной части зала) до 30 м, объемом более 50000 м³. Под одним из выводных каналов транзитной части располагается снежный конус, под другим, через который происходит сток дождевых вод, вертикальный колодец, имеющий глубину 23 м, диаметр от 14 до 7 м. Он пронизывает фирново-ледяной конус до дна. Под более мелкими питающими каналами располагается еще несколько колодцев глубиной до 5 м.

Накопление снега в Большом зале происходит с конца декабря по март, когда в области питания и транзита температура воздуха постоянно отрицательна. В летнее время, в особенности после дождей, влага поступает в Большой зал в жидком виде. На участках сильного водопритока формируются колодцы, на участках капли – мелкие лунки, которыми покрыта примерно половина поверхности конуса. Судя по количеству годичных слоев (фиксируются прослойками гумуса), возраст льда Большого зала достигает 500 лет [8]. Поэтому вызывает удивление то, что сохранение подземного льда и снега в полостях Бзыбского массива Л.И. Маруашвили увязывает с плейстоценовым оледенением [10].

На участках с отрицательной температурой происходит формирование конжеляционного льда. На глубине 100 м от поверхности описаны ледяные сталагмиты высотой до 2 м при диаметре до 15 см. Здесь же имеется ледопад высотой до 3 м. В Большом зале, по периферии его свода, имеются сталактиты, а на дне, в пределах конуса, единичные сталагмиты. Лед образует кору на стенах и глыбах известняка, а также гроздевидные формы в зоне разбрызгивания капли. Часто встречаются и сублимационные формы (кораллиты, кристаллы). Общий объем постоянного снега и льда в Снежной превышает 60 тыс. м³. Это крупнейшее скопление воды в твердой фазе, известное в карстовых полостях СНГ.

До сих пор не ясен вопрос о том, являются ли фирново-ледяные скопления Большого зала подземным ледником (т.е. свойственно ли им движение). В южной части зала в 10-15 м от края конуса расположено валообразное скопление обломков известняка. Это могут быть и моренные и обвально-осыпные отложения, скатывавшиеся по поверхности конуса в прошлом, когда он был несколько больше. В северной части конуса имеются скопления обломков известняка от 3 см до 3 м в поперечнике, аналогичные поверхностной морене ледников. Они занимают площадь около 150 м² при мощности до 1,5 м.

Очень интересный вопрос – абляция подземного льда. Морфология привходовой части Снежной создает условия для накопления в холодный период значительных запасов холода. Этому способствует как поступающий с поверхности снег, так и затекание холодного приземного воздуха. В это время наблюдается синхронный ход температур на поверхности и под землей, происходящий, правда, с убыванием их амплитуд, соответственно, с 17 до 10°С. Именно поэтому зимняя отрицательная температура (-1,5...-2,0°С) устанавливается в Большом зале позднее, чем во входной шахте. Поступление тепла в холодный период незначительно (в основном за счет замерзания воды). Тепловой поток от стен и дна зала практически отсутствует, так как на стенах несколько лет сохраняется покровный лед, а нулевая изотерма проходит на глубине 25 см от поверхности донных отложений. В теплый период положение меняется. Тепло, приносимое с поверхности водой и воздухом, устанавливает температуру в зоне транзита 0,8°С, а в зоне накопления 0,2-0,4°С. На поверхности фирново-ледового конуса она нулевая или отрицательная (-0,3°С). Это вызывает усиленное таяние льда в зоне транзита (0,7-1,7 мм/сут на участках непосредственного воздействия воды, 0,7-0,9 мм/сут на участках вихревых потоков воздуха), и несколько замедленное (0,3 мм/сут) – в зоне накопления снега. Во входной части полости с апреля по ноябрь, стает до 25 м снега (12000 мм в слое воды), в нижнем конце входной шахты – 2 м (1000 мм), в Большом зале - 0,12 м (85 мм) (микроклиматические данные приведены по материалам Института Географии АН СССР).

Жизнь фирново-ледового конуса в Большом зале была бы простой (зимой – накопление снега, летом – таяние), если бы снег поступал на него ежегодно. Но за 10 лет наблюдений он достигал Большого зала лишь дважды. Только после зимы 1979-1980 гг., когда в зал поступило около 100-200 м³ снега, он сохранился до следующей зимы. Непостоянное поступление снега в зал зависит от состояния подводящих каналов в зоне транзита. Величину абляции снега в Снежной косвенно подтверждают наблюдения томских спелеологов 24-29.07.1979 г.: абляция снежников на поверхности и в карстовых воронках составляет в среднем 10,4 см/сут, снежного конуса на глубине 15 м в одной из шахт Бзыбского массива – 0,3 мм/сут. Четкой связи между

температурой воздуха и величиной абляции не выявлено. Она зависит не только от температуры, но и от влажности воздуха, увеличиваясь в дни с туманами и слабыми осадками.

Изложенные данные далеко не исчерпывают научных проблем, возникающих при изучении снежно-фирново-ледовых отложений Снежной и в аналогичных полостях. Гляциоспелеология как новое научное направление только начала формироваться. Основные задачи исследований на ближайшие десятилетия – это разработка классификации подземных криогенных образований, уточнение условий и закономерностей их образования и сохранения, детальное изучение массо- и энергообмена, выяснение условий существования подземных ледников, динамики их движения и влияние на карстовый морфолитогенез.

Литература

1. Галактионов В.В., Глебов В.Ю., Захаров А.Л. и др. Самая глубокая пещера Советского Союза // Землеведение, т.10. М., 1974. С. 51-55.
2. Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. М.: Мысль, 1972. 392 с.
3. Дублянский В.Н. Занимательная спелеология. – Пермь: Урал ЛТД, 2000. 526 с.
4. Дублянский В.Н., Ломаев А.А. Карстовые пещеры Украины. – Киев: Нукова думка, 1980. 179 с.
5. Зверев М.М. Исследование карстовых полостей хребта Раздельный и шахты Снежной // Состояние и задачи карстово-спелеологических исследований. М., 1975. С. 94-96.
6. Мавлюдов Б.Р. Особенности строения снежно-ледяных скоплений в пропасти Снежной на Западном Кавказе // Материалы гляциологических исследований, № 4. М., 1980. С. 189-194.
7. Мавлюдов Б.Р. Условия формирования снега и льда в карстовой пропасти Снежная // Аккумуляция зимнего холода в горных породах и его использование в народном хозяйстве. Пермь, 1981. С. 62-64.
8. Мавлюдов Б.Р. Снег и лед в карстовых полостях Хипстинского массива // Проблемы комплексного изучения карста горных стран. Тбилиси, 1987. С. 39-40.
9. Максимович Г.А. Основы карстологии. Т.1. Пермь, 1963. 444 с.
10. Маруашвили Л.И., Тинтилозов З.К. Результаты новейших спелеологических исследований в карстовой полосе Западной Грузии // Землеведение, т.6, 1983. С.21-24.
11. Trimmel H. Höhlekunde. Braunschweig, 1968. 300 s.
12. Jakucs L. Morphogenetics of karst regions. Budapest, 1977. 270 p.