

УДК 910: 551. 324

Н. Н. Михайлов

## Еще раз к вопросу о позднеплейстоценовом оледенении Юго-Восточного Алтая и его дегляциации

В последние годы ученые и общественность проявляют большой интерес к изучению ранее относительно слабо исследованного района Алтая, который называют плоскогорьем Укок [1–16]. Это связано с уникальной природой данного района и с особенностями освоения его человеком в историческом прошлом. Результатом этого внимания и признанием особой ценности территории явилась организация на большей части плоскогорья, в соответствии с Законом Республики Алтай об особо охраняемых природных территориях и объектах [17], республиканской зоны покоя – природного резервата [12].

Однако изучение района началось задолго до этого. Первые работы были связаны с проблемами современного и древнего оледенения и раскрывались в процессе порой узкоспециальных поисковых и геологосъемочных работ [18–25]. Предлагаемая статья в определенной степени продолжает эти работы и является результатом полевых исследований автора в 1992–1999 гг. в составе экспедиций Алтайского государственного университета.

Главная речная артерия плоскогорья Укок – р. Ак-Алаха, которая принимает до ее слияния с р. Джазатор около 30 притоков (рис., с. 53). Эта река берет свое начало от одноименного ледника, язык которого располагается в настоящее время на высоте 2 590 м. Во время посещения ледника Л.Н. Ивановским в 1957–1958 гг. [20] он находился на высоте 2 450 м. Однако, как и многие ледники района, он активно деградирует. За последние 15 лет этот ледник потерял более 1 км<sup>2</sup> площади своего языка. Скорость его отступления за период с 1984 по 1994 г. составила 13,5 м/год, за 1994–1998 гг. – 13,75 м/год.

Алахинский ледник является одним из крупнейших ледников Юго-Восточного Алтая (19,2 км<sup>2</sup> по [26]). Язык ледника продолжает сохранять целостность, хотя разделен мощным 50–60-метровым гребнем срединной морены на две части. Правая часть ледникового языка деградирует быстрее, чем левая (именно за правой частью ледникового языка ведутся наблюдения).

Верхнюю часть долины Ак-Алахи, подвергав-

шуюся воздействию позднеплейстоценового оледенения, можно разделить на два участка – горный, протяженностью около 7 км, и котловинный (равнинный), протяженностью около 35 км. На участке до выхода из котловины Ак-Алаха принимает несколько крупных притоков – Канас, Укок, Бетсу-Канас, Кара-Булак, Чолок-Чад, Калгуты и Кальджин.

Горная часть ледниковой долины загромождена молодыми ледниковыми образованиями. Наиболее молодая осцилляционная морена расположена на высоте 2 550 м и оконтуривает язык Левого Алахинского ледника. От ледника она отделена зандровой площадкой. Ниже располагается еще одна морена на высоте 2 500 м. Эти микрокомплексы отражают процесс разделения Алахинского ледника на два самостоятельных, который не завершен до сих пор. Обе морены представляют собой невысокие валы до 5–10 м, сложенные гранитным валунным материалом.

Ниже располагаются более древние микрокомплексы современной морены. На высоте около 2 380–2 400 м фиксируется узкий (до 30–40 м шириной) комплекс серой гранитной морены, отражающий, очевидно, подвижку ледника, которую Л.Н. Ивановский именует подвижкой 30-х гг. XX в. Разница определения абсолютных высот, очевидно, связана с использованием различных приборов при их измерении (мы проводили измерения альтиметром фирмы REVUE THOMMEN AG). Анализ расположения моренного материала и рисунок, приведенный в работе Л.Н. Ивановского [20, рис. 2, с. 189], показал, что мы идентифицируем данную морену верно. Если это так, то в период с 1930 по 1957–1958 гг. (время посещения ледника Л.Н. Ивановским) ледник отступал со скоростью около 9 м в год<sup>1</sup>. Этот микрокомплекс вложен в мощную конечную морену, оканчивающуюся на высоте 2 310–2 320 м, так же, как и предыдущая, узким языком. Высота валов над рекой до 80–100 м. Эта часть современной морены состоит как минимум из 3-х генераций, которые сложены гранитными валунами с небольшим количеством мелкоземистого материала. Между валунами и на более ровных площадках произрас-

<sup>1</sup> В то же время в работе П.А. Окишева и В.С. Ревякина [27] средние скорости отступления с 1916 по 1950 г. (?) составили 51 м/год, а с 1950 по 1964 г. – 16 м/год.

тают кусты смородины, ивы и довольно многочисленный подрост лиственницы, а также отдельные деревья сосны сибирской (возраст 4–6 лет). Однако общая задернованность поверхности морены невелика. На левой части описываемой морены отмечены два экземпляра лиственницы, одна из которых упоминалась и Л.Н. Ивановским. Возраст лиственниц около 90 лет, т.е. первые «поселенцы» появились на современной морене в начале XX в. Весь описанный комплекс морены относится к последней крупной подвижке ледников Алтая, их возраст – середина XIX в. (малая ледниковая эпоха).

Эта морена наползает на более старую, уже задернованную и состоящую из смеси фиолетовых сланцев и серых гранитов. Ее поверхность покрыта мхом, заросла осокой, кустарниковой березкой и ивой. Эта морена заканчивается в 120–150 м от более молодой на высоте 2 300 м, имеет значительно меньшее площадное распространение и относится к исторической стадии [20]. Причем ледники малой ледниковой эпохи практически перекрывали и сильно разрушили этот моренный комплекс.

Еще один фрагмент морены зафиксирован нами в южной части котловины озера Белого на высоте 2 260 м. Он представлен невысокой правой боковой мореной, состоящей из валунов серого гранита. Левый вал образован материалом, поступающим с крутого левого борта, и состоит из сланцев. Оба вала сходятся к моренному холму, лежащему на невысокой ригельной ступени. Вероятно, этот моренный комплекс относится к небольшому боковому каровому леднику, который не сохранился до наших дней.

На высоте 2 250–2 260 м в 6,2 км от ледника располагается еще один конечно-моренный комплекс<sup>2</sup>. Он подпруживает сток реки и образует естественную плотину оз. Белое, имеющего длину до 2 км и меняющего свои размеры в зависимости от объема стока реки. Морена состоит из двух хорошо выраженных боковых морен и конечного вала высотой 30–40 м, который прорезан рекой в центральной его части. Морена образована скоплением глыбово-валунного и дресвяно-щебнистого материала с заполнителем из плотного серо-белесого суглинка. Размеры большинства обломков меняются в пределах от 0,4 до 1 м. Встречаются и крупные гранитные валуны до 2–4 м в диаметре. Поверхность морены хорошо задернована, за исключением озерной террасы высотой 5 м над уровнем современного оз. Белое внутри моренного комплекса.

Озерная котловина характеризуется наличием выше названной террасы, развитием мерзлотных форм рельефа в долине Ак-Алахи, впадающей в озеро, и мощной наледи, которая занимает всю верхнюю (ныне сухую) часть котловины. Бутры пучения, встреченные здесь, состоят в основном из тонкозернистого серого песка и мелкого галечника, формирующего дельту. Вместе с тем в некоторых из них встречаются и чисто озерные пески и суглинки. Уровень 5-метровой террасы и развитие наледи в верхней части котловины маркируют размеры прежнего озерного водоема, имевшего размеры в 2 раза большие, чем современные, и доходившего до подножья расположенного на высоте 2 260 м моренного комплекса.

Ниже описанной морены горный участок долины Ак-Алахи заканчивается, и река, соединяясь с притоками Укок, Канас и Бетцу-Канас, выходит в Бертекскую внутригорную впадину, которую пересекает в средней части, протекая по широкой и сравнительно открытой местности (долине). Два других крупных современных ледника располагаются в верховьях рек Канас и Укок. В долине Канаса, являющегося верхним правым притоком Ак-Алахи, одноименный ледник располагается на высоте 2 490 м. Отчетливый современный конечно-моренный комплекс фиксируется на высоте 2 370 м, в 1,5 км от языка ледника. Однако в отличие от современной Ак-Алахинской морены он состоит из 5 невысоких (до 1,5–2 м) осцилляционных валов. Моренные отложения не имеют большой мощности и состоят из валунов гранита и сланца. Язык современного ледника в 1998 г. имел крутизну 40–45° и формировал два грота и небольшую морену у самого языка, что свидетельствует о его недавнем активном состоянии. Кроме того, меньшее расстояние от подножья современной морены до языка ледника подтверждает меньшие скорости отступления этого ледника.

Так же, как на Ак-Алахинской морене, здесь на левом боковом моренном валу на склонах юго-восточной экспозиции отмечено свыше 10 лиственниц в возрасте около 50 лет и значительное количество подроста, поднимающегося к языку ледника.

Долина ниже ледника имеет классическую троговую форму, однако следов ледниковых форм рельефа и отложений немного. Средняя часть долины осложнена двумя ригельными ступенями, которые преобразованы ледником. Верхняя ступень закрывает вход в долину Верхнего Канаса и отделяет ее от долины левого притока, начинающегося с восточного языка Алахинского ледника.

<sup>2</sup> Л.Н. Ивановский [20] относит время образования указанной морены к аккемской стадии (по алтайской схеме).

В тыловой части и на поверхности ригеля разбросаны валуны гранитов, принесенных сюда ледником. Подножье ригеля располагается на высоте 2 280–2 300 м. Сразу от него начинается озеровидное расширение, в настоящее время в основном заполненное зандровым материалом. Однако на берегах «озерного разлива» в 4–5-метровой террасе отмечены озерные пески и суглинки. Котловина бывшего озера снизу ограничена еще одной ригельной ступенью, на поверхности которой сохранились остатки конечного вала морены, а на бортах зафиксированы боковые валы. Отдельные валуны лежат и у подножья ригельной ступени на высоте 2 240 м. Ниже по долине, уходя до слияния Ак-Алахи и Канаса, протягиваются хорошо выраженные боковые морены более ранней стадии.

Река Укок, начинавшаяся на высоте 2650 м с одноименного ледника, является наиболее протяженной из всех трех истоков Ак-Алахи. При выходе долины Укока из горной части достаточно отчетливо видны фрагменты боковой морены, свидетельствующей о связи ледников алахинской части Южного Алтая с ледниками долины Бухтармы. Водораздел между Укоком и Бухтармой представляет собой пологую скальную ступень, перекрытую маломощной донной мореной с многочисленными выходами коренных пород. На участках последних сформировались так называемые бараньи лбы – курчавые скалы с хорошо выраженной ледниковой штриховкой. Небольшие котловины, выработанные на водоразделе ледником, заняты озерами и болотами. Котловины, расположенные ближе к склонам хребта Южный Алтай, имеют направленность от долины Укока к долине Бухтармы, котловины же, расположенные на некотором отдалении, имеют уже другое направление и протягиваются вдоль по долине Укока и далее по долине Ак-Алахи.

По наблюдениям А.Г. Редькина и автора, у Укокского ледника современный конечно-моренный комплекс фиксируется на высоте 2 510 м. Он представляет собой мощную незадернованную систему моренных валов, образующих язык моренного материала на протяжении 1100 м от языка ледника. Морена состоит из серии осцилляционных валов крупновалунно-глыбистого серого гранита, который отчетливо выделяется в верхней части долины и разительно отличается от более древних отложений.

Наиболее молодая осцилляционная морена, отмеченная в 250 м от языка ледника, отличается достаточно внушительными размерами (до 30 м относительной высоты). Ее подножье расположено на высоте 2 590 м. В 600 м от ледника, на высоте 2 560 м так же отчетливо, как и предыду-

щая, выделяется морена высотой до 15–20 м. Четкая морена фиксируется на правом берегу Укока, а ее левая составляющая оказывается перекрыта моренным выбросом от небольшого ледника, располагавшегося в каре на склоне восточной экспозиции.

У выхода Укока из горной части долины на «равнинную» в 1,3 км от ледника на высоте 2 470 м отмечены остатки еще одной морены, валы которой поднимаются над дном долины на 15–20 м. Наиболее хорошо вал сохранился на левом берегу реки. Правая его составляющая погребена под каменным потоком, образующимся в результате активного осыпания крутого правого склона. Этот каменный язык имеет небольшую протяженность вдоль склона, всего 300 м, а относительная высота его языка более 25 м. Однако в некоторых местах из-под беспорядочно наваленного крупноглыбового материала каменного потока выходят фрагменты ледниковой морены Укокского ледника, очевидно, являющиеся частью комплекса морены «2470 м». Небольшой фрагмент правой боковой морены, также частично погребенный под склоновыми отложениями, фиксируется ниже подножья современной конечной морены. Морена хорошо задернована и покрыта мохово-лишайниковой тундрой с зарослями ерника. Внутренняя часть этого моренного комплекса занята озеровидным расширением, днище которого выполнено зандровыми отложениями.

Ниже р. Укок выходит в верхнюю часть Бертекской котловины. Интересен вопрос о границах данной котловины. О ее строении и делении на Алахинское и Калгутинское понижения уже писалось ранее [4, 15]. Здесь хотелось бы обратить внимание на тот факт, что Алахинское понижение Бертекской котловины имеет более сложное строение, чем его Калгутинская часть. Наиболее пониженной частью первого является собственно долина Ак-Алахи, которая имеет ширину около 3,0–3,5 км и смещена в сторону правого (южного) борта котловины, начинаясь у северных подножий хребта Южный Алтай и далее протягиваясь вдоль массива Чолок-Чад к эпигенетическому ущелью Ак-Алахи, где долина последней резко сужается (до 20–30 м). С запада и северо-запада долина Ак-Алахи оконтурена более высоко расположенной холмисто-волнистой поверхностью на абсолютных высотах 2 400–2 500 м, в которую врезаны неглубокие долины рек Кальджин, Кара-Булак, Укок и верхняя часть Бухтармы. Последнее обстоятельство необходимо особо подчеркнуть. Следует согласиться с мнением М.В. Тронова [28] и Ю.П. Селиверстова (личное сообщение) о том, что в состав плоскогорья Укок необходимо включать и часть долины Бухтармы с

прилегающими выровненными участками хребтов.

Можно отметить, что долина Укока оказывается врезанной в уже упоминавшуюся более высокую, чем дно долины Ак-Алахи, ступень. Ниже остатков морены, фиксирующейся на высоте 2 470 м, долина расширяется до 2–2,5 км. Дно ее занято обширным галечниковым зандром, а ниже – заболоченными пространствами. Длина этой мощной зандровой площадки – около 6 км. Верхний участок в настоящее время ежегодно занимает мощная наледь, которая часто существует до конца теплого сезона. Снизу этот зандр окаймляет конечно-моренный комплекс, который отчетливо фиксируется на высоте 2 425 м. К конечной морене, расположенной на этой высоте, подходят боковые валы в 25–30 м. От современного ледника морена удалена на 6,8 км.

В 1,5 км от описанной морены, ниже по течению Укока на высоте 2 400–2 410 м наблюдается довольно мощный комплекс морены, который закрывает вход в долину этой реки и как бы нависает над долиной Ак-Алахи. К этой конечной морене также протягиваются боковые моренные валы высотой 50–60 м над дном долины. Ширина языка ледника в этот период достигала 2,5 км. Это был долинный тип ледника. Однако мощность ледника не позволяла ему перетекать через невысокую перемычку в долину Бухтармы.

В 10,5 км от ледника Ак-Алаха, на высоте 2 240–2 250 м в долине одноименной реки, в 1 300 м ниже устья Бетсу-Канас, располагается следующий моренный комплекс. Его левая боковая морена и большая часть конечного вала сохранились плохо и выражены фрагментарно, в виде отдельных бугров и гряд высотой 10–15 м, понижения между которыми заняты небольшими озерами (большей частью соединенных с протоками Ак-Алахи) и болотами. Значительно лучше, в виде плавно опускающегося ко дну долины, хорошо выраженного в рельефе вала высотой до 20–25 м, сохранилась правобережная часть комплекса. Поверхность вала задернована и покрыта ерниковыми зарослями. К району расположения данного комплекса подходит и одна из боковых морен, отмеченных по р. Укок, протянувшаяся на приподнятой поверхности водораздельной части между Бухтармой и Ак-Алахой. На наш взгляд, в период формирования моренного комплекса данной стадии ледники западной части Бертекской котловины составляли единый ледниковый комплекс с языком, направ-

ленным по долине Ак-Алахи. В это время ледники Бухтармы и Ак-Алахи представляли собой уже самостоятельные ледниковые потоки, объединенные только фирновыми зонами. Однако некоторые небольшие ледники, формировавшиеся на ныне лишенных снега и льда склонах и в карах, на стыке бассейнов Бухтармы и Ак-Алахи могли уже давать сток рек в оба бассейна.

Остатки еще одного стадийного конечно-моренного комплекса зафиксированы нами в 20 км от Ак-Алахинского ледника, в 3 км выше слияния Ак-Алахи и Чолок-Чад на высоте около 2 200 м. Комплекс представляет собой систему вытянутых по долине моренных гряд и холмов. Отчетливая боковая морена отмечена только на левом берегу реки, высотой до 10–15 м над окружающей озерно-аллювиальной равниной. Однако уровни озер внутри комплекса и обнажения моренного материала по берегам реки свидетельствуют о большей мощности описываемой морены, сложенной преимущественно гранитными валунами. Поверхность задернована, понижения между моренными холмами заняты озерами и болотами. Левая боковая морена протягивается вверх по долине Ак-Алахи и уходит на водораздельную часть, отделяющую долину Кара-Булак (из оз. Укок) и долину Кальджин. На водоразделе она переходит в плащ донной морены.

Наиболее сложный характер имеет строение нижней части долины Ак-Алахи в пределах Бертекской котловины. Участок котловины от Чолок-Чадской морены и до зимовки Бертек представляет собой внутриморенное пространство, занятое озерно-аллювиальной равниной. На протяжении 1,5–2 км выше зимовки Бертек отмечены термокарстовые явления в виде термокарстовых впадин-провалов (осушенных или занятых озерами). В обнажениях на берегах озер вскрывается строение озерно-аллювиальной равнины<sup>3</sup>.

Ниже термокарстовых провалов (ниже зимовки Бертек) отчетливо фиксируется холмисто-моренный ландшафт в виде небольших по высоте валов и холмов (до 5–8 м) в 28–30 км от ледника. Эти ледниковые образования не доходят вплотную к ущелистой части долины Ак-Алахи, формируя конечно-моренный комплекс, заканчивающийся на высоте 2 140 м.

Наиболее мощные ледниковые отложения формируют моренный ландшафт северной части Бертекской котловины в районе слияния рек Ак-

<sup>3</sup> Летом 1999 г. на берегах рек и озер Бертекской котловины на высотах 2 140–2 160 м обнажились толщи слоистого льда, перекрытые озерными отложениями. Видимая мощность льда в отдельных случаях достигала 4–6 м. Содержание минеральных обломков во льду незначительное. Очевидно, это местонахождение может быть отнесено к разряду погребенных гляцигенных ледогрунтовых комплексов – реликтовых глетчерных льдов.

Алаха, Кальджин, Калгуты и Музды-Булак. Правая боковая морена этого комплекса отделяет Алахинскую часть котловины от Калгутинской и имеет относительное превышение над поверхностью озерно-аллювиальной равнины около 200–250 м.

В Ак-Алахинской части котловины отмечены разнообразные элементы рельефа, связанные с деятельностью ледников, флювиогляциальных потоков, с озерно-аллювиальными процессами, с деятельностью временных и постоянных водотоков. А.В. Чайко [4] подразделяет аккумулятивный (моренный) рельеф в Бертекской котловине на интенсивно-бугристый, бугристый и сглаженный. Интенсивно-бугристый моренный рельеф формируется во фронтальной части ледников и, как правило, связан с конечно-моренными комплексами. Эти морены повторяют очертания ледников, образуя фронтальный вал. Внутри комплекса увалы и бугры вытянуты преимущественно по направлению движения древнего ледника. Значительную роль в формировании такого рельефа играют термокарстовые процессы, которые приводят к образованию многочисленных котловин-воронков, часто занятых озерами.

Бугристые морены обычно располагаются на некотором удалении от фронтальной зоны ледника, в его средней и тыловой частях. Они имеют неупорядоченную структуру расположения бугров и увалов, понижения между которыми чаще всего заполнены флювиогляциальными отложениями, и формируются, видимо, во время быстрой деградации ледника.

Сглаженные морены имеют худшую сохранность бугристо-увалистого рельефа по сравнению с предыдущими и являются более древними по отношению к ним. Именно такие формы рельефа распространены в Ак-Алахинской части впадины.

Максимальное продвижение Алахинского ледника в этой части котловины зафиксировано мощным конечно-моренным комплексом, располагающимся на участке между реками Кальджин-Муздыбулак-Калгуты. Комплекс состоит по меньшей мере из трех разновозрастных морен, четко выделенных на космо-аэрофотоснимках, на топографических картах и при полевом обследовании.

Более древняя морена имеет сглаженные очертания, западинно-холмистый рельеф слабо сохранился. Ее поверхность характеризуется меньшей заозеренностью, имеет меньшую относительную высоту (около 100–120 м над дном долины Калгуты, по правому берегу Муздыбулака), валуны на морене встречаются редко, а если встречаются, то погружены в грунт. Сохранность этой морены в Калгутинской части котловины, его слабая денудированность и заозеренность могут свидетельствовать о более древнем возрасте. Большой фрагмент

этого моренного комплекса сохранился на участке от дороги Аргамджи-Ак-Алаха, по право- и лево-бережью Муздыбулака. В то же время на поверхности этой морены отчетливо прослеживаются два уровня, созданные в результате деятельности озерного водоема, который формировался в Калгутинской части котловины в период формирования конечно-моренного комплекса вблизи современной эпигенетической долины Ак-Алахи. Нижний уровень выработан в описываемой морене и имеет относительную высоту 25–30 м над дном Калгутинского понижения, верхний совпадает с выположенной поверхностью морены (около 80–90 м над дном долины). Вероятно, эта морена была преобразована еще и озерным водоемом.

Более молодая интенсивно-бугристая морена располагается западнее описанного комплекса и начинается боковыми моренами у выхода долины Чолок-Чада в котловину и переходит в морену, образующую наиболее высокие участки междуречья рек Калгута и Ак-Алаха. Относительная высота этого комплекса в районе автодороги около 200 м над дном долины Ак-Алахи и около 150 м над дном долины Калгуты. Такая высота комплекса сохраняется практически до участка конечной морены, отложения которой фиксируются на правом берегу Калгуты, на южном склоне небольшого хребта Кызыл-Тас. Поверхность этой морены отличается от предыдущей большей интенсивностью бугристого рельефа и большим количеством озер. Следует отметить, что на этом борту котловины отчетливо зафиксированы две боковых морены, которые формируют описываемый комплекс. Более молодая из них имеет превышение над р. Ак-Алаха около 100 м, более старая – около 200 м. Возможно, обе морены перекрывают коренные породы, залегающие под ними, но нами выходы этих пород не обнаружены. При таком положении морен мощность ледника в этой части котловины могла достигать 300–350 м.

Левая часть котловины также представлена интенсивно-бугристым рельефом морены на междуречье Ак-Алахи и Кальджина. Эта часть моренного комплекса берет свое начало от участков донной морены на междуречье Ак-Алахи и Бухтармы. Здесь мощность морены незначительна, а абсолютные высоты доходят до 2 500 м, постепенно опускаясь вниз по мере продвижения по котловине. Во многих местах на перевальной части фиксируются выходы коренных гранитов, покрытых интенсивной штриховкой. Эти выходы прослеживаются до р. Кара-Булак, вытекающей из оз. Укок. Ниже коренные породы оказываются перекрытыми моренным материалом, однако под ним сохраняется скальный гребень, отделяющий долины Ак-Алахи и Кальджина. Нижняя часть этой

совмещенной морены двух ледников заканчивается на высоте 2100 м, в долине Ак-Алахи ниже эпигенетического ущелья. Необходимо обратить внимание на то, что во фронтальной части (по Кальджину) морена перекрывает скальное основание. Оно выходит из под морены, образуя скальную ступень с водопадом.

Гляциогеоморфологическая ситуация по долине Кальджина характеризуется более простым строением. На участке от подножья максимальной морены на высоте 2100 м и до оз. Кальджин-Куль зафиксировано четыре комплекса морен. Два из них, наиболее древние, формируют «моренный» водораздел между Ак-Алахи и Кальджином. Они, вероятно, имеют одинаковый возраст с такими же моренами Алахинского ледника, сформированными в районе эпигенетического ущелья Ак-Алахи. Следующая морена располагается на высоте 2350 м. Это комплекс невысоких холмов и валов, в понижениях между которыми находятся небольшие озера. Четвертая морена является естественной плотиной оз. Кальджин-Куль. Подножье ее фиксируется на высоте 2380–2390 м. Выше озер Кальджин-Куль и Кальджин-Куль-Бас ясных следов моренных комплексов не обнаруживается. В этой части Бертекской котловины ледники возникли за счет образования их на южном склоне невысокого водораздельного хребта между Ак-Алахой и Кара-Алахой, а также из-за притока льда от более мощных ледников Ак-Алахи. На северном борту котловины отчетливо видны следы присутствия ледников в слабо выраженных долинах в виде сглаженных скальных выходов и маломощной донной морены, что свидетельствует о небольшой мощности ледников в этой части.

В Калгутинском понижении Бертекской котловины отмечается несколько иная ситуация, чем в Алахинском. Здесь зафиксировано несколько достаточно мощных конечно-моренных комплексов, сформированных на южной границе понижения. Ледники массива Табын-Богдо-Ула и западной оконечности хребта Сайлюгем не заполняли полностью эту часть котловины.

В Калгутинском понижении образовались три крупных ледника. На западе, примыкая к леднику Ак-Алахи, формировал свои моренный комплексы палеоледник долины Кара-Чада. Восточнее располагался ледник конической вершины Табын-Богдо-Ула и в восточной части понижения – Калгутинский ледник.

Кара-Чада являлся одним из выводных ледников покровного ледника, занимавшего возвышенность Чолок-Чад. Последний питал в основном Алахинский ледник. Максимальный конечно-моренный комплекс, представляющий интенсивно-бугристую морену, доходит до высоты 2260–

2280 м. Фронт морены имеет относительную высоту 120–130 м. На этот комплекс наложена более молодая морена, которая подпруживает систему моренно-котловинных озер. Подножье этой морены располагается на высоте 2350–2360 м. По своему облику, сохранности моренного рельефа и значительной заозеренности эти морены схожи с двумя более молодыми моренными комплексами Алахинского понижения.

При более внимательном изучении этого участка моренного «выноса» можно выделить еще один вал морены, который имеет несколько иную, чем две упомянутых, ориентировку. Если первые имеют общее северо-восточное направление, то данная морена выходит из долины Кара-Чада на север и образует котловину с реликтовыми озерами на высоте около 2400 м. Подножье морены также фиксируется на высоте около 2400 м. Ранее озера имели более высокий уровень стояния своих вод и объединялись в один озерный бассейн, следы которого сохранились в виде озерной террасы высотой около 10–15 м.

У выхода долины Кара-Чада из горной части, приблизительно в 8 км от современного ледника, на высоте 2420–2440 м располагаются фрагменты еще одного моренного комплекса. Средняя его часть представлена фрагментарно в виде отдельных холмов высотой 10–15 м, но боковые моренные валы сохранились достаточно хорошо, хотя их относительная высота не превышает 15–20 м. Возможно, эта бугристая морена (по терминологии А.В. Чайко) является частью конечно-моренного комплекса, запирающего озерную котловину. Все внутреннее пространство комплекса сильно заболочено, что связано с накопившимися в этом месте рыхлыми толщами и их сезонным и многолетним промерзанием.

Следующий четко выраженный в рельефе долины конечно-моренный комплекс фиксируется на высоте 2540 м, в 3,2–3,3 км от современного ледника и представлен валом высотой 10–15 м. Выше комплекса морены расположено небольшое озеро (длина 600 м, ширина 250 м). В 370 м ниже этого моренного комплекса на высоте 2500 м нами отмечен еще один моренный вал высотой около 20 м, частично подпруживающий реку и когда-то ставший причиной образования озера (в настоящее время эта котловина заилена). Морена сформирована небольшим ледником, выходившим из кара левого склона долины Кара-Чада. Ниже этой морены в основной долине отмечены многочисленные так называемые бараньи лбы, имеющие различную высоту над дном долины, но очень хорошо обработанные ледником. Наиболее высокие «бараньи лбы» достигают 130–150 м, что свидетельствует о мощности ледников в момент их выхода

за пределы горной части долины.

В 1,5 км от языка современного ледника на высоте 2 620–2 640 м начинается молодой конечно-моренный комплекс свежего облика. Он хорошо выражен в рельефе верхней части долины в виде системы валов, передовой из которых имеет высоту 20–25 м. Отмечено три осцилляционных морены, напозающих друг на друга на расстоянии 1 100–1 200 м. Это незадернованное нагромождение глыб, щебня и дресвы из сланцев, песчаников и яшм, придающих морене разноцветные оттенки. Из-под этого молодого комплекса морены в правой части долины виден фрагмент более древней морены. Моренные отложения имеют хорошую задернованность, и на их поверхности уже поселились тундровые растения. Высота подножия морены 2 600 м.

Самая молодая морена, отражающая последние этапы деградации Карачадского ледника, располагается у самого ледника в интервале высот 2 780–2 800 м и состоит из трех валов, сложенных грубообломочным материалом из хаотически перемешанных глыб разного размера и состава.

Строение склонов долины, расположение конечных и боковых морен, характер донной морены на поверхности возвышенности Чолок-Чад свидетельствуют, что в наиболее ранние стадии деградации оледенения этого участка ледник Кара-Чад являлся выводным ледником ледового купола возвышенности. Вероятно, с момента формирования моренного комплекса на высоте 2 540 м ледник утратил связь с ледником поверхности выравнивания Чолок-Чад и развивался уже как горно-долинный.

Древний ледник Табын-Богдо-Ула занимал северный склон одноименного массива, который и в настоящее время занят купольным ледником. Интенсивно-бугристый рельеф морены максимального распространения ледников в этой части доходит до высоты 2 360–2 400 м и располагается в 8 км от современного ледника Аргамджи-2 (купольного). Высота фронтального вала 25–30 м. Ширина моренного поля около 3,5 км. По наблюдениям, этот комплекс морены состоит из трех напозающих друг на друга моренных валов. Нижний располагается уже в Калгутинском понижении Бертекской котловины. В период формирования данного комплекса возник ледник подножия, который, возможно, соединялся с соседними ледниками Аргамджи-3 и Кара-Чад. Второй комплекс фиксируется на поверхности интенсивно-бугристого моренного рельефа в виде серии сгруппированных на поверхности моренных валов и холмов, отделяющих сильно заозеренную часть комплекса от менее заозеренной. Высота его подножия фиксируется на отметке около 2 500 м. Третья мо-

рена формируется в тыловой части описываемого моренного поля. Именно к этому валу подходят боковые морены, расположенные в долинах, формирующих бассейн Аргамджи-2. Видимая высота его подножия – 2 540 м.

До времени образования этого моренного поля и несколько позднее ледник Аргамджи-2 формировал единую морену, выходя широким языком в котловину. Впоследствии его язык разделился на несколько выдвинутых в долину ледниковых потоков, имеющих одну зону питания (так же, как и сейчас). Наиболее отчетливо процесс дегляциации этого ледника прослеживается по долине левой составляющей р. Аргамджи-2.

В 5 км от современного ледника, в 350–400 м ниже по долине от слияния правой и левой составляющей Аргамджи-2, на высоте 2 560 м зафиксирован конечно-моренный комплекс, имеющий относительную высоту 15–20 м. Центральная его часть, плохо сохранившаяся из-за разрушительной деятельности водных потоков, существует в настоящее время в виде отдельных холмов высотой 5–7 м. Значительно лучше сохранились боковые морены комплекса, сложенные крупновалунным материалом с дресвянисто-щебнистым заполнителем, которые сильно задернованы и покрыты ерниковой тундрой.

Фрагменты еще одного комплекса морены фиксируются в 1 км выше слияния на высоте около 2 600 м, однако моренный рельеф здесь плохо сохранился.

Следующий комплекс морены располагается уже в левой составляющей Аргамджи-2 на высоте 2 760 м в 2,2 км от языка современного ледника. Комплекс хорошо выражен в рельефе в виде моренного вала высотой 10–12 м. Поверхность комплекса задернована только частично. В 800 м от языка ледника на высоте 2 870 м расположен другой конечно-моренный комплекс, с относительной высотой до 15 м. Его поверхность практически не задернована, но кое-где видны отдельные экземпляры кустарников. Выше него на абсолютных высотах 2 940 и 2 980 м фиксируются два комплекса современной морены, сложенные крупноглыбовым материалом и имеющие молодой облик.

Язык ледника, расположенного в верховьях долины Аргамджи-3 (западная) – одного из притоков Аргамджи, находится на высоте 2 805 м. Это долинный ледник, который формируется на северных склонах вершины 3 760,3 м, являющейся также источником питания ледников – правых притоков ледника Канас на южном склоне массива. На более ранних стадиях развития позднеплейстоценового оледенения этот ледник являлся выводным единого купольного ледника Табын-Богдо-Ула. Но в отличие от самого ледника-купола

Табын здесь ледник формировался в углубленной долине.

Максимальное продвижение ледника Аргамджи-3 в котловину отмечено комплексами морен на высотах 2 260–2 280 м в 9 км от современного ледника. Это конечно-моренные комплексы, выходящие в котловину, частично разрушенные деятельностью реки во фронтальной части. Наиболее продвинутый в котловину комплекс представлен мореной, схожей с моренами других ледников, похож на «львиную лапу». Ледник, выходя из более узкой долины в котловинную часть, растекался и формировал широкий язык, создавая достаточно обширную морену с относительными высотами до 80–100 м. Ниже нее в настоящее время образовался мощный флювиогляциальный конус выноса. В этот широкий моренный комплекс вложена морена, сформированная ледником, уже имевшим характер горно-долинный. Это относительно неширокий, но вытянутый по долине комплекс морены, в котором наибольшую сохранность имеют боковые валы. Высота морены над дном долины – 40–50 м. По высоте этот ледник достигал абсолютных отметок времени максимального продвижения. Оба моренных комплекса имеют сглаженные, замывные формы рельефа поверхности. Возможно, это связано с деятельностью древнего подпрудного озера.

Выше этих морен ледниковые формы рельефа формировались уже долинным ледником. Особенно отчетливо стадияльные морены фиксируются боковыми моренами левого борта долины, которые оконтуривают поверхность ледника в различное время. Дно самой долины полого поднимается к современному леднику, и лишь изредка эту монотонность нарушают невысокие холмы и валы морен. Из-за многолетней мерзлоты долина заболочена, часто встречаются наледи. Ширина долины от бровок боковых морен до 2 м, самого днища долины – 500–700 м.

Первая отчетливо выраженная морена в долине расположена на высоте 2 480 м в 7,5 км от ледника и представляет собой невысокие, до 5–10 м, задернованные валы и холмы, прослеживающиеся на протяжении 1 км вверх по долине. К этой морене по левому борту подходит боковая морена, которая в районе конечной имеет относительную высоту 20–30 м, а выше достаточно быстро нарастает (до 100 м в 1–2 км выше). Правый борт долины представлен 100–120-метровым склоном, с поверхности покрытым маломощным чехлом моренного материала, где в некоторых местах также видны маркированные небольшими толщами моренной присыпки древние уровни поверхности ледника.

Ниже морены, лежащей на высоте 2 480 м, фик-

сируются остатки еще одной морены в виде боковых валов высотой 25–30 м. Валы достаточно четкие. Они оконтуривают язык ледника, имевшего ширину всего 300 м. Заканчиваются на высоте 2 460 м, не образуя законченного конечно-моренного комплекса.

На высоте 2 580 м в 5,7 км от ледника располагается следующий комплекс, представленный невысокой (до 10 м) конечной мореной, протянувшейся по долине на 500 м, и четкой левой боковой мореной, которая, так же, как и предыдущая, уже в километре от конечной морены указывает на мощность ледника более 100 м. Моренный уровень правого борта также достаточно отчетлив.

Выше данного моренного комплекса в долине не отмечено отчетливых следов стабилизации ледника, если не считать двух участков на высотах 2 670 (3,3 км от ледника) и 2 700 м (в 2,3 км), где встречены плохо сохранившиеся остатки морен. Участки долины выше них заняты обширными наледями, часто сохраняющимися большую часть теплого сезона. В верхней части долины наиболее сохранившимися являются два конечно-моренных комплекса, сформированные у современного ледника. Нижняя морена опускается до высоты 2 730 м и состоит из более светлого обломочного материала: серый гранит, темно-серый и зеленоватый известняк. Этот комплекс активно зарастает травянистой растительностью, встречены отдельные экземпляры 3–4-летнего подроста лиственницы.

Описанный комплекс почти полностью перекрывается более молодой мореной, имеющей более темный оттенок (зеленые и темно-серые известняки, бордовая яшма). Высота ее подножья 2 740 м. Внутри этого главного вала современной морены отмечены еще четыре осцилляционных морены.

Еще один из выводных ледников рассматриваемого купольного ледника формировался на крайнем востоке массива Табын-Богдо-Ола, в месте его сочленения с собственно хребтом Сайлюгем (долина Аргамджи-1). Здесь сформирована достаточно глубокая горная долина, где сохранились следы деградации этого языка ледника. Необходимо сказать, что этот язык являлся притоком Калгутинского ледника, формировавшего максимальный конечно-моренный комплекс в самой котловине.

Первая морена встречена на выходе реки в Калгутинское понижение на высоте 2 390 м, в 8,5 км от современного ледника. Центральная часть комплекса не сохранилась, но боковые морены высотой 20–25 м фиксируются отчетливо. Морена хорошо задернована, и только на поверхности видны валуны.

На высоте 2 650 м, в 4,5 км от ледника, зафиксирован ригельно-моренный комплекс. Ригельная



ступень пересекает долину с северо-востока на юго-запад. На поверхности ступени фиксируется маломощная морена (на правой стороне реки). Однако на левом берегу моренные отложения имеют мощность до 29 м. Отчетливо прослеживаются боковые морены этого комплекса. В тыловой части комплекса находится озеровидное расширение, в настоящее время заполненное водно-ледниковым материалом.

Фрагменты еще одного комплекса морены, расположенные на высоте 2 730 м в 1,5 км от ледника, сохранились плохо. Морена хорошо задернована. Наиболее молодой моренный комплекс расположен на высоте 3 000 м в 120 м от ледника. Морена высотой 10–12 м сложена крупными глыбами, не задернована и не имеет растительности. Выше морены фиксируется небольшое озеро. Сам ледник опускается до высоты 3 030 м.

Река Калгуты образуется от слияния Правой илевой Калгуты. Правая Калгуты начинается из каров в районе одноименной вершины, затем протекает по дну широкой троговой долины. Левая составляющая вытекает из небольшого озера, расположенного в районе перевала Улан-Даба. Ее левые безымянные притоки начинаются с небольших каровых ледников, расположенных на северном склоне хр. Сайлюгем.

Древние ледники этой части Бертекской котловины формировались на хребте Сайлюгем, который в этой части достигает 3 500 и более метров, где до сих пор сохранилось несколько каровых ледников, а также на склонах массива, являющегося водоразделом между долинами Калгуты и Жумалы. В долине Правой Калгуты нами отмечены два конечно-моренных комплекса. Наиболее высоко расположенный ригельно-моренный комплекс находится в 2,2 км от истока, на выходе реки из мощного кара. Комплекс на высоте 2 640 м представлен моренным валом высотой до 20 м, перекрывающим ригельную ступень. Вал хорошо задернован и покрыт тундровой растительностью.

Второй конечно-моренный комплекс располагается в 8,2 км от истока и в 0,8 км выше слияния Правой илевой Калгуты на высоте 2 440 м. Правая часть комплекса разрушена деятельностью реки, левая выражена отчетливо в виде широкого вала высотой до 7–10 м, который вдоль борта долины переходит в боковую морену. Вал сложен крупновалунным и щебнистым материалом, хорошо задернован и покрыт растительностью.

Как уже мы писали, р. Левая Калгуты начинается из небольшого озера, расположенного в районе перевала Улан-Даба (2 696 м). Перевал имеет достаточно хорошо выраженную троговую форму. Очевидно, он перекрывался переметным ледником. По склону северной экспозиции вдоль борта тя-

нется боковая морена (вал высотой 40–50 м), сложенная гранитными валунами. Морена опускается в долину р. Шетк-Ойгор-гол (МНР). В центральной части перевала с монгольской стороны расположен хорошо выраженный «бараний лоб» высотой около 30 м, сложенный сланцами. На вершине и на южном склоне его обнаружены гранитные валуны диаметром 0,4–0,7 м, некоторые из которых покрыты хорошо выраженной ледниковой штриховкой.

От каровой ниши, расположенной в хр. Сайлюгем сразу у государственной границы, отходит задернованная боковая морена, которая постепенно опускается к перевалу Улан-Даба и соединяется с ранее описанной мореной, уходящей в долину Шетк-Ойгор-гол. Из этого же кара выходит более молодой по внешнему облику вал береговой морены, спускающийся уже в долину Калгуты (Левая), однако он не образует конечно-моренный комплекс. Вероятно, конечная морена разрушена. Еще ниже, на высоте 2 580–2 600 м, на ригельной ступени фиксируется более сохранившийся моренный комплекс, мощностью до 10 м. Однако, как и все сохранившиеся в этой части долины ледниковые формы рельефа, он имеет слабую сохранность. Очевидно, ледники в этой части долины в период образования вышеназванных морен уже не обладали достаточной активностью для формирования классических конечно-моренных комплексов.

В то же время в одной из левых боковых долин притоков Калгуты (Левой) нами обнаружены три хорошо сохранившиеся в рельефе морены. Самая молодая из них, оконтуривающая язык карового ледника и располагающаяся на высоте 2 960 м, представлена комплексом высотой около 20 м, состоящим из валунного материала.

Ниже, на высоте 2 760–2 780 м, сформирован еще один конечно-моренный комплекс, являющийся плотиной системы озер. Комплекс состоит из боковой и конечной морен. Ниже них долина имеет хорошо выраженную троговую форму, в ее дно уже намечился эрозионный врез. В этой части долины на высоте 2 620–2 640 м отмечены фрагменты еще одной морены.

В этой же части долины Калгуты (Левой) на высоте 2 380 м зафиксирован четко выраженный в рельефе долины конечно-моренный комплекс, имеющий высоту фронта морены до 20–25 м. Несколько выше этой морены по правому борту долины прослеживаются две боковые морены, одна из которых (нижняя) опускается к описываемому комплексу.

Таким образом, оледенение южной части плоскогорья Укок, хребта Южный Алтай и массива Табын-Богдо-Ула играло важную ландшафтообразу-

ющую роль в формировании природных особенностей конца позднего плейстоцена – начала голоцена, поскольку в этот период занимало значительные площади. При депрессии снеговой границы в 580–600 м (по мнению, А.Г. Редькина – 500 м) в зону накопления твердых атмосферных осадков вовлекались значительные площади плоскогорья. В Бертекской котловине такими областями накопления снежно-фирновой толщи становились не только окружающие ее относительно невысокие хребты, но и вся приподнятая ступень междуречий современных рек Бухтармы и Ак-Алахи, Ак-Алахи и Кальджина, Ак-Алахи и Калгуты. Наиболее мощный ледник формировался в восточной части хребта Южный Алтай. Язык этого ледника, объединявшийся с ледниками северной части котловины, опускался до высоты 2 100 м и полностью перекрывал Алахинскую часть Бертекской котловины. Мощность языка ледника в этот период достигала 250 м.

Ледники восточной (Калгутинской) части котловины сформировали максимальные морены на высотах 2 280–2 300 м, образовав мощные моренные комплексы, фиксирующиеся в настоящее время по притокам Аргамджи и Кара-Чад [15]. На востоке Калгутинского понижения ледники создали хорошо выраженный конечно-моренный комплекс в долине Калгуты на высоте 2 280 м.

#### **Проблема ледоёма и озерного бассейна.**

Вопрос о формировании водоема и ледоёма в Бертекской котловине, история его изучения достаточно подробно рассмотрены ранее [5, 6, 11], поэтому в данной статье хотелось бы обратить внимание на новые моменты, которые, возможно, уточнят характер формирования и особенности образования водоемов в котловине. А.Г. Редькин [6] исходя из положения эрратических валунов на склонах южной экспозиции в котловине оценивает мощность ледников в Алахинской части в 300–350 м, в Калгутинской – в 400 м. Последние исследования показали, что наиболее высокого положения достигают ледниковые отложения напорного типа (морены напора) на склонах хребта Кызылтас, перед эпигенетическим ущельем Ак-Алахи (в западной части). Здесь они максимально доходят до высоты 2 400–2 420 м (относительное превышение над дном долины – 250–270 м). Максимальные отметки хребта в этом месте в среднем не превышают 2 500–2 650 м. Верхняя часть склонов хребта не несет никаких следов воздействия ледника либо воды. На перевальных седловинах также нет этих следов, т.е. ледник, занимавший Бертекскую котловину, и подпрудный водоем, формировавшийся при этом, не давали стока в долину Аккола.

Изучение разрезов рыхлых отложений в долине Калгуты показало отсутствие донной морены на участке от Калгутинской морены (2 280 м) до суженной нижней части долины. В разрезах на днище Калгутинского понижения обнажаются толщи озерных и озерно-аллювиальных осадков, на которые накладываются отложения флювиогляциальных конусов выноса Калгутинского ледника и ледников Табын-Богдо-Ула.

Осадки ледникового происхождения в этой части котловины встречены только вблизи сужающейся части долины Калгуты, где они формируют уже упоминавшиеся морены напора на правом берегу реки, на склонах хр. Кызылтас, отнесены нами к деятельности Алахинского ледника. Отдельные гранитные валуны встречены на высотах 2 360–2 370 м на склонах западной и юго-западной экспозиции этой части котловины. Это валуны светло-серого гранита размером от 1 до 2,5 м. Они лежат среди выходов местных коренных известняков и являются принесенными. Однако в связи с отсутствием значительного скопления валунов на этих склонах и каких-либо других признаков движущегося льда (шлифовка, штриховка и т.д.) их существование можно связать с перемещением с айсбергами и отложением валунов в прибрежной зоне озерного бассейна (господствующие ветры в данном районе имеют юго-западное, иногда южное направление).

**О возможности образования ледоёма.** Приводимая в литературе высота современной границы питания ледников на Юго-Западном и Юго-Восточном Алтае свидетельствует о закономерном ее увеличении с юго-запада на северо-восток от 2 900 до 3 300 м. Непосредственно в верховьях Ак-Алахи (хр. Южный Алтай) – 3 000–3 100 м, в массиве Табын-Богдо-Ула – 3 200–3 300 м. Расчеты депрессии древней снеговой граница для склонов северной экспозиции, проведенные А.Г. Редькиным [5, 6] с использованием методики, предложенной В.П. Галаховым, в частности в работах [29, 30], составили 500 м. Наши расчеты депрессии снеговой границы для максимального распространения ледников с использованием эмпирических формул Л.А. Варданянца [31] в этом районе колеблются от 450 м – для массива Табын-Богдо-Ула до 600 м для Южного Алтая. Таким образом, в Алахинской части Бертекской котловины древняя снеговая линия должна была соприкоснуться с поверхностью ледника. Именно благодаря этому там формировался мощный ледник, имевший длину до 45–46 км, соединявшийся с Кальджинским ледником и бифурцировавший через перевал Укок в долину Бухтармы.

В то же время на ледниках Табын-Богдо-Ула и Калгутинской части уровень границы питания в

максимум последнего оледенения не достигал поверхности ледников в котловине, а формировался на высоте около 2 750 м, поэтому на северном склоне массива Табын-Богдо-Ула образовывался купольный ледник, отдельные выводные языки которого выходили в Калгутинскую часть котловины.

По моему мнению, ледники позднего плейстоцена не занимали полностью Калгутинского понижения даже в максимальную стадию своего развития (см. рис.). На вершинах и склонах хребта Кызыл-Тас, отделяющего бассейн Калгуты от бассейна Аккола, только на самых высоких местоположениях и преимущественно на северных склонах образовывались небольшие карово-долинные или купольные ледники. Только на востоке этого хребта, где он достигает высот 3 000–3 300 м (долин Правой Калгуты, Жумалы, Садакбая), возникли долинные ледники.

В долине Аккола отчетливые следы деятельно-

сти ледников обнаружены нами только в долине правого притока – р. Богомух, которая берет свое начало из озер в карах на склоне Майтубе (3 244,9 м). Здесь отмечено 3 комплекса морен. Наиболее древний из них выходит в долину Аккола. Его подножье привязывается к высоте 2 180–2 200 м, где образует озеровидное расширение, в настоящий момент заиленное и сильно заболоченное. В долинах правых притоков Ак-Алахи, ниже устья Аккола, остатки конечно-моренных комплексов, опускающихся наиболее низко, располагаются на высотах 2 250–2 350 м, не выходя в главную долину. Исключение составляют только левые притоки Ак-Алахи – реки Жанжикуль и Талдыбулак, в нижних частях которых видны мощные моренные комплексы, выходящие в долину. Более подробно обследовать их не удалось.

Таким образом, по нашему мнению, в Калгут-



Гляциогеографическая ситуация позднеплейстоценового оледенения юга плоскогорья Укок: 1 – государственные границы; 2 – горные хребты и вершины; 3 – реки; 4 – озера; 5 – границы древнего озера; 6 – ледники; 7 – моренные валы; 8 – «бараньи лбы»

тинской части Бертекской котловины, свободной от ледников, формировался водоем, который был зажат ледниками Ак-Алахи, Музды-Булака, Кара-Чада, Табын-Богдо-Ола и Калгуты. Вполне возможно, что причиной, препятствовавшей дальнейшему распространению этих ледников в котловину, было озеро [6]. Максимальный уровень этого водоема достаточно хорошо маркируется эрратическими валунами и уровнем на северных и восточных склонах Калгутинского понижения, а также хорошо выраженным маргинальным каналом, который зафиксирован на склоне хр. Кызыл-Тас и выработан в выходах коренных пород хребта. Особенно отчетлив этот маргинальный канал в районе эпигенетического ущелья Ак-Алахи. Он начинается на высоте 2 400–2 420 м и имеет ширину от 40 до 60 м и глубину 10–15 м, врезан в осадочные породы склона и выходит в долину Ак-Алахи ниже эпигенетического ущелья на высоте 2 160–2 170 м, обрываясь к долине 30–40-метровым обрывом.

Очевидно, озеро в этот период, как уже указывалось, имело уровень на высоте 2 400–2 420 м. К этим же высотам привязываются и наиболее высоко расположенные в этой части ледниковые отложения и моренные формы рельефа. Таким образом, в период максимального развития ледников в котловине мощность льда должна была составлять 300–400 м [6], и поверхность ледника доходила в этой части котловины до абсолютных отметок 2 450–2 550 м. Языки ледников Табын-Богдо-Ола и Калгуты опускались в воды озера, глубина которого достигала в максимальную фазу развития 250 м.

Установить продолжительность существования озера при максимальных отметках в настоящее время сложно. Однако мощность озерных осадков в Калгутинском понижении Бертекской котловины, очевидно, не превышает 60–80 м. Л.И. Розенберг указывает на то, что «мощность мерзлых пород в нижних частях склонов Бертекской, Самхинской, Тархатинской и Джулукульской впадин составляет 60–70 м» [32, с. 234]. На поверхности севернее оз. Гусиное, в пойме Калгуты, в результате термокарстовых процессов обнажилась часть озерных осадков мощностью до 13–15 м. Нижняя часть (в интервале от 7 до 15 м) находится в мерзлом состоянии, часто встречаются линзы льда.

Озеро меньших размеров могло существовать уже во время формирования наиболее древнего моренного комплекса (более раннего по отношению к комплексу-плотине периода максимального развития озерного бассейна), который имеет меньшие размеры (100–120 м) над дном котловины и сглаженные очертания. Именно ледниковые отложения этой стадии оледенения зафиксированы на правом берегу Калгуты на меридиане г. Кызыл-

Тас. Этот моренный комплекс имеет сглаженные, «замытые» очертания, хотя западино-бутристый рельеф сохранился достаточно отчетливо. Поверхность этого моренного комплекса сглажена водными следующего озерного водоема, имевшего максимальные отметки.

Последующая история озера связана с деградацией Ак-Алахиского ледника, разрушением его морены и таянием мертвого льда, в который неизбежно должен был превратиться его язык в нижней части котловины. Исследования показали, что еще как минимум дважды озеро стабилизировало свой уровень на достаточно длительный срок. Это отражено в наличии маргинальных каналов в районе эпигенетического ущелья Ак-Алахи на высотах 2 200 и 2 150 м, которые маркированы моренными валами. Однако эти озера имели небольшие размеры по сравнению с озером периода его максимального распространения.

Еще одно подпружное озеро существовало внутри конечно-моренного комплекса Ак-Алахинского ледника и занимало современную долину Ак-Алахи, непосредственно выше ее слияния с Калгуты [15]. Озеро образовалось после деградации языка Алахинского ледника, возможно, сначала плотиной его являлся конечно-моренный комплекс, расположенный ниже зимовки Бертек, и мертвый лед. Это озеро было мелким, однако сформировало достаточно мощную толщу озерно-ледниковых осадков, которые обнажаются на берегах Ак-Алахи выше стоянки Бертек. Из верхней части 12-метровой толщи озерно-ледниковых отложений нами получены четыре радиоуглеродные датировки:  $6990 \pm 70$  лет (ЛУ-3756),  $7060 \pm 70$  лет (ЛУ-3813),  $7140 \pm 80$  лет (ЛУ-3759),  $7790 \pm 90$  лет (ЛУ-3758). С учетом скоростей осадконакопления в озерах подобного типа время начала накопления озерных осадков можно оценить в 13–14 тысяч лет назад. Завершающие этапы развития этого озерного бассейна мы относим к 6 тысячам лет назад. Примерами развития подобного типа озерных водоемов являются современные озера Бертекской котловины – Укок и Белое.

Таким образом, позднеплейстоценовое оледенение южной части плоскогорья Укок имело значительные размеры. Особенно мощный ледник формировался в Алахинской части Бертекской котловины (своеобразный ледоём). Он являлся причиной возникновения озерного водоема в Калгутинской части котловины. Сток из озера осуществлялся по маргинальным каналам, сохранившимся на склоне южной экспозиции хр. Кызылтас. Ледники хр. Сайлюгем и массива Табын-Богдо-Ула также имели значительные размеры, но меньшие, чем Алахинский ледник.

Деградация этих сложных ледниковых обра-

зований сопровождалась формированием стадильных конечно-моренных комплексов, отражающих особенности сокращения конкретных ледников. С распадом ледников происходило формирование участков мертвого льда, которые

могли существовать длительное время и в отдельных случаях сохранились в виде погребенных гляцигенных грунтов, обнажившихся в настоящее время в результате потепления климата.

## Литература

1. Полосьмак Н.В. Стереющие золото грифы (Ак-Алахинские курганы). Новосибирск, 1993.
2. Полосьмак Н.В. Феномен алтайских мумий // Природа. 1995. №11.
3. Молодин В.И., Черемисин Д.В. Великолепные лошади блестящих скал // Природа. 1993. №3.
4. Древние культуры Бертекской котловины. Новосибирск, 1994.
5. Редькин А.Г. Гляциологическая оценка возможности существования покровного оледенения на плато Укок (Южный Алтай) в максимум последнего похолодания // Изв. РГО. Т. 126. 1994. Вып. 3.
6. Редькин А.Г. Модели формирования ледоёмов и псевдолоедоёмов Алтая // География и природопользование Сибири. Вып. 1. Барнаул, 1994.
7. Редькин А.Г. Лимно-гляциальные комплексы плоскогорья Укок и их классификация // Палеогеография нивально-гляциальных систем Горного Алтая: Тез. докл. науч. чтений. Томск, 1996.
8. Редькин А.Г. Палеогеография и динамика позднеплейстоценового оледенения плоскогорья Укок // География и природопользование Сибири. Вып. 3. Барнаул, 1999.
9. Дьяченко С.А. Конспект флоры плато Укок // Флора и растительность Алтая: Тр. Южно-Сиб. бот. сада. Барнаул, 1995.
10. Редькин А.Г., Лысенкова З.В., Михайлов Н.Н. Особенности природы и природопользования плато Укок // День Земли – научные и педагогические проблемы: Тез. докл. 1 межвуз. науч.-практ. конф. Ч. 1. Бийск, 1995.
11. Рудой А.Н. Четвертичная гляциогидрология гор Центральной Азии: Автореф. дис. ... докт. геогр. наук. Томск, 1995.
12. Маринин А.М. Укокская республиканская зона покоя // Горный Алтай и Россия – 240 лет: Материалы к Международному симпозиуму «Модели устойчивого социально-экологического развития Республики Алтай и стран Алтай-Саянского региона». Горно-Алтайск, 1996.
13. Лысенкова З.В. Ландшафтная структура плоскогорья Укок // География и природопользование Сибири. Вып. 2. Барнаул, 1997.
14. Михайлов Н.Н., Редькин А.Г. Лимно-гляциальные комплексы плоскогорья Укок // География и природопользование Сибири. Вып. 2. Барнаул, 1997.
15. Михайлов Н.Н. Геоморфологическое строение юга плоскогорья Укок (Горный Алтай) // Изв. РГО. 1998. Т. 130. Вып. 3.
16. Нарожный Ю.К., Галахов В.П., Редькин А.Г., Суразаков А.Б. Оледенение горного узла Табын-Богдо-Ола и его режим // Изв. РГО. Т. 131. 1999. Вып. 3.
17. Об особо охраняемых природных территориях и объектах Республики Алтай: Закон Республики Алтай // Ведомости Государственного Собрания – Эл Курултай Республики Алтай: Материалы шестой сессии Первого созыва. №6. Горно-Алтайск, 1994.
18. Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М., 1965.
19. Девяткин Е.В., Ефимцев Н.А., Селиверстов Ю.П., Чумаков И.С. Еще о ледоёмах Алтая // Труды комиссии по изучению четвертичного периода. Вып. XXII. М., 1963.
20. Ивановский Л.Н. Изучение морен ледников Алтая в период международного геофизического года // Исследование ледников и ледниковых районов. Вып. 1. М., 1961.
21. Ивановский Л.Н. Формы ледникового рельефа и их палеогеографическое значение на Алтае. Л., 1967.
22. Ивановский Л.Н. Экзогенная литодинамика горных стран. Новосибирск, 1993.
23. Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск, 1982.
24. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск, 1993.
25. Ивановский Л.Н., Титова З.А. Ледниково-моренные подпруды в долине р. Аргут на Алтае // Горы и Человек: в поисках путей устойчивого развития: Тез. докл. науч.-практ. конф. Барнаул, 1996.
26. Каталог ледников СССР. Т. 15. Вып. 1. Ч. 5. Бассейн р. Аргута. Л., 1977.
27. Окишев П.А., Ревякин В.С. Алахинский ледник и особенности его сокращения // Материалы гляциологических исследований. Хроника, обсуждение. Вып. 12. 1966.
28. Тронов М.В. Очерки оледенения Алтая. М., 1949.
29. Галахов В.П., Кондрашов И.В. Опыт моделирования динамики горного оледенения в голоцене по исследованиям в бассейне Актру (Горный Алтай) // Изв. ВГО. Т. 123. 1991. Вып. 1.
30. Галахов В.П., Руденко И.Н. Палеогляциологическая ситуация на максимум последнего похолодания (18 тыс. лет назад) в Уймонской котловине // Изв. РГО. Т. 125. 1993. Вып. 5.
31. Варданянц Л.А. О древнем оледенении Алтая и Кавказа // Изв. ВГО. Т. 70. 1938. Вып. 3.
32. Геокриология СССР. Горные страны юга СССР. М., 1989.