КРИОСФЕРА ЗЕМЛИ
НАУЧНЫЙ ЖУРНАЛ

Криосфера Земли, 2018, т. XXII, № 3, с. 3–17 **http://www.izdatgeo.ru**

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ КРИОЛОГИИ ЗЕМЛИ

УДК 551.345 + 624.131 DOI: 10.21782/KZ1560-7496-2018-3(3-17)

ФЕНОМЕН ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ОЛЕКМО-ЧАРСКОГО НАГОРЬЯ

С.Н. Булдович, Е.Н. Оспенников, В.З. Хилимонюк

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический ф-т, 119991, Москва, Ленинские горы, 1, Россия; ser_bul@rambler.ru

Приводятся результаты изучения геокриологических условий территории восточной части Олекмо-Чарского нагорья на водоразделе реки Токко и ее притока Чоруода, выполнявшегося в рамках полевых исследований на участках рудопроявлений. На рассматриваемой территории сложилась чрезвычайно контрастная мерзлотная обстановка. Этот своеобразный феномен геокриологических условий исследованной территории в определенной степени обязан действию гидрогеологических факторов на фоне природной обстановки среднегорья.

Олекмо-Чарское нагорье, геокриологические условия, гидрологические условия, многолетнемерзлые породы, среднегодовая температура пород, геокриологические процессы

PHENOMENON OF GEOCRYOLOGICAL CONDITIONS IN THE EASTERN PART OF THE OLEKMA-CHARA UPLANDS

S.N. Buldovich, E.N. Ospennikov, V.Z. Khilimonyuk

Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, 1, Leninskie Gory, Moscow, 119991, Russia; ser_bul@rambler.ru

The paper discusses results of the study on geocryological (permafrost) conditions in the eastern part of the Olekma-Chara Upland at the watershed of the Tokko river and its tributary, the Choruoda River, carried out within the framework of field research at the sites of mineral showings whose permafrost conditions are extremely contrasting. The combined impact of hydrogeological factors acting in the middle altitude environment is found to be largely responsible for the unique permafrost conditions in the study area.

Olekma-Chara upland, geocryological conditions, hydrological conditions, permafrost, annual average soil temperatures, geocryological processes

ВВЕДЕНИЕ

Рассматриваемая территория находится на юго-западе Республики Саха (Якутия) в пределах восточной части Олекмо-Чарского нагорья.

Практически все сведения о вечной мерзлоте на территории Якутии до середины XX в. носили фрагментарный характер и были получены попутно при проведении комплексных геолого-географических экспедиционных исследований. Систематическое геокриологическое изучение началось в 1930–1940-е гг. В южных районах Якутии геокриологические исследования проводились сотрудниками Алданской НИМС Института мерзлотоведения АН СССР (В.М. Пономаревым, С.Е. Суходольским, С.М. Фотиевым, Н.А. Вельминой, Г.Н. Философовым, В.Р. Алексеевым и др.). Региональные съемочные работы были начаты в 1951–1954 гг. Якутской комплексной экспедицией Совета по изучению производительных сил АН СССР, проводившей мерзлотно-гидрогеологические исследования на Алдано-Тимптонском междуречье (А.И. Ефимов, П.И. Мельников, И.Д. Белокрылов и др.). В 1960-е гг. комплексные мерзлотные исследования были продолжены Удоканской экспедицией Института мерзлотоведения СО АН СССР, когда под руководством И.А. Некрасова были изучены геокриологические условия хр. Удокан и Чарской, Верхне-Каларской и Нижне-Ингамакитской межгорных котловин. Наиболее полные сведения о региональной изменчивости и условиях формирования многолетнемерзлых пород Южной Якутии получены в результате работ Якутской экспедиции геологического факультета МГУ, которая в период 1961–1964 гг. проводила комплексную мерзлотно-гидрогеологическую и мерзлотно-инженерно-геологическую съемки в пределах Алдано-Тимптонского междуречья. Позднее, в 1973–1985 гг., эта экспедиция проводила среднемасштабные

© С.Н. Булдович, Е.Н. Оспенников, В.З. Хилимонюк, 2018

(1:50 000 и 1:200 000) съемки территорий каменноугольных месторождений Южной Якутии, расположенных на Чульманском плато [*Южная Якутия..., 1975*]. В конце 70-х–начале 80-х годов прошлого века ею выполнялись также съемки экзогенных геологических процессов и явлений на территории Алдано-Тимптонского междуречья масштаба 1:200 000 и 1:500 000, обобщенные в работе [*Оспенников и др., 1980*].

Следует отметить, что до недавнего времени наименее изученной в Южной Якутии была территория Олекмо-Чарского нагорья, особенно придолинная часть бассейна р. Токко [*Геокриология СССР..., 1989*]. В мерзлотном отношении исследования ограничивались, по существу, только сведениями о температурном режиме многолетнемерзлых толщ, полученными М.Н. Железняком и др. [*Дорофеев и др., 1981; Железняк, 1998, 2005; Семенов, Железняк, 2013*]. В соответствии с ними среднегодовая температура пород повышается при движении от водоразделов к днищам речных долин, где горные породы находятся преимущественно в талом состоянии.

В 2009 г. экспедиция кафедры геокриологии геологического факультета МГУ выполняла работы по геокриологической съемке и картографированию в масштабе 1:25 000 одного из участков, расположенного в пределах Верхне-Токкинской площади. Полевые материалы этих исследований позволили впервые дать комплексную мерзлотную характеристику территории и во многом по-новому взглянуть на ее геокриологическую обстановку.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНЫХ УСЛОВИЙ

Рассматриваемая территория расположена на водоразделе р. Токко и ее притока – р. Чоруода (рис. 1).

Рельеф территории среднегорный, характеризуется абсолютными отметками водораздельных поверхностей 1200–1400 м и глубоко (на 200–300 м) врезанными днищами речных долин. Крутизна склонов достигает 25–30°. Речная сеть района, представленная мелкими водотоками, относится к бассейнам рек Токко и Чоруода – притоков р. Олекма. Все водотоки наполняются водой только в период весеннего снеготаяния и затяжных летних дождей. Большую часть времени русла ручьев сухие. Отметки их тальвегов изменяются в диапазоне 1100–1180 м.

Климат территории резко континентальный и определяется горным рельефом, а также расположением в полосе смены западного переноса воздушных масс на восточный, тихоокеанский [*Карашева, 1977*]. Он отличается продолжительной холодной зимой и коротким летом. Среднегодовая температура воздуха –7.8 °С, годовая амплитуда колебаний среднемесячных температур достигает 57 °С. Количество осадков составляет 330–680 мм, в целом увеличиваясь с высотой. Большая часть осадков выпадает летом (50–70 %), а зимой всего 7–15 %. Снежный покров существует с сентября по май, его мощность достигает 0.7–0.9 м и более у подножия склонов, особенно на их залесенных участках. Плотность снежного покрова изменяется от 0.12 до 0.18 г/см^3 при средней плотности 0.13 г/см^3. На водоразделах мощность снежного покрова не превышает 0.2–0.4 м при средней плотности 0.145 г/см^3 вследствие интенсивного метелевого переноса.

Почвы и растительность относятся к горно-тундровому, горно-кустарниково-тундровому, горно-редколесному и горно-долинному типам. Отличительной чертой территории является слабое развитие болотных ландшафтов. Они встречаются на отдельных участках днища долины руч. Левый Усу. По общему характеру растительного покрова территория входит в провинцию светлохвойной тайги среднетаежной подзоны. Наличие многолетне- и сезонномерзлых пород в условиях короткого вегетационного периода затормаживают протекание биохимических реакций в почвенном горизонте. Вследствие этого формирование почвенного профиля идет медленно, что обусловливает маломощность, примитивность и скелетезированность почв района.

Геологическое строение. В геологическом строении наиболее древний структурный ярус сложен архейскими породами: кристаллическими сланцами, гнейсами, амфиболитами, кварцитами. Верхний ярус представлен складчатыми и метаморфизованными отложениями нижнего протерозоя, среди которых преобладает толща метаморфизованных терригенных отложений, преимущественно песчаников и алевролитов. Интрузивные породы архейского, раннепротерозойского, позднепротерозойского и позднеюрского возрастов представлены амфиболитами, габброидами, пироксенами, диабазами и гранитоидами. В тектоническом отношении территория относится к зоне взбросонадвиговых нарушений, частично компенсированных дислокациями, простирающимися в субширотном и северо-восточном направлениях.

Среди рыхлых образований и отложений преобладают элювиальные, коллювиальные, делювиально-десерпционные и в меньшей степени делювиальные, сплошным чехлом покрывающие водораздельные поверхности и склоны речных долин. В днищах долин наряду с русловыми и пойменными отложениями встречаются также ледниковые и водно-ледниковые отложения. Они представлены толщей плохо сортированных неясно слоистых валунно-галечных отложений, слагающих верхнюю часть разреза сквозной долины ручьев Левый Усу – Темный.

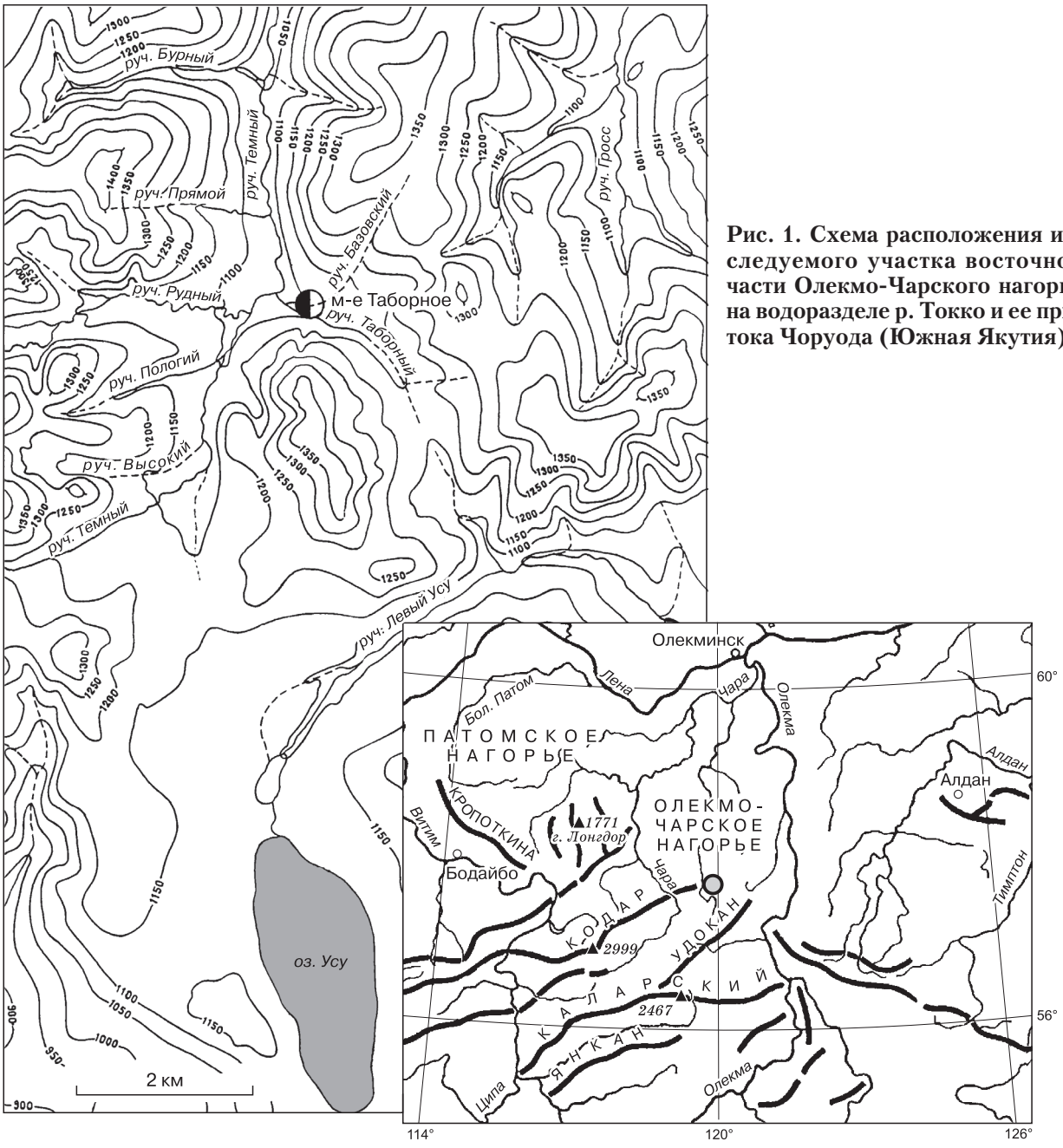

Рис. 1. Схема расположения исследуемого участка восточной части Олекмо-Чарского нагорья на водоразделе р. Токко и ее притока Чоруода (Южная Якутия).

Гидрогеологические условия характеризуются распространением трещинных вод в интрузивных и метаморфических породах и трещинно-жильных вод, приуроченных к зонам тектонических нарушений. При этом инфильтрационное питание подземных вод в пределах водоразделов и склонов, т. е. на основной части исследуемой территории, отсутствует, поскольку породы здесь промерзлые до значительных глубин. Питание происходит в основном за счет поверхностных вод в теплый период года. В днищах речных долин, где концентрируется питание подземных вод, развиты подземные воды аллювиальных и флювиогляциальных отложений. По характеру циркуляции эти воды являются поровыми безнапорными, и их разгрузка осуществляется по разломным зонам в нижележащий водоносный комплекс нижнепротерозойских отложений. По данным бурения (глубиной до 150 м), на большей части исследуемой площади породы на сотни метров вглубь либо находятся в многолетнемерзлом состоянии, либо дренированы. Такая ситуация типична как в пределах междуречий и их склонов, так и в днищах долин. В то же время на отдельных участках, рас-

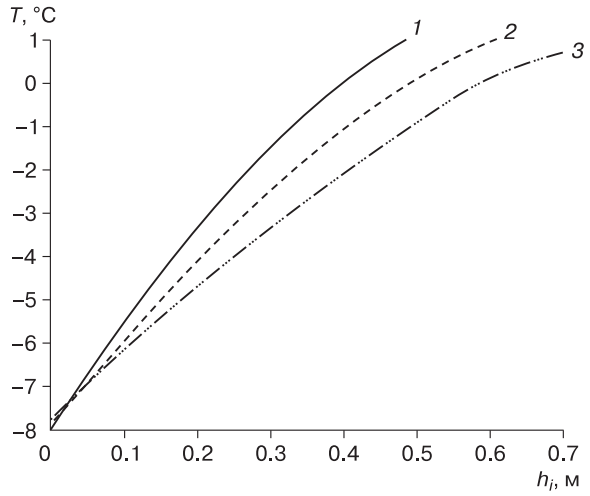

Рис. 2. Зависимость среднегодовой температуры пород T от высоты снега h_i (максимальное за зиму значение) и мощности напочвенного растительного покрова h_s по результатам математического моделирования.

1 – h_s = 0; *2* – h_s = 0.1 м; *3* – h_s = 0.2 м.

положенных в восточной части территории, установлено близкое к поверхности положение уровня рассматриваемого водоносного горизонта.

Глубокое осушение пород на участке исследований, несомненно, связано с близостью крупной региональной дрены – р. Токко, расположенной на расстоянии около 7–8 км к западу от рассматриваемой территории и имеющей на этом отрезке течения абсолютные отметки тальвега долины около 650 м. Поскольку диапазон высот поверхности в пределах исследуемой площади месторождения составляет 1000–1400 м, естественно ожидать, что породы здесь дренированы до значительных глубин. Мощность зоны аэрации даже под днищами долин может достигать 200–300 м, на водораздельных пространствах она существенно больше – 400–500 м. В то же время ниже уровня днища р. Токко трещиноватый массив скальных пород повсеместно находится в состоянии полного водонасыщения.

ГЕОКРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ

Полевое изучение геокриологических условий территории, выполнявшееся авторами в рамках исследования инженерно-геокриологических условий, показало, что закономерности геокриологического строения рассматриваемой территории определяются, помимо региональных особенностей радиационного баланса, снежным и растительным покровами, высотой и расчлененностью рельефа, составом верхних горизонтов горных пород, влиянием поверхностных и подземных вод.

Для данных природных условий авторами выполнялось численное математическое моделирование с помощью программы WARM [*Программа..., 1994*] серии одномерных тепловых задач влияния природных теплоизоляторов (снежного и растительного напочвенного покровов) на температуру пород. Закономерности изменения среднегодовой температуры пород по площади определяются главным образом совместным влиянием снежного и растительного покровов. На рис. 2 показано совместное влияние указанных факторов на формирование среднегодовой температуры пород. Как видно из результатов моделирования, напочвенные покровы и особенно снежный покров исключительно сильно влияют на температурное поле пород. Практически весь весьма широкий диапазон среднегодовых температур пород, установленный в ходе полевых термометрических наблюдений в скважинах в пределах территории месторождения (–5.5...2.0 °С), перекрывается различными природными сочетаниями снежного и растительного напочвенного покровов.

Роль факторов природной среды* в формировании среднегодовой температуры пород (°С):

– высотное положение ±(0.5–1.5);
– экспозиция и крутизна склонов ±(0.5–2.0);
– снежный покров +(2.0–10.0);
– растительный покров –(0.5–3.0);
– заболачивание –(0.5–3.5);
– инфильтрация и конденсация влаги +(0.2–1.5).

Влияние заболачивания, несмотря на потенциально большую величину теплового воздействия, в реальности невелико из-за очень ограниченного распространения заболоченных участков.

Можно предположить существенное тепловое влияние фильтрационного потока в долинах рек в периоды летней межени, когда поверхностный сток в ручьях на исследуемой территории полностью отсутствует (русла находятся в сухом состоянии). В это время весь подземный сток вод сезонноталого слоя (СТС) со склонов попадает непосредственно в осушенные породы долинных таликов, обеспечивая дополнительный конвективный привнос тепла и нагревание пород. Такое поглощение поверхностного и приповерхностного стоков талыми рыхлыми отложениями в долинах рек в летнее время является характерной чертой рассматриваемой территории. Оно связано с высокой водопропускной способностью аллювиальных и флювиогляциальных отложений, выполняющих долины, их относительно большой мощностью и высокими продольными уклонами долин.

* Оценка влияния снежного и растительного покровов выполнена авторами на основе численного математического моделирования, остальных факторов – по методике В.А. Кудрявцева [*Кудрявцев и др., 2016*].

Вероятно, в фильтрующий разрез включена также зона высокотрещиноватых подстилающих скальных пород. В результате речные русла на площади месторождения заполняются водой только в периоды снеготаяния и обильных дождей, когда приход воды со склонов превышает водопропускную способность подрусловых отложений. Можно предположить, что указанный процесс поступления дополнительного конвективного тепла в породы принимает заметное участие в формировании собственно талых водопроницаемых пород в днищах долин территории.

Сочетание всех рассмотренных выше факторов природной среды обусловливает сложный характер геокриологической обстановки района исследований.

Среднегодовая температура пород на подошве слоя годовых теплооборотов на территории Южно-Угуйской золотоносной площади изменяется от положительных значений до весьма низких отрицательных (–4...–6 °С и ниже) [*Геокриология СССР..., 1989; Железняк, 2005*]. Общей закономерностью является понижение температуры пород от днищ долин к водораздельным участкам при наличии тех или иных локальных отклонений от этой тенденции.

Характер распределения среднегодовой температуры пород в специфических природных условиях исследованной территории до настоящего времени был практически не изучен. Основные закономерности формирования геокриологических условий установлены в ходе выполненной авторами мерзлотной съемки (масштаб 1:25 000).

Материалы буровых работ и термометрических исследований в скважинах показывают чрезвычайно контрастное распределение среднегодовых температур пород на участке. Их значения изменяются от –5.0...–5.5 °С на водораздельных поверхностях высотой 1300–1400 м до 1.0...2.0 °С в долинах речек и ручьев участка (высота 1100–1200 м). Разница температур пород в пределах борта одной долины может достигать 6–7 °С при сравнительно небольшом перепаде высот порядка 200–300 м. Установлено широкое развитие в днищах речных долин талых пород с температурой от 0...0.3 до 1.0...1.5 °С, приуроченных к площадям распространения грубообломочных аллювиальных и ледниковых отложений, ширина которых может превышать 500–800 м. Такого широкого развития талых пород в днищах долин с высотами более 1050 м до проведения исследований было трудно ожидать.

В то же время в днищах долин достоверно установлено и наличие многолетнемерзлых пород (ММП) на участках первой надпойменной террасы с развитым моховым напочвенным покровом. В этом случае в днищах долин могут сосуществовать талые породы и острова ММП, относительно небольшие по площади, вертикальной мощностью в первые десятки метров и с близкими к 0 °С среднегодовыми температурами. Талые зоны долин, судя по большим плановым размерам, являются сквозными по отношению к ММП.

Из сравнения с морфологически сходной областью Алдано-Чульманского нагорья следует, что характерные абсолютные отметки рельефа исследуемой территории (1000–1400 м) попадают в высотную переходную зону, близкую к “потолку” высотного инверсионного распределения температур воздуха. В этой зоне инверсионный характер распределения температур (их повышение с высотой) сменяется нормальным понижением температур с ростом высоты, а в целом отсутствует выраженная тенденция изменения температур воздуха с высотой (явление термопаузы).

В то же время есть данные о наличии в природных условиях Олекмо-Чарского поднятия орографической инверсии и на высотах 1300–1600 м с градиентом –0.4...–0.6 °С/100 м [*Железняк, 2005*]. Однако и в этом случае при характерном расчленении территории месторождения (порядка 200–300 м) высотная инверсионная дифференциация среднегодовых температур воздуха не превышает 1.0–1.5 °С.

Поэтому формирование столь большой разницы температур пород на рассматриваемой территории обусловлено влиянием напочвенных покровов и в первую очередь – характером снегонакопления. Снегомерной съемкой, выполненной в ходе исследований, установлено заметное возрастание мощности снежного покрова (от 0.1–0.3 до 0.6–0.8 м и более) с понижением высоты местности от водоразделов к долинам, что приводит к существенному увеличению отепляющего влияния снега и росту температур пород. На общую картину накладываются особенности снегонакопления в зависимости от характера растительности (кустарники, древесная растительность), а также специфика радиационно-теплового баланса на склонах разной экспозиции и крутизны.

Следует отметить, что высота снежного покрова около 0.4–0.5 м на оголенной поверхности пород является критической – при дальнейшем повышении мощности снега температура пород переходит в положительную область и существование ММП здесь становится невозможным. При наличии напочвенного растительного покрова как дополнительного слоя теплоизоляции отепляющее воздействие снега при прочих равных условиях заметно уменьшается. Это связано с существенным уменьшением годового теплооборота при наличии растительности, а отепляющее влияние снега напрямую зависит от уровня теплообмена пород с внешней средой и уменьшается с понише-

нием последнего. При наличии моховой подушки мощностью 0.2 м критическая мощность снежного покрова увеличивается до 0.6 м.

Именно такая и бóльшая мощность снежного покрова отмечается в днищах речных долин в пределах елово-лиственничных лесов. Здесь же широко распространены относительно мощные моховые или лишайниковые напочвенные покровы. Таким образом, выполненное математическое моделирование (см. рис. 2) позволяет, в принципе, объяснить совместным влиянием снежного и растительного покровов как широкое распространение в долинах талых пород, так и наличие островов ММП на участках с развитым моховым покровом.

Тем не менее возможно, что не последнюю роль в формировании таликов в днищах долин, выполненных грубодисперсными аллювиальными и ледниковыми отложениями, играет отепляющий эффект конвективного переноса тепла фильтрационными потоками. На территории отмечается уникальный гидрологический режим водотоков – поверхностный сток здесь появляется только в кратковременные периоды снеготаяния и интенсивных ливней, а в остальную часть лета сток полностью отсутствует. Таким образом, грубообломочные отложения днищ долин поглощают весь объем атмосферных осадков с площади водосбора долины и переводят его в подземный подрусловой сток. Учитывая высокие летние температуры воздуха и значительную норму летних осадков, можно предположить, что процессы конвективного теплопереноса имеют высокий энергетический уровень.

На всей территории месторождения, за исключением днищ долин водотоков, распространены сплошные по площади ММП, никаких следов существования водораздельных и склоновых таликов в ходе исследований не обнаружено. Непосредственные данные о мощности ММП в пределах территории отсутствуют – ни одна скважина не прошла мерзлую толщу на всю мощность. Поэтому о мощности ММП приходится судить по величинам среднегодовых температур пород и материалам о температурном поле верхней части ММП.

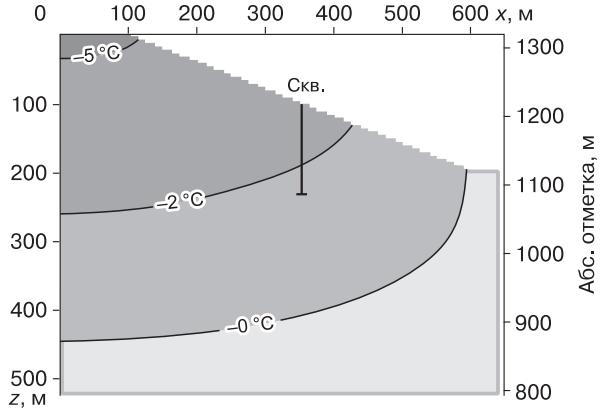

Рис. 3. Конфигурация толщи многолетнемерзлых пород по данным математического моделирования.

По данным о площадном распределении температур пород, полученным в результате проведенной мерзлотной съемки, и с учетом реального рельефа местности с помощью программы WARM [*Программа..., 1994*] было выполнено двумерное моделирование температурного поля пород по характерному профилю через долину одного из основных ручьев территории. На этом профиле располагалось пять термометрических скважин, причем одна из них имела доступную для термометрических исследований глубину 140 м. Перепад высот от водораздела до днища долины составляет 200 м (абс. отметка 1320–1120 м), ширина (заложение) склона 500 м, ширина днища долины 80 м. Среднегодовая температура пород, согласно данным термометрии в скважинах, практически линейно повышается при движении вниз по склону с –5.5 до 0 °С в его подножии и до 1.5 °С в днище долины.

Мощность многолетнемерзлых пород. По данным [*Железняк, 2005*], слагающие основную часть геологического разреза древние протерозойские песчаники обладают повышенной теплопроводностью порядка 3.7–4.8 Вт/(м·К). Плотность геотермического потока тепла из недр для рассматриваемой территории составляет 30–40 мВт/м^2 [*Железняк, 2005, рис. 4.4*]. Поэтому в модели использовались значения теплопроводности пород 4.2 Вт/(м·К) и глубинного теплового потока 35 мВт/м^2.

В результате моделирования при указанных параметрах авторами получена следующая пространственная конфигурация толщи многолетнемерзлых пород (рис. 3). Мощность ММП под водоразделом оказалась равной 450 м. Эта мощность уменьшается в сторону долины, где в подножии склона ММП полностью выклиниваются. Таким образом, нижняя граница ММП в этом случае располагается практически на 200–250 м ниже тальвега долины.

Полученная картина пространственной конфигурации ММП хорошо согласуется с имеющимися термометрическими данными. Наиболее глубокая скважина профиля расположена в середине склона (высота около 1220 м) и имеет глубину 140 м, при этом температура пород в слое нулевых колебаний (17 м) равна –2.8 °С, с глубиной температура пород возрастает до –1.7 °С на забое скважины. Эта температура совпадает с температурой пород в этой же точке массива, полученной в ходе математического моделирования температурного поля горных пород (см. рис. 3).

Расчеты по разным вариантам модели показали одну важную особенность конфигурации мерзлых пород. В рамках принятых граничных условий, а именно при линейном повышении среднегодовой температуры пород в пределах склонов до нулевых значений в их подножиях, долинный талик остается сквозным даже при небольшой ширине днища долины – порядка первых десятков метров. Таким образом, существование *сквозных* таликов чисто кондуктивного генезиса (т. е. без привлечения конвективного тепловыделения подземными водами) возможно даже в долинах самых мелких водотоков территории. Как показано выше, сравнительно высокие положительные среднегодовые температуры пород могут формироваться под влиянием только одного фактора – повышенного снегонакопления, поэтому вероятно образование в долинах мелких водотоков сквозных таликов чисто теплового генезиса (снежногенных).

Интересно также отметить выявленный в ходе моделирования специфический характер субгоризонтального перераспределения глубинного теплового потока в верхних частях разреза, обусловленный расчлененностью рельефа и пространственной дифференциацией температур пород. Последний фактор в рассматриваемых природных условиях оказывается преобладающим, что определяет сложный характер перераспределения геотермического потока тепла. В силу резко пониженных температур пород на водоразделах относительно таковых в долинах происходит концентрирование теплового потока именно к вершинам водоразделов, а не к днищам долин, как это должно происходить при влиянии только расчленения рельефа. В рамках реализованной модели (см. рис. 3), учитывающей линейное изменение среднегодовой температуры на поверхности склона, плотность теплового потока из пород через поверхность на водоразделе составляет 67 мВт/м^2, в центре склона она близка к глубинному значению 35 мВт/м^2, а в днище долины тепловой поток через поверхность вообще имеет нисходящее направление в массив пород и составляет –125 мВт/м^2. Этот дополнительный приток тепла в породы в долинах перераспределяется в сторону охлажденных водоразделов, где добавляется к глубинной составляющей геотермического тепла. На глубинах порядка 600–800 м от поверхности водораздела влияние поверхностных неоднородностей граничных условий затухает и плотность восходящего теплового потока выравнивается по площади.

Полученные результаты показывают также, что представления Д.О. Сергеева с соавт. [*2005*] о большей устойчивости мерзлых пород в депрессиях рельефа по сравнению с водоразделами на территории Южной Якутии в рассматриваемом регионе не работают. Скорее наоборот: именно водоразделы при соотношении наиболее низких среднегодовых температур и высокой льдистости верхних горизонтов разреза горных пород наиболее устойчивы в эволюционном отношении.

Глубина сезонного оттаивания пород в основном определяется следующими факторами: сравнительно высокими летними температурами воздуха, напочвенными растительными покровами, влажностью (льдистостью) и теплофизическими свойствами пород. Согласно полученным фактическим данным, особенности сезонного оттаивания пород на территории месторождения могут быть охарактеризованы следующим образом.

На водораздельных поверхностях, верхних и средних частях склонов сезонное оттаивание, вопреки ожиданиям, оказалось относительно неглубоким и в среднем составляет 1–2 м. Небольшое оттаивание в условиях сравнительно слабого развития напочвенной растительности, маломощного чехла рыхлых дренированных элювиальных образований, залегающих на скальных породах, может объясняться наличием в нижней части СТС горизонта гольцового льда. Присутствие значительного объема ледяных включений в первых метрах разреза отмечалось при бурении всех скважин. Установленная в работе [*Заболотник С.И., Заболотник П.С., 2014*] для Южной Якутии закономерность уменьшения глубины оттаивания пород с высотой с градиентом 0.85–1.28 м на 1000 м на рассматриваемой территории не наблюдалась, что объясняется особенностями изменения состава пород. Так, при чрезвычайно широком развитии курумовых чехлов на склонах и каменных развалов на водоразделах с близким строением пород СТС (глыбово-щебенистые образования, практически без заполнителя) глубина сезонного оттаивания на них также изменяется незначительно и находится в пределах 0.8–1.5 м, независимо от абсолютной высоты местности.

На остальной части территории – в днищах речных долин (на пойме и первой надпойменной террасе) с относительно мощным моховым покровом – глубины оттаивания пород находятся в интервале 0.3–0.7 м. Следует, однако, отметить, что время проходки этих выработок – начало июля, и зафиксированные мощности СТС еще далеки от максимальных. Кроме того, существует вероятность, что вскрытые мерзлые породы в некоторых случаях могут быть остатками слоя сезонного промерзания пород, образовавшегося в зимний период.

Сезонное промерзание пород наблюдается исключительно в речных долинах, где на значительных площадях в пределах выположенных днищ долин развиты талые породы. Наибольшие отмеченные здесь глубины сезонного промерзания талых пород достигают 3.5 м, но, судя по результатам режимных наблюдений, протаивание сезонно-

мерзлого слоя (СМС) происходит достаточно интенсивно и заканчивается преимущественно в первой половине лета. Столь большая мощность СМС возможна лишь в условиях низкой предзимней влажности пород, что говорит о быстром осушении в осенний период аллювиальных и флювиогляциальных отложений речных долин на значительную глубину.

Криогенное строение многолетнемерзлых пород на рассматриваемой территории наименее изученная характеристика. Не внесло ясности в этот вопрос выполненное глубокое бурение скважин и обследование имеющихся обнажений. Обнажения горных пород, обнаруженные в левом борту руч. Рудный, в промоинах вдоль автодороги к востоку от карьера, а также в стенках карьеров строительных материалов, не вскрыли льдистых ММП. Керн с включениями льда не был обнаружен и при бурении скважин (термометрических и гидрогеологических). Тем не менее при проведении полевых маршрутов льдосодержащие породы обнаружены при проходке копуш в отложениях пойменного и старичного аллювия, в биогенных отложениях на юго-востоке территории. Полученные там характеристики ледяных включений в полной мере согласуются со сведениями о криогенном строении отложений сопредельных районов Южной Якутии.

Как показано выше, рыхлые многолетнемерзлые породы имеют сравнительно ограниченное распространение. Они представлены как сингенетически, так и эпигенетически промерзавшими отложениями. Многолетнемерзлые синкриогенные аллювиальные отложения занимают незначительные площади и приурочены к долинам крупных ручьев (Рудный, Темный) и малых рек (Малый Усу). К ним относятся тонкодисперсные отложения пойменной и старичной фаций – суглинки и супеси, часто оторфованные и оглеенные с прослоями и линзами торфов, а также покровами торфа мощностью до 1.0–1.5 м. Они обладают преимущественно слоистыми и слоисто-сетчатыми криогенными текстурами. Объемная льдистость этих отложений колеблется от 10–15 до 40–50 % в минеральных грунтах и до 90–95 % в торфах.

Большая часть аллювиальных и флювиогляциальных отложений, представленных валунно-галечными, галечными, галечно-гравийными, песчаными, супесчаными разновидностями, промерзала эпигенетически. В настоящее время значительная их часть находится в талом состоянии. Но на юго-востоке рассматриваемой территории, севернее истоков ручьев Левый Гросс и Правый Гросс, они мерзлые, в породах преобладают ледцемент и корковая криогенная текстура, а также базальные криотекстуры (при влажности, близкой к полной влагоемкости).

Наибольшей сложностью криогенного строения отличаются озерно-болотные отложения (в основном биогенные), образующие покровы в днищах речных долин. Они промерзали эпигенетически. В торфах преобладают порфировидные, линзовидно-слоистые, линзовидно-сетчатые, полосчатые, плойчатые, атакситовые, массивные и корковые криогенные текстуры. Отличительная черта мерзлых торфов – то, что диапазон изменения льдистости при разных криогенных текстурах сравнительно узок и не превышает 10–20 % (от 72 до 93 %), в то время как в минеральных дисперсных грунтах он в 2–2.5 раза выше.

Эпигенетически промерзавшие делювиальные и делювиально-солифлюкционные отложения в многолетнемерзлом состоянии характеризуются массивными, реже линзовидно-слоистыми, криогенными текстурами. Содержание льда в щебенистых горизонтах может достигать 40–50 % от объема породы. Сингенетически промерзавшие солифлюкционные суглинистые отложения имеют обычно линзовидно-слоистую криотекстуру, а их объемная льдистость может достигать 25–40 %.

Для элювиальных и делювиальных отложений характерны массивные, корковые и реже тонколинзовидно-слоистые криогенные текстуры. На участках развития каменных котлов и многоугольников при полном, как правило, водонасыщении обломочных пород преобладает базальная криогенная текстура.

Делювиально-десерпционные отложения курумов отличаются наличием гольцового льда, являются частично распученными и характеризуются высокой льдистостью, составляющей 10–30 % от объема породы. Близкий по характеру гольцовый лед характерен также для элювиально-делювиальных образований на высоких водоразделах (1200–1350 м). Он встречается на глубине 1.5–2.0 м от земной поверхности и перекрывается сверху щебенисто-глыбовыми элювиально-делювиальными образованиями.

Экзогенные геологические процессы и явления на рассматриваемой территории представлены тремя группами: собственно криогенными геологическими процессами (криогенное выветривание, морозобойное растрескивание, морозное пучение пород, наледеобразование), гравитационными процессами (осыпание и криодесерпция, лавинообразование и сели, курумообразование) и термогидрогенными процессами (термоэрозией), и обусловленными ими явлениями.

Гравитационные процессы, за исключением курумообразования, имеют сравнительно ограниченное площадное распространение и развиваются на крутых (более 25–30°) склонах. Они представлены *осыпями*, которые развиты по берегам рек и в основании приводораздельных обрывис-

тых склонов, сложенных коренными породами, при подмыве рекой скоплений обломочного материала. Осыпные склоны характерны также для древних каров, расположенных в верховьях руч. Левый Гросс, в приводораздельной части междуречья Правый Гросс и Малый Усу и др. Каровые цирки здесь, как правило, открываются в северо-восточном и северо-западном направлениях, а крутизна склонов достигает 35–40°. Наиболее подвижные участки склонов располагаются в местах развития снежников, что объясняется значительной ролью последних в выветривании пород на склонах (рис. 4, *а*).

Снежные лавины и сели на рассматриваемой территории являются парагенетическими процессами, развивающимися разновременно на одних и тех же участках территории – в древних цирках, крутопадающих истоках ручьев и распадках. Зимой здесь формируются снежные лавины, летом при выпадении большого количества атмосферных осадков – сели. Следы деятельности этих процессов встречаются достаточно часто практически

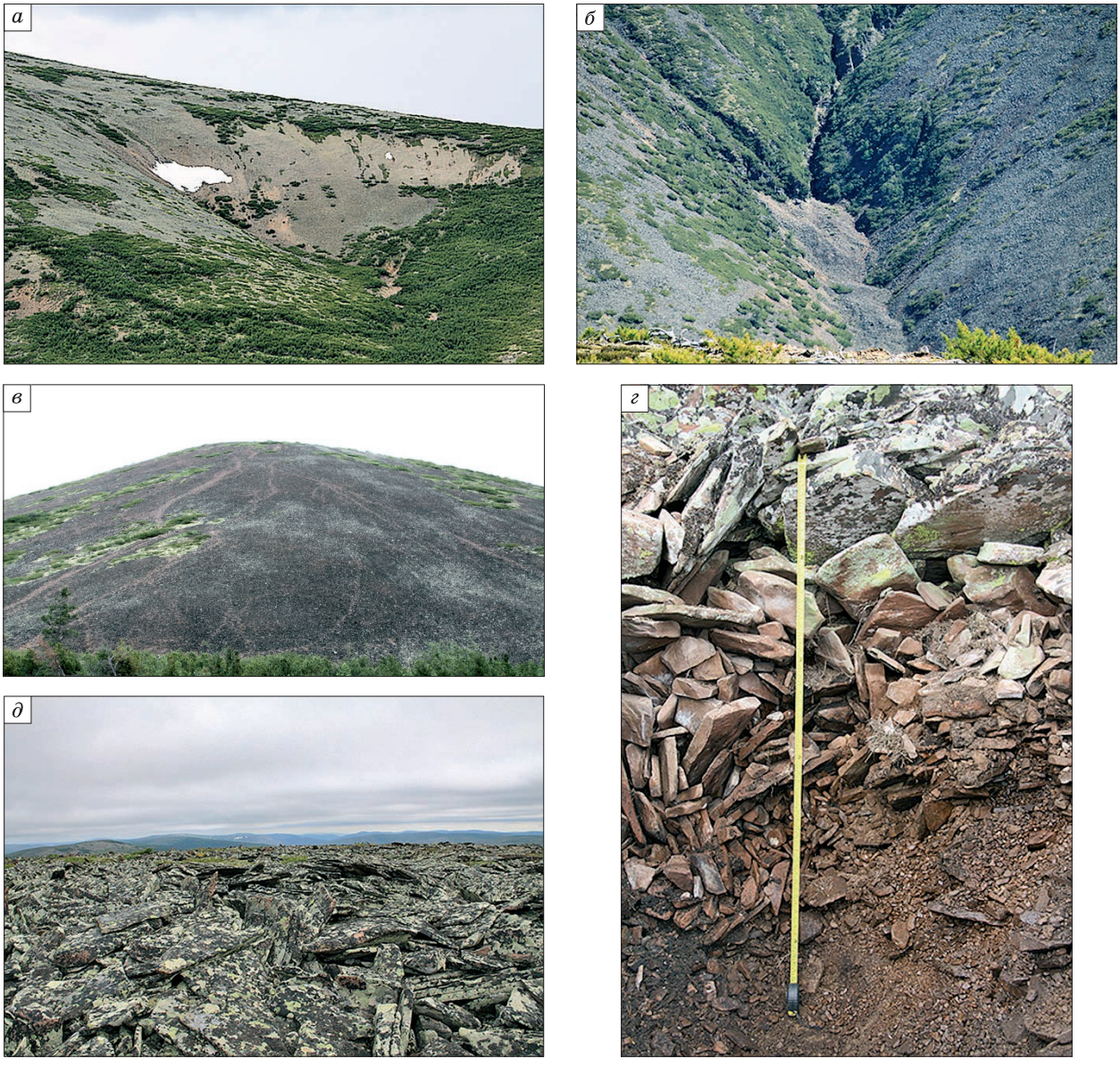

Рис. 4. Гравитационные экзогенные геологические процессы и явления:

а – осыпные склоны древних каров (истоки руч. Высокий); *б* – лавинный лоток и конус выноса (левый борт безымянного правого притока р. Токко); *в* – курумы-поля на склоне гольца в верховьях руч. Рудный; *г* – вертикальный разрез курума на склоне долины руч. Темный; *д* – каменные россыпи (моря) на водоразделе гольца (Олекмо-Чарское нагорье, бассейн р. Токко). Фото Е.Н. Оспенникова.

во всех частях исследованной территории (см. рис. 4, *б*). На современном этапе отмечается некоторое затухание селевой деятельности. Особенности строения одного из селевых конусов выноса (в притоке руч. Таборный) и характер восстановления растительного покрова говорят о том, что в последние 20–30 лет сходы селей прекратились и селевый конус выноса стал размываться временным водотоком, формирующимся в расположенном выше по склону древнем каровом цирке.

Курумообразование на склонах развивается повсеместно. Площади курумов измеряются многими десятками квадратных километров. По очертанию в плане они подразделяются на каменные поля и каменные потоки.

Каменные поля представляют собой развалы глыб скальных пород, занимающие площади, длина которых поперек склона и вдоль него примерно равны или протяженность поперек склона превышает последнюю (см. рис. 4, *в*). На территории исследования каменные поля на склонах часто образуют мозаичную систему, где они в шахматном порядке чередуются с залесенными участками.

Каменные потоки как линейные формы каменных развалов на склонах с соотношением длины к ширине более 1:2, как правило, приурочены к днищам небольших логов и ложбин на склонах.

Микрорельеф курумов нередко осложнен ложбинами, циркообразными понижениями, террасовидными уступами и площадками. Поверхность сложена мелкими и средними глыбами песчаников плитчатой формы. Характерно также то, что значительная часть глыб вертикально ориентирована большой осью, для остальных же отмечаются признаки “торошения”, когда глыбы, расположенные выше по склону, наползают на нижележащие.

Для строения разреза курумов характерно уменьшение размера обломочного материала сверху вниз при одновременном увеличении содержания дисперсного заполнителя (обычно супесей и суглинков). Так, в шурфе, расположенном на западном склоне руч. Темный крутизной 30–40°, вскрываются сверху вниз (см. рис. 4, *г*):

0–0.5 м – глыбы песчаника плитчатой формы, субвертикально ориентированные, размерами до 0.6–0.8 м при толщине 8 см. Поверхность глыб покрыта накипными лишайниками светло-зеленого и черного цветов. Заполнитель отсутствует. Между глыб встречаются присыпки растительного детрита – частично разложившиеся остатки лишайников и хвои кедрового стланика;

0.5–1.0 м – глыбы песчаника без заполнителя со средними размерами в плане 0.2–0.4 м и толщиной 3–6 см. В левой части стенки шурфа глыбы стоят вертикально. В правой части преобладают слабонаклоненные глыбы (угол до 15° к центру стенки). Между глыбами – прослои мелкой дресвы, которая характеризуется слабой и средней степенью окатанности;

1.0–1.6 м – мелкие глыбы и щебень песчаника плитчатой формы. Расположение обломков неупорядоченное. В правой части стенки находятся мелкая дресва, щебень с включениями мелких глыб (до 20 %). Обломки с поверхности очень влажные. В левой части передней стенки шурфа слой глыб и щебня заполнен темно-бурым растительным детритом хорошей степени разложения;

1.6–1.7 м – мелкие глыбы песчаника с заполнителем из легкой серовато- или светло-коричневой супеси с мелкой дресвой, заполнитель очень влажный.

Следует подчеркнуть, что в нижней части разреза обломочных пород материал курума уменьшается в размере до мелкого щебня и дресвы. При этом обломки приобретают достаточно совершенную окатанность, обусловленную трением их друг о друга при многократном промерзании и оттаивании в условиях высокого увлажнения. Эта особенность строения курумового разреза существенно снижает внутреннее трение между обломками, и, соответственно, уменьшается устойчивость всего курумового чехла при подрезке склонов или сейсмических толчках.

Отличительной особенностью строения курумов является гольцовый лед, заполняющий все пустоты между обломками ниже подошвы слоя сезонного оттаивания. Гольцовый лед имеет явные признаки промерзания от поверхности окружающих его обломков (цепочки пузырьков воздуха вытягиваются перпендикулярно поверхности глыб и концентрируются в центральных частях ледяных включений, куда они вытесняются при промерзании надмерзлотных вод в теле курума).

Распространение курумов на рассматриваемой территории определяется в основном составом скальных пород и устойчивостью их к выветриванию. В местах выхода на поверхность архейских магматических и метаморфических пород (гранитов, гранито-гнейсов) курумы развиты наиболее широко. Они формируются на склонах различной крутизны и экспозиции, занимая свыше 40–50 % их площади. На менее устойчивых к выветриванию породах (песчаниках, алевролитах) курумы образуются, как правило, на склонах крутизной более 10–15° и занимают значительно меньшие площади.

Каменные россыпи представляют собой результат криоэлювиальной переработки пород слоя сезонного оттаивания на водораздельных поверхностях. Они морфологически подразделяются на каменные многоугольники и каменные моря (см. рис. 4, *д*).

На данной территории в основном развиты каменные многоугольники и их разновидность – каменные котлы. Каменный материал здесь со-

средоточен в сравнительно узких полосах (до 2–5 м), образующих полигоны неправильной формы, или в котлах, расположенных в узлах пересечения сторон этих полигонов.

Для строения каменных многоугольников характерны главные признаки, свойственные строению курумов. Аналогично курумам состав слагающего каменные многоугольники материала тесно связан с составом материнских пород. Отличительной особенностью строения разреза является обратная по отношению к строению нормального элювия стратификация, когда происходит уменьшение крупности обломочного материала сверху вниз. Часто в строении каменных многоугольников также присутствуют сравнительно хорошо окатанные обломки, образовавшиеся в результате обработки обломков вблизи кровли ММП процессами термо- и криогенного выпучивания, а также многократно повторяющегося замерзания и оттаивания воды. Изменчивость крупности обломочного материала подчиняется тем же закономерностям, что отмечены для курумов.

Характер распространения каменных многоугольников на рассматриваемой территории определяется прежде всего составом коренных пород и их устойчивостью к выветриванию. В районах развития кристаллических пород архея они распространены наиболее широко. В районах, сложенных протерозойскими песчаниками, площади, занятые этими образованиями, несколько сокращаются, также уменьшается преобладающий размер слагающего каменные полосы материала. Другой фактор, влияющий на особенности распространения каменных россыпей, – высота водоразделов. С увеличением высоты местности интенсифицируются процессы морозной сортировки, в то время как процессы почвообразования подавляются. Вследствие этого возрастают и площади распространения каменных россыпей. При этом все большее распространение получают каменные моря, представляющие сплошные покровы глыбового материала. Каменные развалы на водоразделах (каменные моря и каменные многоугольники) и курумы на склонах имеют единую генетическую природу, заключающуюся в том, что ведущим процессом их образования является выпучивание обломочного материала к поверхности под действием сил термо- и криогенного выпучивания. Вследствие этого при переходе от водораздельных поверхностей к склонам каменные многоугольники и моря постепенно переходят в курумы, образуя единую систему каменных чехлов.

Термоэрозия (как единственный **термогидрогенный процесс**) на рассматриваемой территории в естественных условиях практически не встречается. Несмотря на благоприятные для возникновения этого процесса орографические (расчлененный рельеф с уклонами более 5°) и климатические (сравнительно большое количество летних осадков) условия, плоскостному и линейному размыву пород препятствуют малая мощность рыхлого чехла, его грубый механический состав, а также сравнительно хорошо развитый растительный покров. Вследствие этого эрозионные и термоэрозионные образования развиваются в основном в виде небольших промоин на участках нарушения растительного покрова гусеничным транспортом и вдоль дорог. Размеры эрозионных форм зависят прежде всего от состава и мощности рыхлых отложений. Поэтому наиболее часто эрозия развивается в днищах долин ручьев, сложенных песчаными и супесчаными отложениями, а также на пологих склонах и склонах средней крутизны (рис. 5, *а*).

Собственно криогенные геологические процессы

Процессы криогенного выветривания подготавливают условия для развития ряда явлений, таких как осыпи, курумы и др. Суровый резко континентальный климат и наличие глубокого промерзания и протаивания пород определяют интенсивное развитие физического и морозного криогенного выветривания.

Характер выветривания и состав продуктов разрушения определяются в первую очередь составом, текстурой и структурой коренных пород. Так, в зависимости от минералогических и структурных разновидностей одни скальные породы образуют при выветривании крупноглыбовые россыпи (гранито-гнейсы, граниты), другие – мелкие глыбы, щебень и дресву (алевролиты). Еще легче выветриваются нефелиновые сиениты благодаря малой устойчивости к выветриванию нефелина. Особо стойкими к выветриванию являются афанитовые диабазы (торский комплекс позднерифейских интрузий), глубина выветривания которых не превышает нескольких метров от поверхности.

Зависимость характера разрушения горных пород от их состава и структурных особенностей отчетливо проявляется при выветривании осадочных терригенных отложений. Так, массивные разновидности песчаников протерозойского возраста олонноконской свиты чаще образуют толстоплитчатую отдельность размером до 1.5–2.0 м, а рассланцованные песчаники дают более мелкие отдельности. Алевролиты при выветривании образуют мелкие плитчатые глыбы размером до 0.4–0.6 м и плитчатый щебень до 10–15 см в поперечнике с песчано-суглинистым заполнителем.

Для этих петрографических типов характерно увеличение мощности зоны выветривания в среднем до 8–10 м, в пределах которой породы прони-

заны частыми тонкими трещинами и интенсивно ожелезнены. Мощность собственно криоэлювиальных образований на водоразделах обычно не превышает 1.5–3.0 м.

Интенсивность выветривания пород существенно различается в зависимости от экспозиции поверхности. На склонах южной экспозиции при прочих равных условиях продукты выветривания имеют большую мощность и отличаются наиболее дисперсным составом отложений. Напротив, на северных склонах с малой глубиной сезонного оттаивания, где выветривание протекает менее интенсивно, развит более грубый чехол плейстоцен-голоценовых образований.

Морозобойное трещинообразование играет значительную роль в формировании ряда других криогенных геологических явлений – курумов, каменных россыпей, каменных многоугольников и котлов, мелкополигональных форм рельефа.

Морозобойные трещины в поверхностных отложениях и связанный с ними полигональный рельеф наиболее выражены в районах развития относительно низкотемпературных (менее –2...–3 °С) многолетнемерзлых пород с высокой мощностью дисперсных отложений. К ним относятся пологие нижние части склонов. Морозобойные трещины и связанный с ними полигональный рельеф наиболее четко выражены на поверхности пологовыпуклых водоразделов в виде полигональных каменных многоугольников. Средние размеры полигонов в таких условиях изменяются от 5 × 5 до 10 × 10 м; максимальная ширина трещин не превышает нескольких сантиметров при длине 20–40 м и видимой глубине про-

Рис. 5. Криогенные и термогидрогенные экзогенные геологические процессы и явления:

а – термоэрозионная промоина по автотракторной дороге в верховьях руч. Рудный; *б* – солифлюкционный язык в верхней части склона правого борта долины руч. Правый Гросс; *в* – солифлюкционный выплеск в нижней части склона притока руч. Таборный (Олекмо-Чарское нагорье, бассейн р. Токко). Фото Е.Н. Оспенникова.

никновения до 2–3 м. Глубина проникновения трещин определяется в этих условиях мощностью рыхлых образований (элювиально-делювиальных). Невысокая изменчивость основных параметров полигональных систем по площади объясняется тем, что годовые амплитуды температур на поверхности почвы, определяющие размеры полигонов, изменяются преимущественно в небольших пределах в связи с относительно равномерным распределением снежного покрова. Исключение составляют водоразделы, с которых происходит сдувание снега и его уплотнение.

Повторно-жильные льды, характерные в Южной Якутии для днищ речных долин, на рассматриваемой территории не развиваются преимущественно вследствие талого состояния слагающих их пород и отсутствия предрасположенных к растрескиванию органогенных пород.

Морозное пучение пород на исследованной территории является одним из самых распространенных собственно криогенных геологических процессов. В результате его развития в разных геокриологических обстановках происходит образование бугров пучения, пятен-медальонов, каменных котлов и многоугольников и других экзогенных явлений. Процесс пучения сопровождается интенсивной перестройкой микрорельефа поверхности. Наиболее распространены миграционные бугры пучения. Торфяные миграционные бугры пучения встречаются на старичных участках первой надпойменной террасы, в заболоченных верховьях ручьев и рек в восточной, наиболее удаленной от долины р. Токко, части территории. Размеры бугров пучения здесь невелики: высота их редко превышает 0.3–0.5 м при площади основания от 1.5 × 2 до 3 × 5 м. Все бугры пучения на рассматриваемой территории являются сезонными и к концу летнего периода полностью оттаивают. Одной из форм процесса морозного пучения является выпучивание каменного материала, приводящее к морозной сортировке по крупности материала рыхлых образований и отложений в слое сезонного оттаивания.

Гидролакколиты при проведении полевых работ авторами обнаружены не были, однако сезонные гидролакколиты небольших размеров могут, по-видимому, формироваться в зимнее время в руслах перемерзающих ручьев и рек и особенно в нижних частях склонов. Отсутствие многолетних бугров пучения связано с тем, что не отмечено многолетнего промерзания таликовых участков, а породы в таликах в период зимнего промерзания оказываются обычно дренированными.

Термокарст на рассматриваемой территории практически не развивается. Это объясняется ограниченным распространением льдистых пород, а также тем, что толщи дисперсных отложений, которые обычно отличаются высокой льдистостью (биогенные, старичные и пойменные аллювиальные), находятся в основном в талом состоянии. Тем не менее отдельные небольшие по размерам термокарстовые просадки встречаются в истоках руч. Гросс, в районах развития ледниковых отложений, а также на водоразделах, где они приобретают вид воронок, образующихся при локальном вытаивании гольцового льда.

Наледи имеют ограниченное распространение и образуются при промерзании надмерзлотных подземных вод слоя сезонного оттаивания и грунтовых вод подрусловых таликов. Наледи надмерзлотных вод на территории обычно формируются в результате неравномерного промерзания водоносных горизонтов склоновых отложений и ложкового аллювия. Они встречаются сравнительно редко, главным образом в днищах логов и у подножия склонов, и имеют незначительные размеры (площадь составляет первые сотни квадратных метров при мощности льда, по-видимому, не более 1 м).

Процессы наледеобразования не играют существенной роли в формировании рельефа территории. Результат наледной переработки рельефа в виде сравнительно небольшой по размерам наледной поляны достоверно установлен только в верховье долины руч. Малый Усу.

Солифлюкция. На исследованной территории для развития солифлюкции наиболее благоприятны склоны средней крутизны и отчасти пологие склоны, сложенные с поверхности щебнем и мелкими глыбами с супесчаным и песчаным заполнителем, однако развитие солифлюкции здесь замедляет почвенно-растительный слой. Корнеобитаемый слой скрепляет увлажненные породы, препятствуя их течению вниз по склону. На территории месторождения развитию солифлюкции препятствует также небольшое количество тонкодисперсного материала в породах. Вследствие этого солифлюкция не получила широкого распространения и не проявляется в виде типичных солифлюкционных форм рельефа. Тем не менее с малой интенсивностью она протекает на значительной части территории. Проявления солифлюкции встречаются главным образом на пологих приводораздельных частях склонов, особенно в их основании, что объясняется более высоким увлажнением пород. На пологих приводораздельных частях склонов солифлюкционное течение пород приводит к образованию солифлюкционных языков. Они представляют собой вытянутые вниз по склону слабовыпуклые положительные формы микрорельефа с относительно четко выраженным уступом в нижней части языка и пологой тыловой частью, практически незаметно сочленяющейся с поверхностью склона (см. рис. 5, *б*). Длина таких языков обычно составляет 8–15 м, ширина изменяется от 2 до 4 м при высоте фронтального уступа 0.2–0.4 м. На их поверхности

почвенно-дерновый слой отсутствует, однако не наблюдается и выплесков мелкозема, который обнаруживается только с глубины около 0.2 м от поверхности. В нижних частях склонов отмечаются существенно иные особенности солифлюкционных форм. Обычно это высыпки щебенисто-мелкоглыбовых обломков на задернованной поверхности склона (см. рис. 5, *в*). Такие солифлюкционные образования имеют форму очень пологого купола диаметром 1–2 м и высотой до 0.2–0.3 м. С поверхности они слагаются мелкоглыбовым обломочным материалом. Вдоль подножия склона встречаются цепочки таких образований, иногда отстоящие друг от друга на десятки метров. Генезис этих образований можно определить как инъекционно-солифлюкционный. Образуются такие "выплески" каменного материала в ходе зимнего промерзания сильно увлажненного слоя сезонного оттаивания, когда талые породы оказываются защемленными между кровлей ММП и подошвой промерзающего слоя оттаявших за лето пород. Развивающееся при этом внутригрунтовое давление приводит к разрыву мерзлого верхнего козырька и "выплеску" талых пород на поверхность склона. В летнее время мелкозем вымывается с поверхности таких образований и окончательно формируется их внешний облик.

ВЫВОДЫ

Феномен природной обстановки на территории месторождения Таборное заключается в ряде особенностей геокриологических условий, установленных в ходе выполненных исследований. Некоторые закономерности при этом оказались достаточно неожиданными.

1. Наблюдается исключительно высокая контрастность распределения по площади значений среднегодовой температуры пород. При относительном превышении водоразделов над днищами долин около 250 м температуры пород по мере уменьшения высоты изменяются от –5...–6 до 1...2 °С, причем эти изменения могут происходить в пределах одного склона долины длиной (в плане) в первые сотни метров. В результате пространственная конфигурация ММП весьма сложная: мощность мерзлых толщ на водораздельных пространствах может превышать 400–500 м, вниз по склону она быстро убывает, а в днищах долин ММП вообще отсутствуют или имеют островной характер распространения.

2. Несмотря на значительную абсолютную высоту тальвегов долин (более 1050–1100 м), отмечается широкое распространение в них талых пород. При этом ширина долинных таликов достигает сотен метров, и практически все талики являются сквозными по отношению к ММП. В формировании таликов, помимо высокого отепляющего влияния мощного снежного покрова, принимают участие процессы дополнительного конвективного привноса тепла в породы при поглощении в летнее время поверхностных вод грубообломочными аллювиальными отложениями долин.

3. В ходе математического моделирования авторами установлена принципиальная возможность формирования в рассматриваемых природных условиях сквозных таликов даже в узких долинах мелких водотоков, причем их устойчивое существование может обеспечиваться только кондуктивным теплообменом, без дополнительного привноса тепла подземными водами.

4. Установлен специфический характер перераспределения глубинного потока тепла, концентрирующегося в направлении охлажденных водоразделов, где плотность потока у поверхности возрастает почти вдвое по сравнению с фоновым глубинным значением. При этом тепловой поток в днищах долин имеет нисходящий характер, он перераспределяется в сторону водоразделов, где суммируется с глубинной составляющей.

5. Отмечается сравнительно небольшая глубина сезонного оттаивания пород и ее слабая изменчивость для разных типов геокриологических условий, что объясняется однообразием рыхлого чехла, формирующегося в пределах курумов и каменных развалов на водоразделах, преобладающих на всей территории исследования.

6. Наиболее широкое распространение и активное развитие на территории Южно-Угуйской группы месторождений получили криоэлювиальные и криогенные склоновые процессы и явления, такие как каменные моря и многоугольники, курумы, снежные лавины и сели, солифлюкция, что объясняется достаточно суровой геокриологической обстановкой на водоразделах и склонах.

Собственно криогенные геологические процессы и явления, такие как повторно-жильные льды, термокарст, криогенное пучение пород и наледеобразование, развиты очень слабо вследствие преобладания в днищах долин талых пород, а также отсутствия достаточно мощных толщ дисперсных отложений.

Процессы заболачивания и болотообразования, с которыми обычно парагенетически связаны криогенные геологические процессы и явления, развиты слабо ввиду особой гидрогеологической обстановки, в частности, хорошего дренирования днищ речных долин или преобладания сильно расчлененного рельефа, препятствующего переувлажнению поверхности.

Литература

Геокриология СССР. Средняя Сибирь / Под ред. Э.Д. Ершова. М., Недра, 1989, 414 с.

Ershov, E.D. (Ed.), 1989. Geocryology of the USSR. Central Siberia. Nedra, Moscow, 414 pp. (in Russian)

Дорофеев И.В., Железняк М.Н., Володько Б.В. и др. Геотермические условия Чаро-Токкинского междуречья // Тематические и региональные исследования мерзлых толщ Северной Евразии. Якутск, ИМЗ СО АН СССР, 1981, с. 65–74.

Dorofeev, I.V., Zheleznyak, M.N., Volod'ko, B.V., et al., 1981. Geothermal Conditions of the Chara-Tokko Interfluve. In: Tematicheskie i regionalnye issledovania myorzlykh tolshch Severnoy Evrazii [Thematic and regional studies of permafrost strata]. IMZ SO AN SSSR, Yakutsk, pp. 65–74. (in Russian)

Железняк М.Н. Геотермические условия криолитозоны западной части Алданской антеклизы. Якутск, Изд-во СО РАН, 1998, 90 с.

Zheleznyak, M.N., 1998. Geothermal Conditions of Permafrost Zone in the Western Portion of the Aldan Basin. Izd-vo SO RAN, Yakutsk, 90 pp. (in Russian)

Железняк М.Н. Геотемпературное поле и криолитозона юго-востока Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 2005, 227 с.

Zheleznyak, M.N., 2005. Geothermal Field and Permafrost Zone of the Southeastern Part of the Siberian Platform. Nauka, Novosibirsk, 227 pp. (in Russian)

Заболотник С.И., Заболотник П.С. Условия сезонного протаивания и промерзания грунтов в Южной Якутии // Криосфера Земли, 2014, т. XVIII, № 1, с. 23–30.

Zabolotnik, S.I., Zabolotnik, P.S., 2014. Conditions of ground seasonal thawing and freezing in South Yakutia. Earth's Cryosphere XVIII (1), 23–30.

Караушева А.И. Климат и микроклимат района Кодар–Чара–Удокан. Л., Гидрометеоиздат, 1977, 128 с.

Karausheva, A.I., 1977. Climate and Microclimate of the Kodar–Chara–Udokan Area. Gidrometeoizdat, Leningrad, 128 pp. (in Russian)

Кудрявцев В.А. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях / В.А. Кудрявцев, Л.С. Гарагуля, С.Н. Булдович и др. М., Геоинфо, 2016, 512 с.

Kudryavtsev, V.A., Garagulya, L.S., Buldovich, S.N., et al., 2016. Principles of Permafrost Forecasting in Geotechnical Investigations. Geoinfo, Moscow, 512 pp. (in Russian)

Оспенников Е.Н. Экзогенные геологические процессы и явления (Южная Якутия) / Е.Н. Оспенников, Н.И. Труш, А.Б. Чижов, Н.И. Чижова. М., Изд-во Моск. ун-та, 1980, с. 147–178.

Ospennikov, E.N., Trush, N.I., Chizhov, A.B., Chizhova, N.I., 1980. Exogenic Geological Processes and Phenomena (South Yakutia). Moscow University Press, Moscow, pp. 147–178. (in Russian)

Программа расчета теплового взаимодействия инженерных сооружений с вечномерзлыми грунтами WARM / Хрусталев Л.Н., Емельянов Н.В., Пустовойт Г.П., Яковлев С.В. Свидетельство № 940281, опубл. РосАПО, 1994.

Khrustalev, L.N., Emel'yanov, N.V., Pustovoit, G.P., Yakovlev, S.V., 1994. A program for analysis of thermal interaction between engineering structures and permafrost WARM. Certificate No. 940281, PosAPO. (in Russian)

Семенов В.П., Железняк М.Н. Геотермические условия Вилюйской синеклизы // Криосфера Земли, 2013, т. XVII, № 4, с. 3–10.

Semenov, V.P., Zheleznyak, M.N., 2013. Geothermal conditions of the Vilyuy syneclise. Earth's Cryosphere XVII (4), 3–10.

Сергеев Д.О., Типенко Г.С., Романовский В.Е., Романовский Н.Н., Березовская С.Л. Влияние горного рельефа и вертикальной геокриологической поясности на эволюцию мощностей многолетнемерзлых толщ Южной Якутии // Криосфера Земли, 2005, т. IX, № 2, с. 33–42.

Sergeev, D.O., Tipenko, G.S., Romanovsky, V.E., Romanovsky, N.N., Berezovskaya, S.L., 2005. The influence of mountain relief and vertical geocryological zoning on permafrost thickness evolution in South Yakutia. Earth's Cryosphere IX (2), 33–42.

Южная Якутия. Мерзлотно-гидрогеологические условия Алданского горно-промышленного района / Под ред. В.А. Кудрявцева. М., Изд-во Моск. ун-та, 1975, 444 с.

Kudryabtsev, V.A. (Ed.), 1975. South Yakutia: Permafrost and Hydrogeological Conditions of the Aldan Mining-industrial Region. Moscow University Press, Moscow, 444 pp. (in Russian)

Поступила в редакцию
26 мая 2016 г.