

ИССЛЕДОВАНИЕ ЛЬДООБРАЗОВАНИЯ В ГЛЫБОВЫХ МАССИВАХ ГОРНЫХ ПОРОД КРИОЛИТОЗОНЫ СЕВЕРНОГО ЗАБАЙКАЛЯ

И. И. Железняк, И. Ю. Мальчикова

Investigation of ice formation in the lump rock massifs of cryolithozone of the Northern Transbaikalia

I. I. Zheleznyak, I. Yu. Mal'chikova

Authors present information about the conditions of ice formation in the natural and technogenic clumpy rock masses in the climatic conditions of the mountain regions of Subarctic in the Northern Transbaikalia. This research substantiates actuality of the study of ice formation in such clumps for the purpose of developing methods and technical means for their engineering and geological study, determination of physical and mechanical properties, development of approaches to the solution of a wide range of geo-ecological and geotechnical problems and, in general, the problem of ensuring the stability of constructions of various purposes. One can find basic differences of their properties, which determine the radiation balance of the surface of clumpy rock masses depending on the situation on the terrain and the orientation to the cardinal. The authors also analyze of the impact of seasonal fluctuations in temperature, humidity and precipitation on the particular ice formations in clumpy rock massifs as a result of convective heat transfer in interclumpy spaces. The results of studies show relations of the formation and accumulation of ice from the structure of clumpy massifs. Authors obtained types and main genetic characteristics of ice in clumpy rock masses. Moreover, authors determined the conditions for forming the structure of the crystal lattice, water crystallization, crystal growth, chemical composition, physical and mechanical properties and other characteristics of ice, in the surface and underground rock clumpy massifs. One can see their dependence on dynamics of the changing in the winter low daily and seasonal temperature of crystallization and the rapid growth of ice crystals. Authors present conclusions of the scientific and practical importance in solving practical problems of economic development of the territories with local and areal extent of clumpy rock massifs.

Keywords: rocks; clumpy massif; water; ice; surface radiation balance.

Представлены сведения об условиях образования льда в естественных и техногенных глыбовых массивах горных пород в природно-климатических условиях горных регионов Субарктики на территории Северного Забайкалья. Обоснована актуальность исследования льдообразования в таких массивах с целью разработки методики и технических средств их инженерно-геологического изучения, определения физико-механических свойств, выработки подходов к решению широкого круга геоэкологических и геотехнических задач и в целом проблемы обеспечения устойчивости сооружений различного назначения. Указаны основные отличия их свойств, определяющие радиационный баланс поверхности глыбовых массивов горных пород в зависимости от положения на рельефе и ориентации по сторонам света. Дан анализ влияния сезонных колебаний температуры, влажности воздуха и атмосферных осадков на особенности льдообразования в глыбовых массивах горных пород в результате конвективного теплообмена в межглыбовых пространствах. Приведены результаты исследований зависимости образования и накопления льда от строения и структуры глыбовых массивов. Выделены виды и основные генетические признаки льда в глыбовых массивах горных пород. Установлены условия формирования структуры, кристаллической решетки, кристаллизации воды, роста кристаллов, химического состава, физико-механических свойств и других характеристик льда в поверхностных и подземных массивах глыбовых горных пород; выявлена их зависимость от динамичности изменяющейся в зимний период низкой суточной и сезонной температуры кристаллизации и быстрого роста кристаллов льда. Представлены выводы, имеющие научное и прикладное значение при решении практических задач хозяйственно-освоения территорий с локальным и площадным распространением глыбовых массивов горных пород.

Ключевые слова: горные породы; глыбовый массив; вода; лед; радиационный баланс поверхности.

Исследование геокриологических процессов в глыбовых массивах горных пород и их инженерно-геологических свойств относится к ряду наиболее актуальных научно-практических задач геокриологии, горной теплофизики и геомеханики, определяющих подходы к решению геотехнических проблем обеспечения устойчивости сооружений различного назначения. Такие массивы подразделяются по генетическим признакам на три типа: природные (в инженерной геологии называемые курумами), техногенные (отвалы горных пород, дорожные насыпи, отсыпанные на скальные и дисперсные массивы) и природно-техногенные (глыбовые геотехнические сооружения на глыбовых природных основаниях). По расположению относительно поверхности земли глыбовые массивы можно разделить на поверхностные и подземные (формирующиеся в полостях природных пещеры) и техногенных горных выработок в результате обрушений кровли, вывалов из стен или отбойки пород взрывом). В природных условиях горной Субарктики, к которым можно отнести ряд геосистем Северного Забайкалья [1], практически все глыбовые массивы находятся в сезонно- или многолетнемерзлом состоянии и содержат в своем составе лед. Природный тип глыбовых массивов горных пород представлен скоплениями на скло-

нах и у подножий гор глыбовых и крупных обломков скальных горных пород, образовавшимися в результате различных геотектонических и геоморфологических процессов (каменных глетчеров, курумов, курумо-глетчеров, конусов выноса лавинных и селевых потоков и др.). Они залегают в виде площадных или локальных вытянутых в плане отложений, мощность которых составляет от нескольких десятков сантиметров до нескольких десятков метров [2]. Основанием таких массивов служат сплошные массивы скальных пород. В практическом аспекте особый интерес вызывает проблема использования глыбовых массивов горных пород в качестве оснований геотехнических сооружений, в первую очередь нагорных отвалов пустых пород на разрабатываемых открытым способом месторождениях полезных ископаемых, а также земляного полотна транспортных коммуникаций в высокогорных районах, в частности Северного Забайкалья. Пустотность, хаотичность распределения обломков по глубине, контактов между обломками и неправильность геометрических очертаний обломков характеризуют глыбовый массив как не сплошное тело. По этой причине такой массив не обладает физическими и механическими свойствами однородного сплошного, твердого, упругого тела и не подчиняется законам классической физики и механики.

Известно, что в глыбовых массивах вода содержится в нижней части их разреза, заполненной мелкозерном. В верхней и средней частях разреза глыбового массива, в пустотах между обломками вода содержится в парообразном состоянии при положительных температурах, а при отрицательных – в виде льда, инея, снега. По классификации И. Ю. Мальчиковой [3], лед в глыбовом массиве представлен в следующих генетических типах: аблимационный (сезонный) порфиридной криотекстуры, фирновый (сезонный) массивной и слоистой криотекстуры, инфильтрационный (сезонный) массивной криогенной текстуры (порывый, пленочный и базальный лёд-цемент), инфильтрационно-натечный и инфильтрационный (многолетний) массивной (базальный лёд-цемент), слоистой и атакитовой криогенной текстуры (сегрегационный).

Анализ природы и форм ледяных образований в глыбовых массивах горных пород показал, что они не обеспечивают прочное смерзание обломков и не формируют сплошной ледопородный массив. Однако все формы ледяных образований участвуют в процессах тепло- и массообмена глыбовых массивов с атмосферой и подстилающими массивами скальных пород. При этом теплообмен осуществляется преимущественно конвективным механизмом [4]. Модель распространения температурных волн в массивах глыбовых горных пород, основанная на законах конвективного теплообмена и подтверждаемая результатами многолетних натурных измерений температуры массивов в скважинах на участках Удояканского медного месторождения, приведена в [3, 5, 6].

К основным факторам, определяющим льдообразование в глыбовом массиве горных пород техногенного и естественного происхождения, следует отнести строение глыбового массива (пустотность, размеры обломков и их форма), теплоперенос, мощность и плотность снега на его поверхности, экспозицию, крутизну, радиационный баланс и температуру поверхности, климатические условия территории, наличие парообразной, жидкой и твердой фаз воды в пустотах и на поверхности обломков [7–9].

Мощность слоя со льдом зависит от пустотности поверхностного и приповерхностного горизонтов глыбового массива и от размеров обломков. При этом можно предположить, что чем выше пустотность приповерхностных горизонтов, тем меньше «запасы холода».

В результате исследований установлено, что на участках глыбовых массивов, характеризующихся большой пустотностью поверхностного слоя, объем фирнового льда больше, чем на тех, где пустотность меньше. Выступающие над общей поверхностью участков массивов части обломков служат естественными преградами на пути перемещаемых ветром снежных масс. На ограниченных участках интенсивной ветровой аккумуляции вблизи естественных препятствий (выступы и неровности глыб из приповерхностных горизонтов глыбовых массивов горных пород) снег задувается и проваливается в пустоты между обломками, где и происходит его дальнейшая метаморфизация.

Интенсивность аблационного льдообразования и мощность этого типа льда определяются микроклиматическими особенностями и строением глыбовых массивов. Формирование аблационного льда в приповерхностных горизонтах обусловлено не столько влажностью воздуха, сколько скоростью ветра и пустотностью приповерхностных горизонтов. Аблационный лед в виде налетов в основном встречается на боковых гранях обломков пород. Диаметр пятен этого льда достигает 10 см, а их толщина 0,5 см.

Процесс льдообразования в осенний период носит кратковременный характер в связи с быстрым переходом к устойчивым отрицательным температурам воздуха. Это приводит к тому, что почти одновременно иссякают все источники влаги. К этому времени и в течение всей зимы глыбовый массив остается несцементированным льдом в так называемом «воздушно-сухом» состоянии.

Наиболее активно и более длительное время льдообразование в глыбовых массивах происходит ранней весной. На открытых участках склонов южной экспозиции, получающих большее количество тепла, имеющих высокую пустотность приповерхностных горизонтов и меньшую мощность снежного покрова по сравнению с другими участками, сезонный лед формируется с середины марта до конца апреля. Его оттаивание впоследствии происходит с конца апреля до начала сентября, что в значительной мере объясняется радиационными особенностями склонов рельефа.

Разное количество тепла Q , поступающее к поверхности склонов, предопределяет неравномерное изменение толщины снежного покрова на склонах разной экспозиции.

Различия в отражательной способности подстилающей поверхности отмечаются не только на разных склонах, но и в пределах одного склона.

Измерениями установлено, что в верхней части склона уже в первой половине апреля альbedo близко к летнему, а в конце апреля после схода снежного покрова соответствует летним значениям. Это способствует интенсивному вытаиванию льда из приповерхностных горизонтов и оттаиванию промерзшего за зиму сезонного оттаивающего слоя. В средней части склона активное развитие этого процесса происходит позже на 10–15 дней, а в нижней части в апреле оттаивание этого слоя еще, как правило, не начинается. Некоторое увеличение альbedo к концу апреля объясняется образованием на поверхности снежного покрова в этот период ледяных и фирновых корок (при дневном подтаивании снега и ночном замерзании), что создает эффект «солнечного зайчика».

Очевидно, что формирование слоя сезонного оттаивания в глыбовом массиве горных пород связано с особенностями распределения составляющих теплового баланса [10]. В начальный период формирования слоя сезонного оттаивания процессы теплообмена охватывают лишь приповерхностные горизонты отложений, так как радиационного тепла еще недостаточно для нагревания их на всю мощность. Таяние льда-заполнителя идет со стороны обломков, потому что выступающие над общей поверхностью части глыб в силу низкой отражательной способности (альbedo до 16–18 %) сильно нагреваются. Талая вода, образующаяся в большом объеме в результате таяния не только инфльтрационного, но и аблационного, и фирнового типов льда, просачивается вниз по разрезу. Здесь же обломки еще значительно охлаждены и «запасов холода» достаточно для замерзания воды, т. е. в период формирования слоя сезонного оттаивания часть талой воды пополняет сток, а часть вновь замерзает. В дальнейшем, при кондуктивной теплопередаче, вслед за обломками из поверхностных горизонтов нагреваются обломки и из нижележащих горизонтов и начинается таяние льда-заполнителя на этих го-

ризонтах. Так, при постепенном опускании верхней границы горизонта с сезонным льдом формируется слой сезонного оттаивания. Этот процесс повторяется вплоть до достижения кровли многолетнемерзлых горных пород (ММП). При этом в период формирования сезонно-талого слоя (СТС) в глыбовом массиве горных пород выделяются горизонты с повышенной льдистостью (и даже с разными типами льда) и горизонты с низкой льдистостью.

Учитывая, что участки склонов в зависимости от экспозиции и крутизны, положения в пределах склона поглощают и отражают разное количество тепла и принимая во внимание результаты исследований [2, 11], установивших, что между количеством тепла, поступившего в массив горной породы через земную поверхность B , и глубиной сезонного протаивания h так же, как между количеством радиационного баланса R и глубиной сезонного протаивания явно прослеживается прямая связь, возможны измерение и анализ количественных характеристик этой взаимосвязи. Более детальный анализ термодинамических процессов на поверхности глыбового массива горных пород на любом элементе рельефа поверхности земли осуществляется с помощью тепловой карты, полученной в результате полевых дистанционных измерений температуры микроволновыми техническими средствами, работающими в инфракрасном и сверхвысокочастотном диапазонах электромагнитных волн [12].

При анализе структуры теплового баланса поверхностей глыбовых массивов горных пород техногенного и природного образования установлено, что наибольшие значения теплообмена B характерны в течение всего периода оттаивания для открытых участков склона южной экспозиции. Это, в свою очередь, в достаточной мере объясняет максимальную мощность СТС 2,3–2,5 м на таких элементах рельефа. С изменением экспозиции и характера поверхности глыбового массива величины радиационного баланса R и теплопотока B также изменяются – значительно уменьшаются, что приводит к сокращению СТС до 2,2 м на открытом участке рельефа северной экспозиции и 0,9–1,6 м на участках, покрытых растительностью.

Особенности теплопереноса в глыбовом массиве горных пород связаны с изменениями величины суммарной солнечной радиации Q и радиационного баланса R , которые, уменьшаясь осенью, приводят к уменьшению теплового потока, а также с изменениями структуры теплового баланса: затраты тепла на испарение LE по сравнению с летним циклом увеличиваются вслед за увеличением влажности, что еще больше сокращает величины теплового потока B . Сокращение величин теплового потока не может вызвать увеличение глубины оттаивания.

В связи с этим в глыбовых массивах лед представлен следующими генетическими типами: фирновым, аблационным и инфльтрационным-натечным. Исследования показали, что химический состав выделенных типов льда в поверхностных глыбовых массивах горных пород почти одинаков вследствие того, что практически все источники льдообразования являются производными от атмосферных осадков. Вместе с тем химический состав льда в подземных глыбовых массивах горных пород различен вследствие того, что источниками его образования являются преимущественно подземные воды различного химического состава.

Очевидно, что криогенез в поверхностных массивах определяется разнообразием источников и механизмов сложной теплопередачи (радиация, циркуляционная конвекция) процессов льдообразования в глыбовых массивах горных пород, непосредственно влияющих на формирование льдов различных типов [9, 13]. Поэтому в поверхностных глыбовых массивах горных пород лед обладает особенностями, которые проявляются в структуре его кристаллической решетки, химическом составе, физико-механических свойствах и других характеристиках. Они определяются условиями формирования льда при динамично изменяющейся в зимний период низкой суточной и сезонной температуре кристаллизации и быстром росте его кристаллов [3, 8].

В отличие от поверхностных в подземных глыбовых массивах горных пород лед обладает особенностями, которые проявляются в структуре его кристаллической решетки, химическом составе, физико-механических свойствах и других характеристиках. Они определяются условиями отсутствия в подземном пространстве влияния динамично изменяющихся в зимний период суточных колебаний температуры и влажности атмосферного воздуха, радиационного баланса поверхности глыбового массива горных пород. Это создает условия формирования высокой температуры кристаллизации (с максимумом среднегодового показателя $-0,2...-0,3$ °C) и медленного роста кристаллов льда [7, 8].

Результаты исследований свидетельствуют о том, что выделенные типы льда в поверхностных и подземных глыбовых массивах горных пород существенно различаются в связи с условиями их формирования, что в итоге предопределяет различия и особенности прочности смерзания различных типов льда с глыбовым материалом массивов горных пород.

Это, в свою очередь, обеспечивает подходы к исследованиям прочности смерзания выделенных типов льда с глыбовым массивом, что представляется одной из актуальных проблем междисциплинарного значения на пути к решению ряда прикладных инженерно-геокриологических, геомеханических и геотехнических задач обеспечения статической и динамической устойчивости линейных и горно-технических сооружений в условиях Северного Забайкалья.

ЛИТЕРАТУРА

1. Сочава В. Б. Введение в учение о геосистемах. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. 320 с.
2. Романовский Н. Н., Тюрин А. И., Сергеев Д. О. Курумы гольцового пояса гор. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1989. 148 с.
3. Железняк И. И., Мальчикова И. Ю., Шполянская Н. А., Янушаускас А. И. Курумы Северного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1991. 124 с.
4. Мальчикова И. Ю. Конвективный теплообмен в пустотах-полостях природных геосистем // Материалы IV Минского Междунар. форума по тепло- и массообмену. Минск, 2000. Т. 1. С. 55–58.
5. Железняк И. И., Холодовский С. Е. Природа и модель распространения температурных волн в курумах // Ученые записки ЗабГУ. 2015. №3 (62). С. 44–46.
6. Железняк И. И. Глыбовый массив горных пород: исследование и моделирование криогенного теплопереноса // Вестник ЗабГУ. 2015. № 11 (126). С. 23–29.
7. Мальчикова И. Ю. Генезис ледяных образований пещеры Хээтэй // География, экология и здоровье населения // Зап. Заб. фил. Геогр. о-ва России. 1992. Вып. 126. С. 115–116.
8. Мальчикова И. Ю. Лед в пещерах Забайкалья // Изв. РГО. 2000. Т. 132. Вып. 5. С. 38–43.
9. Shpolyanskaya N. A. Underground ices as the information on development of the Russian Arctic Regions in Pleistocene-Holocene // Arctic, Subarctic: mosaic, contrast, variability of the Cryosphere: international conference. Tyumen, Russia, 2015. P. 436–440.
10. Павлов А. В. Теплофизика ландшафтов. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. 283 с.
11. Гаврилова М. К. Микроклиматический и тепловой режим земной поверхности и грунтов в Чарской котловине // Геокриологические условия Забайкалья и Прибайкалья. М.: Наука, 1967. С. 148–161.
12. Бордонский Г. С., Гурулев А. А., Обязов В. А., Орлов А. О., Цыренжапов С. В. Изучение карстовых ледяных пещер дистанционными методами // География и природные ресурсы. 2012. Т. 33, № 1. С. 133–137.
13. Hausmann H., Behm M. Imaging the structure of cave ice by ground-penetrating radar // Cryosphere. 2011. Vol. 5, Issue 2. P. 329–340.

REFERENCES

1. Sochava V. B. 1978, *Vvedenie v uchenie o geosistemakh* [Introduction to the study of the ecosystems], Novosibirsk, 320 p.
2. Romanovskiy N. N., Tyurin A. I., Sergeev D. O. 1989, *Kurumy goltsovogo poyasa* [Stone run of Goltsovoye belt], Novosibirsk, 148 p.
3. Zheleznyak I. I., Mal'chikova I. Yu., Shpolyanskaya N. A., Yanushauskas A. I. 1991, *Kurumy Severnogo Zabaykal'ya* [Stone runs of Northern Transbaikalia], Novosibirsk, 124 p.
4. Mal'chikova I. Yu. 2000, *Konvektivnyy teplomassoobmen v pustotakh-polostyakh prirodnykh geosistem* [Convective heat and mass transfer in the cavities, voids of natural geosystems]. *Materialy IV Minskogo Mezhdunarodnogo foruma po teplo- i massoobmenu* [Materials of Minsk IV International Forum on Heat and Mass Transfer], vol. 1, pp. 55–58.
5. Zheleznyak I. I., Kholodovskiy S. E. 2015, *Priroda i model' rasprostraneniya temperaturnykh voln v kurumakh* [Nature and the model of distribution of temperature waves in stone runs]. *Uchenye zapiski ZabGU* [Scholarly Notes of Transbaikalian State University], no. 62, pp. 44–46.
6. Zheleznyak I. I. 2015, *Glybovyy massiv gornykh porod: issledovanie i modelirovaniye kriogennogo teploperenosa* [Clumpy rock massif: study and simulation of the cryogenic heat transfer]. *Vestnik ZabGU* [Bulletin of Transbaikalian State University], no. 126, pp. 23–29.
7. Mal'chikova I. Yu. 1992, *Genezis ledyanykh obrazovaniy peshchery Kheetey* [Genesis of ice formations of Heetey cave]. *Geografiya, ekologiya i zdorov'e naseleniya. Zapiski Zabaikal'skogo filiala Geograficheskogo obshchestva Rossii* [Geography, environment and human health. Notes of the Trans-Baikal branch of the Geographical Society of Russia], vol. 126, pp. 115–116.
8. Mal'chikova I. Yu. 2000, *Led v peshcherakh Zabaykal'ya* [Ice caves in Transbaikalia]. *Izv. RGO* [Proceedings of the Russian Geographical Society], vol. 132, no. 5, pp. 38–43.
9. Shpolyanskaya N. A. 2015, Underground ices as the information on Development of the Russian Arctic Regions in Pleistocene-Holocene. Arctic, Subarctic: mosaic, contrast, variability of the cryosphere, International conference, Tyumen, Russia, pp. 436–440.
10. Pavlov A. V. 1979, *Teplofizika landshaftov* [landscapes Thermophysics], Novosibirsk, 283 p.
11. Gavrilova M. K. 1967, *Mikroklimatechskiy i teplovoy rezhim zemnoy poverkhnosti i gruntov v Charskoy kotlovine* [Microclimatic and thermal regime of the Earth's surface and the soils in the Chara basin]. *Geokriologicheskie usloviya Zabaykal'ya i Pribaykal'ya* [Permafrost conditions of Transbaikalia and the Baikalian region], Moscow, pp. 148–161.
12. Bordonskiy G. S., Gurulev A. A., Obyazov V. A., Orlov A. O., Tsyrenzhapov S. V. 2012, *Izucheniye karstovykh ledyanykh peshcher distantsionnymi metodami* [The study of karst ice caves using remote sensing]. *Geografiya i prirodnye resursy* [Geography and natural resources], vol. 33, no. 1, pp. 133–137.
13. Hausmann H., Behm M. 2011, Imaging the structure of cave ice by ground-penetrating radar. *Cryosphere*, vol. 5, issue 2, pp. 329–340.

Илья Иосифович Железняк,
lgc255@mail.ru
Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН
Россия, Чита, ул. Недорезова, 16а, а/я 521

Ilya Iosifovich Zheleznyak,
lgc255@mail.ru
Institute of Natural Resources, Ecology and Cryology SB RAS
Chita, Russia

Ирина Юрьевна Мальчикова,
Забайкальский государственный университет
Россия, Чита, ул. Александрo-Заводская, 30

Irina Yur'evna Mal'chikova,
Transbaikalian State University
Chita, Russia