

- [11] Основные положения по организации и проведению наблюдений за колебаниями ледников // *Материалы гляциологических исследований*. Хроника, обсуждения. 1983, вып. 22. С. 199—222.
- [12] *Ревякин В. С., Галахов В. П., Голещихин В. П.* Горноледниковые бассейны Алтая. Томск: Изд-во ТГУ, 1969. 309 с.
- [13] *Самойлова С. Ю., Останин О. В.* Динамика ледника Томич (Центральный Алтай) с малого ледникового периода до настоящего времени // *Рельеф и экзогенные процессы гор*. Материалы Всероссийской науч. конф. с междунар. участием, посвящ. 100-летию со дня рождения д-ра географических наук, проф. Л. Н. Ивановского. Иркутск 25—28 октября 2011 г. Т. 2. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2011. С. 45—48.
- [14] *Самойлова С. Ю.* Мониторинг горных ледников: задачи, новые методы, перспективы // *Проблемы мониторинга окружающей среды*. Сб. трудов XI Всерос. конф. с уч. иностранных ученых (24—28 октября). Кемерово: Изд-во КемГУ, 2011. С. 233—236.

Барнаул

galahov@iwer.ru

rachit-sheremetov@rambler.ru

* Институт водных и экологических проблем (ИВЭП) СО РАН,

** Институт экологии человека (ИЭЧ) СО РАН

Поступило в редакцию

1 февраля 2013 г.

Изв. РГО. 2014. Т. 146. Вып. 1

© *Д. В. ЧЕРНЫХ, * Д. В. ЗОЛотов, * Г. Ю. ЯМСКИХ, ** А. В. ГРЕНАДЕРОВА***

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГОЛОЦЕНОВОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЛАНДШАФТОВ В БАССЕЙНЕ ТЕЛЕЦКОГО ОЗЕРА

Введение. В первом выпуске Известий РГО за 2013 г. опубликована статья А. Н. Рудого [7, с. 38], в которой приводятся новые данные о возрасте ледниковых и озерных отложений в бассейне Телецкого озера: «Озерно-ледниковые отложения на волнисто-западинной поверхности пенеплена западного борта озера обнаружены повсюду: и на местных водоразделах, и в стенках небольших обнажений по рекам Самышу и Иогачу». И далее: «...синевато-буроватые очень плотные глины плащеобразно перекрывают все водораздельное пространство пригребневой части Сумультинского хребта, в которое и „врезана“ впадина оз. Телецкое». Согласиться с таким высказыванием никак нельзя, ибо никакого сплошного покрова озерных отложений на водоразделах в левобережье Телецкого озера нет, да и плоско-волнистым пенеплом назвать эту поверхность не представляется возможным. Фрагменты пенеплена разбросаны на всем протяжении территории к западу от Телецкого озера, но они занимают здесь менее 10 % площади. Расчленение пенеплена и уничтожение существенной части ледниковых и связанных с ними плейстоценовых отложений произошло за счет активной современной эрозии. Еще М. С. Калецкая [3] отмечала, что громадные амплитуды высот нижнего яруса

рельефа, обусловленные опусканием вдоль котловины Телецкого озера, приводят к усиленной эрозионной деятельности. Глубина расчленения рельефа на прилегающих к озеру участках одна из самых значительных на Алтае и превышает 1000 м [1].

Можно согласиться с А. Н. Рудым, что в последнее позднеледниковье территория современного Прителечья подвергалась существенно большему воздействию оледенения, чем было принято считать вплоть до недавнего времени, но пока нет оснований утверждать, что она «представляла собой обширную перигляциальную равнину, занятую большей частью ледниками и приледниковыми озерами» [7, с. 39].

Ранее в Известиях РГО [12] мы высказали мнение, что современная ландшафтная структура Прителечья сформировалась при значительном участии гляциальных процессов. Впервые было указано на то, что мореной является подпруда, благодаря которой образовались оз. Ежилюкель и ныне спущенное озеро в долине р. Арча (верх. р. М. Чили). Позднее нами обнаружены ледниковые и озерно-ледниковые отложения в окрестностях оз. Пландукель на седловине водораздела рр. Колдор и Ыдып.

Материалы и методы. Исследована долина р. М. Чили, которая впадает в Телецкое озеро с запада (см. рисунок). Здесь доминируют горно-таежные ландшафты с пихтово-кедровыми (*Pinus sibirica*, *Abies sibirica*), а в верхней части лесного пояса — кедровыми, лесами на горно-лесных бурых типичных и оподзоленных, обычно маломощных почвах.

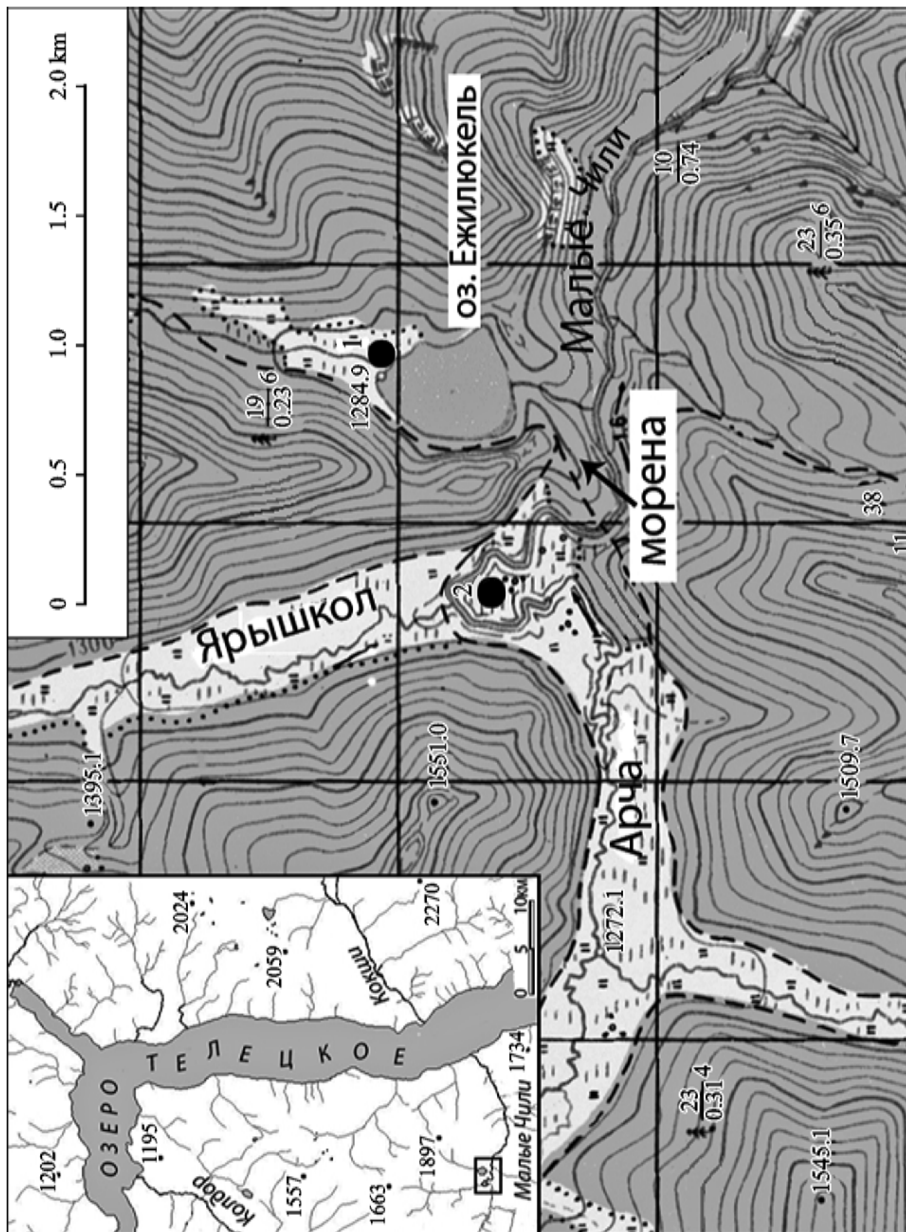
Долина разделяется моренной подпрудой на два участка: верхний — широкая и заболоченная долина р. Арча и нижний — узкая, V-образная долина собственно р. М. Чили. Выше подруды в долине р. Арча существовало озеро, на его месте сейчас развивается обширный болотный массив. О существовании подпрудного водоема свидетельствует вскрытая в 200 м от устья р. Ярышкол толща озерных илов. Эта же подпруда сформировала в долине одного из притоков р. Арча оз. Ежилюкель.

В озерно-болотных отложениях выполнено два разреза (см. рисунок).

Разрез № 1 (51°32'48.8" с. ш.; 87°33'25.3" в. д., 1295 м над ур. моря) глубиной 200 см расположен на озерной террасе севернее оз. Ежилюкель в 100 м от береговой линии на равном удалении от обоих бортов долины. Поверхность занята осоково-сфагновым болотом с березкой круглолистной. С глубины 190 см торф подстилается суглинисто-галечниковыми озерно-аллювиальными отложениями.

Разрез № 2 (51°32'26.3" с. ш.; 87°32'43.1" в. д., 1274 м над ур. моря) глубиной 200 см расположен в долине р. Арча напротив впадения руч. Ярышкол. Поверхность характеризуется мелкобугристым рельефом (бугры высотой до 50 см) и занята кустарничково-осоково-сфагновым болотом с единичными деревьями. С глубины 180 см торф подстилается суглинисто-галечниковыми озерно-аллювиальными отложениями.

Геоботанические описания выполнены на площадках 10 × 10 м, обилие определялось по шкале Гульта-Друде, название сообщества — по доминантному подходу). Монолиты торфа отобраны по 10 см (0—10, 10—20 и т. д.) для всей толщи залежи. Ботанический анализ проведен по стандартной методике [8]. Зольность (А²) определена в Лаборатории биогеохимии ИВЭП СО РАН (Барнаул) основным методом в тиглях [6]. Из каждого разреза по два образца направлены на радиоуглеродное датирование (Г. И. Зайцева, ИИМК РАН, Санкт-Петербург).



Положение района исследований и выполненных разрезов (1, 2).

Результаты и дискуссия. Разрез № 1. Датировка с глубины 187—183 см свидетельствует о том, что уже около 7860 ± 280 л. н. (Le-9140) начался болотообразовательный процесс, продолжавшийся без значительных пере­рывов до настоящего времени. Столь древние торфяные залежи чрезвычайно редки не только на Русском Алтае, но в горах Южной Сибири. Как правило, разрезы торфа ограничиваются средним и поздним голоценом, либо в них чередуются прослойки торфа и минеральных отложений ледникового, водно-ледникового или озерного генезиса.

Залегающий на озерных отложениях ($A^z = 73.4\%$) торф на глубине 190—175 см по ботсоставу переходный (сфагны 85—90%), а зольность ($A^z = 12.9\%$) хоть и соответствует низинному (!) торфу, но сравнительно низка для начальных стадий болотообразования [9]. Доминирующая sect. *Acutifolia* представлена олигомезотрофом *S. warnstorffii* (принадлежность видов к экологическим группам приводится по [5]), а sect. *Cuspidata* — олиготрофом *S. balticum*. Первая секция встречается на всем протяжении разреза, а вторая исчезает выше и появляется в самом верху.

Вероятно, на мелководных озера сформировалась бедная сфагновая топь с участием мезотрофов *Pinus sibirica*, *Carex rostrata*, мезоэвтрофов *C. cespitosa*, *Scirpus sylvaticus* и *Thelypteris palustris*. Сфагновый торф не характерен для начальных стадий низинных болот. Такая ситуация обычно складывается в северной тайге и тундре на равнинах или в высокогорьях на берегах каровых и ледниково-подпрудных озер бедных минеральными солями. Видимо, сходные условия были и здесь в бореальный период.

Резкое снижение доли сфагнов до 5% (175—150 см), вероятно, фиксирует потепление (климатический оптимум голоцена). Торф древесно-травяной и древесный: травы 45—85, деревья до 50%. $A^z = 12.9—13.9\%$. Доминируют упомянутые осоки (до 20%), появляются в значительном количестве *Equisetum* — до 10% (в современной флоре мезоэвтроф *E. fluviatile* и мезотроф *E. palustre*), *Eriophorum* — до 15% (в современной флоре мезотрофы *E. gracile* и *E. polystachyon*), мезотроф *Comarum palustre* (до 5%). Увеличивается доля *Scirpus sylvaticus* (до 10%) и *Thelypteris palustris* (до 5%). Это говорит о повышении обводненности и трофности сообщества, которое в этот период, скорее всего, представляло собой прибрежное осоково-болотнотравное мелколесье (*Pinus sibirica*).

На глубине 150—140 см в древесно-осоковом и древесном торфе фиксируется включение неокатанных и слабоокатанных обломков глинистых сланцев, слагающих склоны, примыкающие к болотному массиву. На глубине 150—130 см увеличивается зольность ($A^z = 22.9—29.8\%$). Встречаются многочисленные фрагменты коры деревьев и древесины, причем кроме *Pinus*, впервые появляются *Salix* и *Betula pubescens* (типичный вид заболоченных лесов и мелколесий).

Судя по характеру минеральных включений (слабоокатанная галька с илом), здесь происходили периодическое поднятие уровня оз. Ежилюкёл в период весеннего паводка и повторное затопление участка, находящегося в дельте ручья, питающего озеро. Причиной могло стать увеличение атмосферного увлажнения и поверхностного стока. Рост увлажнения способствовал активизации склоновых процессов. На окружающих склонах отмечаются многочисленные селевые лотки.

Высокий уровень озера сохранялся, вероятно, достаточно долго, а падение его происходило постепенно. Теплые и влажные условия климатического

оптимума голоцена обеспечили высокую продуктивность сообщества, сравнительно быстро из низинной эвтрофной перешедшего в мезотрофную стадию. На глубинах 130—100 см уменьшается зольность от 31.4 до 8.3 %, увеличивается доля сфагнов (до 50 %) и мхов целом (до 65 %), торф травяно-сфагновый и сфагновый, появляются мезоолиготрофы *Carex lasiocarpa*, *Menyanthes trifoliata* и олигомезотроф *C. limosa*.

В конце оптимума голоцена (со 130 см) растет доля гипновых мхов (130—115 см — 5—10 %, 115—100 см — 10—15 %), которые до этого встречались единично. На глубине 95—85 см формируется гипновый (до 65 %) низинный торф, сменяющий сфагновый переходный. Это характеризует, на наш взгляд, Аккемское похолодание — удлинение холодного периода года и накопление снега, а следовательно, более высокие и длительные весенние паводки, пульсирующий водный режим в течение года. Такой режим благоприятен для формирования пойменных низинных гипновых болот.

В теплый период после Аккемского похолодания существенно увеличивается доля осок (до 60—65 %), вплоть до формирования осокового торфа низинного по ботсоставу на глубине 75—70 см. Кроме того, в это время (75—65 см) увеличивается степень разложения травянистых растений (*Eriophorum*, до 15 %), что характерно для потеплений.

По зольности на глубине 100—40 см торф переходный мезотрофный ($A^z = 4.2—5.4$ %) с прослойками верхового олиготрофного (80—70 см, $A^z = 3.6$ %; 60—50 см, $A^z = 3.7$ %), т. е. приток минеральных веществ извне снижен. С 65 см в ботсоставе появляется мезоолиготроф *Carex globularis*.

Историческая стадия похолодания, видимо, индицируется увеличением с 55 см доли пушиц и осок. На глубине 40—20 см отмечается эвтрофизация ($A^z = 6.3—8.2$ %; торф пушицевый низинный), появляется эвмезотроф *Carex diandra*, что объясняется, вероятно, повышением обводненности болота с начала второй фазы Исторического похолодания (47—43 см, 2760 ± 160 л. н. (Le-9138) до ее конца.

Под современной растительностью (20—0 см) залегает пушицево-сфагновый, сфагновый (до 100 %) переходный ($A^z = 5.0—5.1$ %) торф. Господствующую на всем протяжении разреза sect. *Acutifolia* с 45 см пополняет олигомезотроф *S. girgensohnii*. С 15 см появляются олиготрофы sect. *Sphagnum* (*S. magellanicum*) и *Cuspidata* (*S. angustirolium*), которые с 10 см доминируют наряду с видами sect. *Acutifolia*. По скорости торфонакопления горизонт 13—0 см относится к похолоданию Актру.

Согласно датировкам средняя скорость торфонакопления: 187—47 см — 0.28 мм/год, 47—0 см — 0.16 мм/год. Эта разница объясняется как климатическими условиями различных периодов голоцена, так и развитием торфяной залежи, поскольку снижение трофности определяет и снижение продуктивности сообщества. Скорость торфонакопления позволила косвенно оценить возраст горизонтов залежи.

Снизу вверх по разрезу из состава торфа исчезают преимущественно равнинные виды, которые отсутствуют в современной флоре района исследований и довольно редки в Русском Алтае [4, 10, 11], встречаясь по его периферии: мезоэвтрофы *Scirpus sylvaticus* (180—145 см ≈ 7680—6430 ± 280 л. н.), *Thelypteris palustris* (180—40 см ≈ 7680 ± 280—2450 ± 160 л. н.), мезоолиготроф *Scheuchzeria palustris* (70—50 см ≈ 3750—3040 ± 280 л. н.). Если исчезновение первых двух видов еще можно объяснить и олиготрофизацией болота, то последнего прежде всего резкими и частыми колебаниями климатических условий.

Современное сообщество — переходное мезоолиготрофное осоково-сфагновое болото с ерником. Мхов до 100 %, из них сфагнов — 95 %: олиготрофы *S. angustifolium*, *S. magellanicum*, олигомезотрофы *S. girgensohnii*, *S. warnstorffii*. Высших сосудистых растений 30—40 %: олиготрофы *Carex pauciflora* (cop₂), *Oxycoccus microcarpus* (cop₁), мезоолиготрофы *Betula rotundifolia* (cop₁), *O. palustris* (sol), мезотрофы *C. rostrata* (cop₂), *C. canescens* (sp). Единично и преимущественно по периферии контура: *Veratrum lobelianum*, *Parnassia palustris*, *Menyanthes trifoliata*, *Comarum palustre*, *Deschampsia caespitosa* и др.

Разрез № 2. Долина р. Арча примерно на 20 м ниже котловины оз. Ежилюкель. Датировка 5600 ± 270 л. н. (Le-9143) с 177—173 см близка к прорыву моренной подпруды и началу спуска озера. К этому времени климат потеплел, и мелководное озеро зарастало через классическую низинную стадию хвощами (*Equisetum fluviatile*, *E. palustre*), папоротником (*Thelypteris palustris*) и *Comarum palustre*. Суглинок с их остатками залегает на глубине 200—180 см ($A^z = 74.5—77.6\%$). За счет более теплого климата оптимума голоцена продуктивность, очевидно, была выше, чем при начале болотообразования в котловине оз. Ежилюкель. На глубине 180—170 см сформировался хвощовый ($A^z = 45.4\%$) торф, который в дальнейшем последовательно сменялся травяно-моховым, моховым и древесно-моховым по мере естественной сукцессии олиготрофизации.

Начало Аккемского похолодания, как и в разрезе 1, привело к резкому увеличению доли гипновых мхов с 25 (160—145 см) до 55 % (145—140 см), осок с 5 до 15 % и соответственному уменьшению доли сфагнумов с 25 % до 5 %. В отличие от разреза 1 в разрезе 2 с наступлением похолодания наблюдается резкое увеличение зольности торфа с 10.2 (150—140 см) до 27.6 % (140—130 см, моховой торф, *C. caespitosa* 10—15 %). Это объясняется разницей в местоположении — поверхностные и грунтовые воды оказывали на болото разреза 2 значительно более сильное влияние. В дальнейшем доля мезоэвтрофа *Carex caespitosa* на 130—110 см достигает 30 % (торф осоково-пушицевый), а зольность $A^z = 36.5—40.8\%$, что свидетельствует об эвтрофизации и увеличении емкости (120—110 см, 4130 ± 90 л. н. (Le-9142). Возрастание доли мезотрофных пушиц (*Eriophorum gracile*, *E. polystachyon*) с 10 (140—130 см) до 40—45 % (130—95 см) скорее свидетельствуют о повышении обводненности, чем трофности.

Снижение зольности до 17.3 % (110—100 см), возможно, соответствует потеплению после Аккемской стадии, а последующее повышение (100—90 см, $A^z = 25.6\%$) — ранней фазе Исторического похолодания. Чередование различных торфяных горизонтов в течение Исторической стадии свидетельствует о смене ее фаз и колебании условий увлажнения. Тем не менее нарастание торфяной залежи и врезание р. Арча снижало влияние пойменного режима и способствовало олиготрофизации.

В верхней части разреза (25—0 см) преобладают сфагны sect. *Acutifolia*. Появляется олиготроф *Andromeda polifolia*, который в верхних 20 см уже достигает 30 %, а все виды осок и пушиц, наоборот, исчезают. Зольность снижается в 20—10 см до уровня переходного мезотрофного ($A^z = 5.9\%$), а в 10—0 см — верхового олиготрофного ($A^z = 3.3\%$) болота.

Скорость торфонакопления: 177—120 см — 0.43 мм/год, 120—0 см — 0.28 мм/год. По мере приближения к современности исчезают два равнинных вида: мезоэвтроф *Thelypteris palustris* (195—190 см (озерный суглинок),

165—25 см (торф) \approx ранее 5600 ± 270 — 920 ± 90 л. н.), мезоолиготроф *Scheuchzeria palustris* (135 — 80 см \approx 4600 ± 270 — 2880 ± 90 л. н.).

Современное сообщество — олиготрофное кустарничково-осоково-сфагновое болото с ерником и мелколесьем. Мхов и лишайников 100 %, сфагны — 80 %, зеленые мхи (*Polytrichum* sp., *Pleurozium schreberi*) на буграх — 15 %, ягель (*Cladina* sp.) — 5 %. Высших сосудистых растений — 30 %: олиготрофы *Carex pauciflora* (cop₂), *Oxycoccus microcarpus* (cop₂), *Andromeda polifolia* (sp), мезоолиготрофы *Betula rotundifolia* (cop₁), *Vaccinium myrtillus* (sp), *Vaccinium vitis-idaea* (sol), олигомезотрофы *Carex limosa* (sp), *Pinus sylvestris* var. *nana* (un), мезотрофы *Carex rostrata* (sp), *Picea obovata* (sp), *Pinus sibirica* (sp), *Betula pubescens* (sol). Встречаются единичные мелкие мочажины, заполненные с поверхности водой.

Данная работа — первая попытка представить хронологию событий голоцена для окрестностей Телецкого озера. Полученные результаты согласуются с выводами, сделанными по другим частям Русского Алтая, например со свежим обобщением для региона в целом [13] и нашими работами по юго-западной части Русского Алтая [2, 14]. Последние три работы положены в основу приводимой ниже периодизации голоцена.

Этап ранее 7000 л. н. является продолжением деградации последнего оледенения (бореальный период). Видимо, в течение него были как более теплые, так и более холодные эпохи. Датировка 7860 ± 280 л. н. из основания разреза № 1 и сфагновый торф, залегающий на озерных отложениях, свидетельствуют о холодных условиях в это время.

7000—5000 л. н. Климатический оптимум традиционно характеризуется самыми высокими в голоцене температурами. Об этом свидетельствует зарастание озера в долине р. Арча через низинную стадию (5600 ± 270 л. н.), характерную для теплых условий. В разрезе № 1 на 150 — 140 см многочисленные включения гальки и щебня свидетельствуют о периодическом увеличении стока и активизации склоновых процессов.

5000—4200 л. н. Аккемское похолодание. Его наступление в обоих разрезах индицируется увеличением доли гипновых мхов вплоть до формирования гипнового торфа, свидетельствующим об увеличении высоты и длительности паводков вследствие возросшей продолжительности холодного периода года и накопления снега.

4200—3700 л. н. Потепление перед историческим похолоданием (4130 ± 90 л. н. с 120 — 110 см в долине р. Арча) в разрезе 1 вызвало увеличение доли осок в составе торфа и степени его разложения, а в разрезе 2 — снижение зольности торфа. Эти факты свидетельствуют о сокращении холодного периода, высоты и продолжительности паводков.

3700—1600 л. н. Историческая стадия похолодания, по нашим данным [2, 14], с хр. Холзун разделяется на три фазы наступания ледников с максимумами: ранняя — 3100 л. н., вторая — 2500, последняя фаза — 1600 л. н. Увеличение увлажнения и обводненности с начале второй фазы похолодания Исторической стадии, вероятно, вызвало увеличение в разрезах 1 и 2 доли пушиц вплоть до формирования пушицевого торфа. Кроме того, чередование различных по ботсоставу горизонтов торфа свидетельствует о значительных колебаниях увлажненности от фазы к фазе.

Более поздние события, в том числе малый ледниковый период, не нашли однозначного отражения в стратиграфии разрезов. Причин этого, на наш взгляд, может быть две. Во-первых, это меньшие как по амплитуде, так и по

продолжительности колебания температуры и увлажнения. Во-вторых, болота достигли переходной мезотрофной стадии, которая характеризуется меньшей зависимостью от окружающей среды.

Выводы

1. В среднем течении р. Малые Чили на абсолютных высотах 1100—1300 м обнаружены ледниковые, озерно-ледниковые и озерно-болотные отложения. Данные находки служат доказательством существенно большего, чем ранее предполагалось, влияния последнего оледенения на ландшафты горного обрамления Телецкого озера.

2. Обработка материалов по двум разрезам озерно-болотных отложений (4 радиоуглеродные датировки, ботанический анализ торфа) позволяет сделать вывод, что частичный спуск оз. Ежилюкель произошел около 8000 л. н., а прорыв подпруды в долине р. Арча — около 6000 л. н.

3. Сравнение полученных данных с таковыми по другим частям Русского Алтая позволило построить хронологию голоценовых событий в бассейне Телецкого озера: 1) этап ранее 7000 л. н., 2) климатический оптимум (7000—5000 л. н.), 3) Аккемское похолодание (5000—4200 л. н.), 4) потепление перед исторической стадией (4200—3700 л. н.), 5) похолодание исторической стадии (3700—1600 л. н.). Более поздние события не нашли однозначного отражения в стратиграфии разрезов.

4. Ботанический анализ показал, что по мере приближения к современности из состава торфа исчезают преимущественно равнинные виды высших сосудистых растений (*Scirpus sylvaticus*, *Thelypteris palustris*, *Scheuchzeria palustris*), что связано с резкими и частыми колебаниями климатических условий второй половины голоцена и развитием залежи.

5. Ландшафты долины р. Малые Чили (Арча) характеризуются нетипичными для данного высотного уровня и региона в целом чертами. Во-первых, наблюдается инверсия высотной поясности. На высотах 1100—1300 м над ур. моря присутствуют преимущественно высокогорные виды, существовавшие здесь в перигляциальной зоне: *Betula rotundifolia*, *Swertia obtusa*, *Aquilegia glandulosa*, *Tephrosieris praticola*. Пихта на высотах менее 1400 м представлена юбочной и стланиковой формой, как правило, характерными для высокогорий. Во-вторых, в долине сформировались уникальные для Русского Алтая серии болот от низинных до верховых.

Авторы выражают глубокую признательность сотрудникам ИВЭП СО РАН С. Н. Балыкину и Р. Ю. Бирюкову, принимавшим участие в полевых работах, а также сотруднику ИЭЧ СО РАН А. Е. Ножинкову за определение современного видового состава мхов площадок № 1 и № 2.

Исследование выполнено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (грант № 13-05-00002-а).

Список литературы

- [1] Атлас Алтайского края. Т. 1. М.; Барнаул: ГУГК, 1978. 222 с.
- [2] *Галахов В. П., Черных Д. В., Золотов Д. В., Орлова Л. А.* Положение и время формирования морен стадии фернау и исторической в бассейне р. Хайдун на Алтае // Изв. РГО. 2012. Т. 144, вып. 6. С. 15—21.
- [3] *Калецкая М. С.* Развитие рельефа Северо-Восточного Алтая // Труды ИГ АН СССР. 1948, вып. 39. С. 71—81.
- [4] *Крылов П. Н.* Флора Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1927—1949. Т. 1—11. 3070 с.
- [5] *Лапина Е. Д.* Флора болот юго-востока Западной Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2003. 296 с.
- [6] *Лиштвак И. И., Король Н. Т.* Основные свойства торфа и методы их определения. Минск: Изд-во Минск. гос. ун-та, 1995. 220 с.
- [7] *Рудой А. Н.* Новые данные о возрасте ледниковых и озерных отложений в бассейне Телецкого озера // Изв. РГО. 2013. Т. 145, вып. 1. С. 36—41.
- [8] Торфяные месторождения и их разведка (руководства по лабораторно-практическим занятиям). М.: Недра, 1977. 264 с.
- [9] *Тюремнов С. Н.* Торфяные месторождения. М.: Недра, 1976. 487 с.
- [10] Флора Алтая. Барнаул: АзБука, 2005. Т. 1. 340 с.
- [11] Флора Сибири. Новосибирск: Наука, 1987—2003. Т. 1—14.
- [12] *Черных Д. В., Золотов Д. В., Балькин С. Н.* К вопросу о генезисе ландшафтной структуры в бассейне Телецкого озера // Изв. РГО. 2007. Т. 139, вып. 5. С. 51—58.
- [13] *Agatova A. R., Nazarov A. N., Nepov R. K., Rodnight H.* Holocene glacier fluctuations and climate changes in the southeastern part of the Russian Altai (South Siberia) based on a radiocarbon chronology // Quaternary Science Reviews. 2012. N 43. P. 74—93.
- [14] *Chernykh D. V. Galakhov V. P. Zolotov D. V.* Synchronous fluctuations of glaciers in the Alps and Altai in the second half of the Holocene // The Holocene. 2013, vol. 23. Issue 7. P. 1074—1079.

Барнаул
cher@iwep.ru
zolotov@iwep.ru
yamskikh@mail.ru
grenadero-anna@mail.ru

* Институт водных и экологических проблем СО РАН
** Институт экономики, управления и природопользования
Сибирский федеральный университет

Поступило в редакцию
7 мая 2013 г.