

УДК 911.2

ЛЕДНИКОВЫЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА ХРЕБТА ДЮЛЬТЫДАГ НА БОКОВОМ ХРЕБТЕ БОЛЬШОГО КАВКАЗА

GLACIAL LANDFORMS OF DYULTYDAG RANGE ON THE BOKOVOY RIDGE OF THE GREATER CAUCASUS

© 2014 Балгуев Т. Р.

Дагестанский государственный педагогический университет

© 2014 Balguev T. R.

Dagestan State Pedagogical University

Резюме. В статье рассматриваются факторы формирования и формы рельефа центральной части Бокового хребта Северо-Восточного Кавказа в пределах хребта Дюльтыдаг и его отрогов, сформировавшиеся под действием древнего и современного горного оледенения. Приводится их динамика в результате постледниковых процессов, характеризуются моренные отложения и формы их пространственного размещения.

Abstract. The article discusses the formation and landforms of the Central part of the Bokovoy ridge of the North-Eastern Caucasus within the range of Dyultydag and its spurs, formed under the action of ancient and modern mountain glaciation. The author gives their dynamics in the postglacial processes, characterizes the moraine forms and their spatial distribution.

Rezjume. V stat'e rassmatrivajutsja faktory formirovaniya i formy rel'efa cen-tral'noj chasti Bokovogo hrebta Severo-Vostochnogo Kavkaza v predelah hrebta Djul'tydag i ego otrogov, sformirovavshiesja pod dejstviem drevnego i sovremennogo gornogo oledenenija. Privoditsja ih dinamika v rezul'tate postlednikovyh processov, harakterizujutsja morennye otlozhenija i formy ih prostranstvennogo razmeshhenija.

Ключевые слова: сублимация, экзарация, ледник, морена, гляциальный рельеф, кар, троговая долина, цирк.

Keywords: sublimation, exaration, glacier, moraine, glacial terrain, car, trough valley, circus.

Ključevye slova: sublimacija, jekzaracija, lednik, morena, gljacial'nyj rel'ef, kar, trogovaja dolina, cirk.

Каждое оледенение, будучи следствием климатических изменений, состоит из последовательно сменяющихся друг друга стадий развития, совокупность которых американский гляциолог В. Г. Хоббс в начале XX века назвал ледниковым циклом. На разных стадиях оледенений, от зарождений ледников до их максимального развития и последующего отмирания, меняется форма ледника и тип оледенения [8].

В горах ледники рождаются выше уровня снеговой линии, но при движении вниз могут опускаться намного ниже. В этом случае они переходят в область, где масса ледника постепенно уменьшается в результате его механического разрушения, испарения или таяния. Эту область иногда называют областью стока или областью разгрузки ледника.

Большое значение в преобразовании снега в фирн, а затем и в глетчер имеют давление и сублимация (лат. *sub* – под; *limo*

– нести), под которым понимается испарение снега и льда и новая кристаллизация водяного пара. При этом из 10 м³ снега образуется 1 м³ льда [7].

Экзарационный рельеф в горных странах отличается большим своеобразием и придает неповторимый облик высоким частям гор. Главную роль играют отрицательные формы – кары, ледниковые цирки и трогги. Кары представляют собой креслообразные, нередко вытянутые вниз по склону, углубления с крутыми, а местами отвесными стенками, и пологим вогнутым дном. Они возникают под толщей льда фирновых бассейнов вследствие морозного выветривания и экзарации. При этом происходит постоянное углубление их. При разрастании и слиянии каров они преобразуются в ледниковые цирки – крупные впадины циркообразной или неправильно-вытянутой формы, обрамленные с трех сторон высокими скалистыми хребтами, а

Между цирками и карами, как и на других горных массивах, на хребте Дюльтыдаг тоже формируются перевалы. Многие из этих перевалов непроходимы, а некоторые проходы местное население хорошо использует при перегоне скота, особенно в летнее время на новые пастбища. Одним из таких проходимых перевалов является Лаказани (3447 м), используемый не только для сельского хозяйства, но часто и в экспедиционных целях. Северо-восточные склоны перевала крутые ($70-75^{\circ}$) и сложены делювиальными отложениями глинистых сланцев и песчаника, которые остаются после отступления ледника. Ледники сохраняются в течение всего лета на самых глубоких участках каров, которые служат истоками многочисленных притоков Сулака (Казикумухское-Койсу).

Поверхность фирновых бассейнов (полей) в результате оттока льда в поперечном разрезе обычно слабоогнутая. Поверхность ледниковых потоков в таком же разрезе выпуклая вследствие повышенного притока льда в средней части. Продольный профиль ледника может иметь различные уклоны, отражающие неровности ледникового ложа. На крутых участках, где скорость потока повышена (ледопады), образуются системы больших поперечных трещин.

По стадиям своего развития ледники Кавказа относятся к альпийским ледникам. Ледники хребта Дюльтыдаг по внешнему виду одинаковы. Кары имеют крутые непроходимые или труднопроходимые скалистые стенки, вогнутые днища, а трещины образующиеся на ледопадах, разные по размерам. По ним можно определить характер ледникового ложа. При вытекании ледника из кара встречает склон разной крутизны, от которого и зависит характер поперечных трещин. Более отчетливо они проявляются у ледника, находящегося между горами Бабаку и Хултайдаг.

Хребет Дюльтыдаг сложен чередующимися слоями песчаника и глинистых сланцев. Стратумы, располагающиеся перпендикулярно речной долине, образуют ригели (нем. *rigel* – преграда), которые также влияют на трещиноватость ледника. При отступании ледника на таких перепадах рельефа формируются пороги и водопады [4. С. 9].

Чаще всего, при спускании с гор ледники используют уже имеющиеся эрозионные долины, которые преобразуются в языки, формируя характерные для них корытообразные ледниковые долины – трог (нем. *Trog* – корыто). Троговые долины имеют широкое полого-вогнутое дно и крутые склоны, выгачиваемые движущимся льдом.

Продольный профиль трогов отличается изменчивыми уклонами, местами с резкими ступенями – ригелями, чередующимися с пологими участками. Встречаются и обратные уклоны. Перепады в продольном профиле трогов обусловлены либо соседством резко различающихся по устойчивости горных пород, либо внезапным увеличением массы льда при слиянии двух ледников.

Дальнейшее разрастание ледниковых цирков в условиях стабильности климата и тектонического покоя приводит к ледниковой планации – выравниванию гор примерно на уровне фирновых бассейнов. Колебания климата и положения снеговой границы, а также тектонические поднятия гор ведут к образованию нескольких ярусов каров (каровые лестницы), цирков и трогов. Для рассматриваемого района характерна вторая форма изменения рельефа, т. е. образование нескольких ярусов каров, цирков и трогов. Такие морфологические единицы отчетливо прослеживаются на северо-восточных склонах хр. Дюльтыдаг, потому что на таких экспозициях склонов дольше задерживается ледник в течение года.

Аккумулятивные формы ледникового рельефа в горах, как и ледниковые отложения, также имеют специфические особенности. В областях современных оледенений это, прежде всего, тела самих ледников. В рельефе это фирновые поля, занимающие днища цирков и каров, перекрывающие горные массивы, а также ледниковые языки, спускающиеся по трогам. На вершинах (пиках) хребта Дюльтыдаг в летнее время не всегда сохраняются ледники. Накопление ледника на вершинах гор происходит медленнее, чем в карах. Во-первых, выпадающий снег из-за сильных ветров разных румбов уносится в углубленные участки рельефа, т. е. в кары. Во-вторых, накопившийся ледник за короткую зиму, не набрав толщины, быстро стекает из-за большой крутизны. Каровые ледники сохраняются в течение всего летнего периода. Толщина этих ледников сильно уменьшается в летний период. След максимальной высоты ледника в карах остается, особенно на боковых участках на выходе из кары.

В рассматриваемом районе встречаются с телом ледника подвижные морены, представлены следующими видами – донной, внутренней, боковой, срединной и поверхностной. Морены в цирках выглядят как курумы (курумы – древне-тюркское *gorum* – «каменистые россыпи», «нагромождения острых камней», «обломки скал»), но только они выглядят более внушительно.

В горных условиях, помимо экзарационной деятельности ледника, существенную

роль в образовании морен играют снежные лавины, осыпи, обвалы и камнепады. Снежные лавины и снежники имеют большое значение и в питании самих ледников.

В рельефе ледниковых языков наблюдаются боковые и срединные подвижные морены. Боковые морены образуются из поступающих со склонов обломков и представляют собой широкие валы высотой 20-30 м по бокам языка. При слиянии ледников их боковые морены объединяются и дают начало срединным моренам, также образующим валы на поверхности ледника. Срединные морены возникают и при обтачивании ледниками скалистых выступов ложа, торчащих надо льдом – нунатаков. В этом случае они могут быть и среди фирнового поля. После стаивания ледников возникают отложенные морены.

Основные морены занимают после стаивания льда днища трогов, цирков и каров. Ранее предполагалось, что собственно лед-

никовые формы рельефа в Дагестане в силу специфики климата и горных пород распространены крайне слабо, однако, в последние годы появляются данные о более широком развитии ледниковых форм в Дагестане [4]. При этом предполагается, что возраст таких морен не превышает нескольких сотен лет. Согласно нашим данным, в благоприятных условиях, морены в регионе распространены относительно широко (рис. 3). В составе основных морен в горах преобладает абляционная морена, образующаяся при вытаявании. Для основной морены характерен беспорядочный холмисто-западинный рельеф, на фоне которого выделяются продольные гряды боковых и срединных морен. Несмотря на размеры обломочного материала, характер движения ледников хорошо прослеживается при их рассмотрении даже с небольшой высоты. Границы между карами и цирками образуют зазубренный водораздельный гребень.



Рис. 3. Морены в цирке на северо-восточном склоне хр. Дюльтыдаг. Фото автора

При многократном понижении поверхности ледника в связи с его абляцией на склоны ледниковой долины соответственно проектируется несколько ярусов террасовидных площадок боковых морен, образующих моренные (ложные) террасы, отличающиеся от речных террас по составу слагающего их моренного материала. Наше внимание привлекали кары, в которых происходило накопление снега. Рядом простирались моренные отложения, плащеоб-

разно накрывающие здесь погребенные ледники. Высота моренных отложений в некоторых местах достигала десятков метров. Они наслаивались на более древние морены. Бронирующую функцию выполняли отложения из песчаника и глинистые сланцы [3].

При стационарном положении конца ледника или при стадияльных задержках в его отступании там образуются конечные морены. Они представляют собой дугооб-

разные гряды моренного материала, перегородивающие долину. Различают насыпные и напорные морены. Последние отличаются сложным чешуйчатым строением и участием в их составе выжатой морены. После отступления ледника за конечно-моренным валом часто встречаются подпруженные моренные озера. Более древние морены прошиливались потоками талых ледниковых вод и реками, и постепенно сглаживаются и разрушаются. Заполняются выемки между чешуйчатыми бугорками, заселяется пионерская растительность, а если другая более молодая морена не накроет его, то его поверхность полностью выравнивается, появляется современная гляциальная почва высокогорья.

Моренные отложения горных стран так же, как и равнинных, сложены неслоистыми толщами из совершенно несортированных различного размера обломков, от глыб весом несколько тонн до тонкого глинистого материала. В отличие от морен материкового оледенения, в горных моренах преобладает грубообломочный материал с угловатыми, слабо обработанными обломками; это – щебень и глыбы с грубым песчано-глинистым заполнителем. Несколько более обработаны обломки донной морены, где можно видеть и ледниковую штриховку. От склоновых отложений морены отличаются присутствием обломков чуждых горных пород. Характерной особенностью исследованных морен является резкое доминирование в их составе обломков глинистых сланцев относительно небольших размеров (рис. 3), подобные обломки слабо устойчивы и быстро разрушаются.

Водно-ледниковые (флювиогляциальные и лимногляциальные) отложения горного оледенения развиты незначительно. Флювиогляциальные отложения формируются ниже дуг конечных морен, где они могут образовать несколько уровней флювиогляциальных террас, соответствующих нескольким стадиям отступления и остановок ледника, нескольким грядам конечных морен. Эти отложения представлены отсортированным галечным материалом с примесью песка, образовавшимся при перемыве моренного материала вытекавшим из конца ледника потоком. Более грубый обломочный материал накапливается близ внешнего края конечно-моренной дуги и при осцилляции (колебании) края ледника чередуется с моренным материалом, образуя так называемый переходный конус.

Ниже по долине флювиогляциальный материал становится более мелким и скатанным, постепенно переходя в аллювий горных рек.

С горно-ледниковым рельефом связаны многочисленные троговые, каровые и моренные озера. Троговые озера возникают после стаивания ледников в переуглубленных ими низовьях трогов. В плане озера имеют резко вытянутую форму. На морских побережьях им соответствуют фьорды – узкие заливы моря в троговых долинах. В рассматриваемом нами районе троговые долины слабо выражены, потому что за короткую кавказскую зиму ледники успевают заполнить кары и спуститься лишь на 100-200 м от него.

Каровые озера, занимающие углубления в высокогорьях, обычно быстро заполняются продуктами выветривания окружающих склонов. Все эти озера бывают сточными, вода в них отфильтрованная природными фильтрами грубой и тонкой очистки.

Моренные озера, располагающиеся выше гряд конечных морен, также быстро заполняются обломочным материалом ледниковых потоков и так же как и каровые озера, существуют сравнительно недолго. Цирки и кары, не занятые озерами, заполняются щебнистым осыпным материалом со склонов (рис. 4).

Широкое развитие моренных озер отмечалось исследователями и для сопредельных территорий Восточного Кавказа [1; 4].

Все выше отмеченные нами формы, образовавшиеся в результате эрозионной деятельности ледника, выступают на поверхность лишь в тех случаях, когда ледник отступил или исчез совсем. Поэтому описанные формы частично бывают загромаждены моренным материалом или несут на себе следы выветривания и водно-эрозионной деятельности. Понятно, что большая или меньшая сохранность этих форм будет зависеть от стойкости пород. Лучше сохраняют форму кристаллические породы и известняки, значительно хуже – глинистые сланцы и песчаники. Исследуемая территория, как и весь Южный Дагестан, сложен из вторых пород. Из-за низкой стойкости глинистых сланцев и песчаника к экзогенным процессам восстановить историю происхождения некоторых форм рельефа сложнее, поэтому приходится для этого прикладывать дополнительные усилия.



Рис. 4. Моренное озеро у перевала Лаказани (3447 м). Фото автора

Склоны гор, окружающие область питания ледника, под влиянием выветривания все время разрушаются, и продукты выветривания (скалы, камни, щебень) сваливаются на поверхность фирновых полей. То же происходит со склонами долины, по дну которой движется ледник. Таким образом, края ледникового языка также бывают покрыты осыпями, состоящими из угловатых глыб и различного щебня. Осыпи глыб и щебня, попавшие на края ледникового языка, образуют здесь сплошные нагромождения, известные под названием краевой морены. Когда сливаются два или несколько ледников, краевые морены оказываются посередине, и тогда они получают название срединных морен. Обломочный материал, оказавшийся внутри ледника, называют внутренней мореной. Обломочный же материал, проникший до самого дна ледника, перемешивается с продуктами выветривания ледникового ложа и образует так называемую поддонную или донную морену. Материал поддонной морены резко отличается от материала других морен. Здесь преобладают окатанные формы со стертymi краями и нередко со следами полировки, шрамами и царапинами. Материал поддонной морены слабо выражен в районе исследования, это еще раз подтверждает, что ледник проходит незначительное расстояние.

Весь моренный материал, который несет ледник, отлагается в конце ледника и образует конечную морену. Для изучаемого района это правило не всегда соответствует действительности, вероятно это связано с небольшой мощностью существовавших долинных ледников и кратковременностью

их существования. Образующийся ледником на вершине и склонах весь денудационный материал обволакивает его и постепенно перемещается по склону в зимний период по мере его нарастания. А при отступании материал откладывается похожий на остывший лавовый поток. В тех случаях, когда ледник отступает, конечных морен бывает несколько. Все они имеют вид неправильных валов, пересекающих долину в поперечном направлении. Обломочный материал конечных морен исключительно разнообразен. Здесь наряду с угловатыми породами, принесенными краевыми и срединными моренами, встречается немало округлых пород поддонной морены. Отложения морен независимо от их формы называют эрратическими валунами. Рельеф конечных морен, в общем, довольно сложен. Прежде всего, здесь бросаются в глаза нагромождения в виде параллельных гряд поперечного направления. Между грядами нередко можно видеть озера. Гряды, расположенные у конца ледника, носят характер беспорядочных нагромождений, высота которых в зависимости от размеров ледника различна (от нескольких метров и до многих десятков метров).

Но ледники, кроме того, дают большое количество талых вод, которые уносят и отлагают обломочный материал далеко за пределы конечных морен. Этот материал частично рассортировывается. Так, в верхних частях потока отлагается преимущественно слабо окатанный валунный и галечный материал. Ниже, на участках малого уклона, отлагаются пески, состоящие главным образом из «ледниковой муки».

Кроме ледников, в высокогорных районах большую работу по формированию рельефа проводят карообразующие процессы. Суть этих процессов заключается в том, что углубления, образовавшиеся в результате морозного выветривания в высокогорных районах, чаще всего бывают заполнены снегом. Углубления же, расположенные на высоте снеговой линии, в летнее время сохраняют снег только на дне. Днем, под лучами яркого солнца, этот снег подтаивает с боков. Воды, проникая в трещины пород, ускоряют морозное выветривание, и углубление постепенно увеличивается как в ширину, так и в глубину. В результате углубление принимает кресловидную форму, открытый край которого обращен в сторону склона горы. Подобные углубления, размеры которых колеблются от нескольких десятков метров и до километра, носят название каров. Каждый типичный кар имеет пониженное углубление или дно кара. От склона дно кара ограничено некоторым повышением, носящим название порога кара. Дно кара с трех сторон окружено более или менее крутыми склонами, которые поднимаются полукругом и носят название плеча кара. На дне каров, расположенном выше снеговой линии, обычно залегают снег, переходящий в фирн и фирновый лед. Следует сказать, что кары являются очень широко распространенными и характерными формами рельефа высокогорных районов.

Обломочный материал, являющийся продуктом морозного выветривания склонов кара, скатывается на дно, и значительная его часть попадает на поверхность фирнового поля. Отсюда мелкие частицы уносятся тальми водами, а крупные обломки – медленным движением по вязкому грунту под действием силы тяжести.

Таким образом, ширина и глубина кара все время увеличивается. Однако этот процесс не может совершаться беспределно. Наступает момент, когда дно кара оказывается ниже снеговой линии. При этих условиях снег и фирн постепенно стаивают, и на дне кара образуется так называемое каровое озеро. Понятно, что каровое озеро будет постепенно заполняться сносимыми сюда продуктами выветривания и в дальнейшем превратится в водосборную «воронку» горного потока.

Процессы карообразования значительно усложняются в тех случаях, когда происходят резкие изменения высоты снеговой ли-

нии. Так, например, в ледниковые периоды снеговые линии многих гор оказывались значительно ниже современных. Процессы карообразования, протекавшие в различные ледниковые периоды, создали трап каровых поясов, расположенных на разных высотах. Так, например, на хр. Дюльтыдаг у подножья перевала Лаказани (3447 м) можно видеть современные (действующие) кары на высоте около 2800 м. А на высоте 2500-2600 м мы встречаем остатки горных каровых озер, которые в настоящее время заполнены осыпями и выражены в рельефе пересыхающими болотами. Подобное ступенчатое расположение каровых зон известно под названием каровых лестниц. Каровые лестницы обычно бывают хорошо выражены в рельефе. Их можно наблюдать на недалеко расположенных отсюда хребтах Кокма, Нукагль и др.

Более внимательное изучение следов плейстоценовых оледенений показало, что ледники наступали и отступали не один раз. Кроме сглаживания гребней и вершин гор, ледники расширяли и углубляли долины. Многие из этих долин, подпруженные грядами конечных морен, после стаивания ледников превратились в озера. Немало озер образовалось также на месте бывших цирков, а также между грядами морен.

Долинные ледники в периоды оледенений далеко выступали за пределы снеговых линий. В то время, когда по высокогорным долинам спускались ледники, средневысотные горы не имели ледников, и с этих гор стекали многочисленные горные потоки и речки. Они приносили обломочный материал, который отлагался в более широких долинах или при их устьях. Из выносов рек образовались мощные террасы. Высота этих террас, времени деградации последнего крупного оледенения региона, по долинам рек и устьев различна и доходит до 15-20 и более метров [5].

В районе изучаемой территории долинные ледники не встречаются, но сохранились троговые долины небольших размеров. Выявленные следы ледниковых процессов в районе хр. Дюльтыдаг подтверждает данные [6] о значительных изменениях климата региона за последние несколько сотен и тысяч лет, что позволяет по новому взглянуть на прогнозируемые, в связи с глобальным потеплением климата, изменения природы региона.

Литература

1. Атаев З. В., Сулейманов А. А. Высокогорные озерные геосистемы Джурмутского отрезка Главного Кавказского хребта // Молодой ученый. 2011. № 12. Т. 1. С. 134-137.
2. Ахмедханов К. Э., Козорезов Е. Ф. Неиз-

вестный и прекрасный Дагестан. М. : Открытая книга. 2009. 368 с. 3. Балгуев Т. Р., Атаев З. В. От Бурши до Шалбуздага // Труды Географического общества Республики Дагестан. Вып. 40. Махачкала. 2012. С. 15-25. 4. Идрисов И. А. Некоторые гидрологические особенности бассейна реки Джурмут // Труды государственного природного заповедника «Дагестанский». Махачкала, 2013. С. 6-12. 5. Идрисов И. А. Голоценовые террасы Дагестана // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. № 4. 2012. С. 88-94. 6. Идрисов И. А. Концепция изменений климата Дагестана за последние шесть тысяч лет // Труды Географического общества Республики Дагестан. Вып. 39. Махачкала. 2011. С. 10-14. 7. Короновский Н. В., Ясаманов Н. А. Геология. М. : Академия, 2005. 448 с. 8. Макаров Н. В., Суханова Т. В. Геоморфология. М. : Книжный дом Университет, 2007. 416 с.

References

1. Ataev Z. V., Suleymanov A. A. Highland lake geosystems of Jurmut cut of the Main Caucasian ridge // Young scientist. 2011. # 12. Vol. 1. P. 134-137. 2. Akhmedkhanov K. E., Kozorezov E. F. Unknown and beautiful Dagestan. M. : Open book. 2009. 368 p. 3. Balguez T. D., Ataev Z. V. From Bursha to Shalbudzag // Proceedings of Geographical society of the Republic of Dagestan. Vol. 40. Makhachkala. 2012. P. 15-25. 4. Idrisov I. A. Some hydrological characteristics of the Jurat river basin // Works of State Natural Reserve "Dagestansky". Makhachkala, 2013. P. 6-12. 5. Idrisov I. A. Holocene terraces of Dagestan // Proceedings of Dagestan State Pedagogical University. Natural and Exact Sciences. # 4. 2012. P. 88-94. 6. Idrisov I. A. Concept of climate changes in Dagestan for the last six thousand years // Proceedings of Geographical society of the Republic of Dagestan. Issue 39. Makhachkala. 2011. P. 10-14. 7. Koronovsky N. V., Yasamanov N. A. Geology. M. : Academy, 2005. 448 p. 8. Makarov N. V., Sukhanova T. V. Geomorphology. M. : Publishing house University, 2007. 416 p.

Literatura

1. Ataev Z. V., Sulejmanov A. A. Vysokogornye ozernye geosistemy Dzhurmutskogo otrezka Glavnogo Kavkazskogo hrebta // Molodoj uchenyj. 2011. № 12. Т. 1. S. 134-137. 2. Ahmedhanov K. Je., Kozorezov E. F. Neizvestnyj i prekrasnyj Dagestan. M. : Otkrytaja kniga. 2009. 368 s. 3. Balguez T. R., Ataev Z. V. Ot Burshi do Shalbudzaga // Trudy Geograficheskogo obshhestva Respubliki Dagestan. Vyp. 40. Mahachkala. 2012. S. 15-25. 4. Idrisov I. A. Nekotorye gidrologicheskie osobennosti bassejna reki Dzhurmut // Trudy gosudarstvennogo prirodnogo zapovednika «Dagestanskij». Mahachkala, 2013. S. 6-12. 5. Idrisov I. A. Golocenovyje terrasy Dagestana // Izvestija Dagestanskogo gosudarstvennogo pedagogicheskogo universiteta. Estestvennyje i tochnye nauki. № 4. 2012. S. 88-94. 6. Idrisov I. A. Konceptija izmenenij klimata Dagestana za poslednie shest' tysjach let // Trudy Geograficheskogo obshhestva Respubliki Dagestan. Vyp. 39. Mahachkala. 2011. S. 10-14. 7. Koronovskij N. V., Jasamanov N. A. Geologija. M. : Akademija, 2005. 448 s. 8. Makarov N. V., Suhanova T. V. Geomorfologija. M. : Knizhnyj dom Universitet, 2007. 416 s.

Статья поступила в редакцию 24.09.2014 г.