ОЗЕРО КИНДЫКТЫКУЛЬ, ЕГО ОТЛОЖЕНИЯ И КЛИМАТИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПОЗДНЕГО ГОЛОЦЕНА

Г.Г. Русанов
АО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское

В высокогорной юго-восточной части Горного Алтая в бассейне реки Юстыт у подножия хребта Чихачёва, обращённого в Чуйскую котловину, в интервале абсолютных высот от 2100 до 2460 м расположены мощные конечно-моренные комплексы двух поздненеоплейстоценовых оледенений [Девяткин, 1965; Бутвиловский, 1993; Самойлова, 2011]. Конечные морены последнего оледенения (сартанского, МИС-2) в долинах рек Богуты и Нарын-Гол подпруживают небольшие озёра. По Е.В. Девяткину [1965], внутри этих конечных морен развиты верхненеоплейстоценовые озёрно-ледниковые и водно-ледниковые отложения, слагающие низкие террасы озёр Кок-Куль, Богуты, Киндыктыкуль.

Одно из этих озёр – Киндыктыкуль (рис. 1) – и верхнюю часть разреза его отложений, мы и рассмотрим ниже. Этот мореноподпрудный водоём с сильно изрезанными берегами и почти изометричной формы, несколько вытянутый в широтном направлении, возникший на этапе деградации последнего оледенения, расположен в тундровом поясе на абсолютной высоте 2463,6 м на выходе из хребта троговой долины реки Нарын-Гол.

Некоторые сведения об этом озере и его донных отложениях мы смогли найти пока лишь в работах В.В. Ильина [1971, 1976], которые были опубликованы ещё более 40 лет назад. По его данным, площадь озера Киндыктыкуль составляет 2,8 км^2, длина его около 3 км, максимальная ширина – 1,3 км, преобладающая глубина 3–5 м, максимальная – 7,5 м. Оно имеет несколько крупных заливов и далеко выступающий от западного берега мыс, напротив которого находится остров размером 250 x 150 м (рис. 1). Вода в озере прозрачная до самого дна. Летом температура поверхностного слоя воды +12 °С, придонного – +6,3 °С. В северной части озера 20 % площади его дна сложено валунником, в южной части 80 % площади дна – илом светло-серого цвета минерального происхождения, покрытого сплошными зарослями нителлы – пресноводной зелёной водоросли, способной обитать лишь в слабоминерализованных водоёмах [Ильин, 1971, 1976]. Мощность этих донных илов до сих пор не установлена, а сами они остаются неизученными.

Рис. 1. Озеро Киндыктыкуль у подножия хребта Чихачёва, подпруженное конечно-моренным комплексом на выходе из троговой долины реки Нарын-Гол.
Хорошо видны остров в центре озера, западный полуостров вдали и северный полуостров – справа.

Рис. 2. Гранитный валун на осушённом днище озера Киндыктыкуль, разорванный морозобойными трещинами.

По нашим данным [Русанов, 2009], полученным в ходе полевых маршрутных исследований в 2008 году, максимальная длина озера до 2,5 км, а ширина до 1,85 км. На севере и западе далеко в озеро вдаются два крупных полуострова, сложенных мореной, между которыми примерно в центре него находится довольно большой (0,4 x 0,35 км) плоский низменный моренный остров, едва возвышающийся над урезом воды (рис. 1). Вверх по долине реки Нарын-Гол озеро постепенно сужается. О северном полуострове в своих работах В.В. Ильин не упоминает. Поэтому можно, наверное, предположить, что за последние 40 лет произошло довольно значительное понижение уровня озера. В результате размеры острова увеличились, а северный полуостров вышел из-под воды.

Берега озера Киндыктыкуль, особенно в восточной и юго-восточной частях, представляющие собой осушённое днище озера и выполненное озёрными отложениями, плоские низменные заторфованные и слабо заболоченные. С поверхности они осложнены морозобойными трещинами, пятнами-медальонами, буграми пучения, мочажинами и мелкими реликтовыми озерками. На этой поверхности довольно часто встречаются оставленные ледником крупные валуны и глыбы серых крупнозернистых порфировидных гранитов Юстыдского интрузивного массива размером от 0,5–1 до 8 м в поперечнике [Русанов, 2009; Попова и др., 2010], вынесенные из верховий реки Нарын-Гол и долин её левых притоков. Некоторые из них разорваны на части широкими морозобойными трещинами (рис. 2).

По мнению Е.В. Девяткина [1965], это низкая терраса, сложенная озёрно-ледниковыми или флювиогляциальными отложениями времени последнего поздненеоплейстоценового оледенения. На восточной наветренной оконечности озера плоский низменный берег представляет собой крутой абразионный уступ высотой один метр. Здесь в 300 м южнее устья р. Нарын-Гол летом 2008 года расчисткой до уреза воды нами был вскрыт следующий разрез верхней части озёрных отложений (сверху вниз):

1. Почва болотно-торфянистая……0,15 м

2. Песок мелкозернистый алевритистый серого цвета неслоистый рыхлый с включениями гравия и мелкой плоской гальки…….....0,3 м

3. Торф тёмно-коричневый…….....0,1 м

4. Глина алевритово-песчаная серого цвета неслоистая рыхлая, с включениями гравия и мелкой плоской гальки округлой формы, уходит под урез озера…….....0,45 м

По результатам механического анализа, в отложениях слоя 4 полностью отсутствует карбонатная составляющая. Глина и песок содержатся в них почти в равных количествах – 48,92 и 42,18 % соответственно, содержание алеврита незначительно – 8,84 %, а на долю гравия приходится всего лишь 0,06 %. При этом в песчаной фракции резко доминирует мелкозернистый песок – 28,68 %, среднезернистый песок составляет 11,06 %, а крупнозернистый всего лишь 2,44 %.

Алевритовая фракция в этом слое, по данным минералогического анализа, характеризуется низким выходом минералов тяжёлой фракции (0,49 %), в состав которой входят (%): гематит – 31,0 эпидот-цоизит – 26,0, циркон – 12,0, роговая обманка – 7,0, апатит – 6,6, магнетит – 4,1, гранат – 2,5, аутигенный лимонит – 2,1, лейкоксен – 0,8, турмалин и пироксены – по 0,4, рутил, барит и слюда – по 0,2, тремолит, кианит и андалузит – единичные зёрна. Лёгкая фракция (8,35 %) состоит из кварц-слюдисто-хлоритовых обломков пород – 64,0, кварца – 20,0, полевых шпатов – 16,0 %. Минералогический состав тяжёлой фракции, низкое значение коэффициента устойчивости (0,4) и повышенное значение коэффициента выветрелости (1,74) могут свидетельствовать о преобладающем поступлении в озеро обломочного материала с гранитов Юстыдского интрузивного массива.

По нашим сборам, из верхней части слоя 4 (глубина 0,6 м) Е.А. Пономарёвой впервые был выделен небольшой, но достаточно характерный карпологический комплекс: *Nitella* sp. (4 оогонии), *Potamogeton filiformis* Pers. (3 эндокарпия), *Potamogeton perfoliatus* L. (5 эндокарпий), *Carex* ex gr. A (5 орешков), *Heleocharis palustris* R. Br. *s. l.* (3 орешка), отражающий фрагмент водной растительности с участием пресноводной водоросли *Nitella* sp. и видов рода *Potamogeton*. Отмечаются и растения околоводной флоры (*Carex* ex gr. A, *Heleocharis palustris* R. Br. *s. l.*). Мы полагаем, что данная карпофлора может отражать конец позднеголоценовой тёплой межстадиальной эпохи. Она отвечает середине суббореального периода позднего голоцена по шкале Блитта-Сернандера, разделяет похолодания аккемской и исторической ледниковых стадий, а её начало в настоящее время относят к 3300 лет назад [Agatova et al., 2012],

В настоящее время рдест *Potamogeton filiformis* известен на юго-востоке Горного Алтая только в солоноватых озёрах Чуйской котловины у села Кошагач [Ильин, 1981], то есть более, чем на 600 м гипсометрически ниже. В этих озёрах поверхностный слой воды прогревается летом до +13…14 °С [Бородавко, Ахматов, 2003], а в озере Киндыктыкуль – до +12° С [Ильин, 1971]. Кроме того, рдесты *Potamogeton filiformis* Pers. и *Potamogeton perfoliatus* способны обитать в водоёмах с повышенной солёностью воды до 5–10 ‰ [Буракова, 1986].

Сейчас в этом озере из всех перечисленных выше растений макрофитов растёт только пресноводная зелёная водоросль нителла, сплошные заросли которой покрывают 80 % его днища [Ильин, 1976], в то время как в карпологическом комплексе она представлена лишь единичными оогониями. Очевидно, это тоже может указывать на начинающееся изменение климата, увеличение стока в озеро, повышение его уровня и опреснение.

Следовательно, можно предположить, что отложения слоя 4 накапливались в условиях более сухого и тёплого климата, чем современный, в слабопроточном (застойном), а, возможно, и бессточном водоёме с повышенной минерализацией воды и её более высокой летней температурой. Исходя из температурного градиента в 0,6 °С/100 м [Севастьянов, 2008] или 0,69 °С/100 м [Ганюшкин, 2015], в это время среднелетняя температура воздуха в районе озера Киндыктыкуль могла быть на 3,6 или 4,14 °С выше, чем среднелетняя температура в Чуйской котловине, которая составляла в конце шестидесятых годов прошлого века +12,5 °С [Горный Алтай, 1971] и повысившаяся к началу XXI века ещё на 0,4 °С [Чистяков, 2008]. Таким образом, летняя температура здесь могла быть не ниже +16,5…17 °С.

Выше по разрезу из слоя 3 (интервал 0,45–0,55 м над урезом воды) нами был отобран образец погребённого торфа на определение радиоуглеродного возраста, который, по заключению Л.А. Орловой, составляет 2115 ± 70 лет (СОАН-7411) [Русанов, 2009; Русанов, Орлова, 2013]. Этот возраст отвечает начальному этапу похолодания и увлажнения климата исторической стадии, начавшейся в Горном Алтае, по последним данным [Галахов и др., 2005; Agatova et al., 2012], около 2300 лет назад.

Мы считаем, что начало этого первого стадиального похолодания и увлажнения в субатлантическом периоде позднего голоцена (историческая стадия) привело сначала к заболачиванию берегов и формированию маломощного торфяника слоя 3. Сток в озеро увеличивался, а уровень воды в нем медленно и постепенно повышался. Со временем этот

торфяник был затоплен, и его образование сменилось аккумуляцией озёрных мелкозернистых алевритистых песков слоя 2. Однако, по мнению Т.А. Бляхарчук [2008], основанному на результатах спорово-пыльцевых анализов донных илов озёр Груша и Ак-Холь, в этом районе Юго-Восточного Алтая и прилегающей Юго-Западной Тувы после 5000 тысяч лет назад климатические изменения были направлены в сторону усиления похолодания и снижения влажности.

Таким образом, рассматриваемые отложения не могут относиться ко времени последнего поздненеоплейстоценового (сартанского, МИС-2) оледенения, которыми, как считал Е.В. Девяткин [1965], сложена низкая озёрная терраса. Они являются озёрными образованиями значительно более молодого позднеголоценового возраста. Отметим, что эти отложения впервые отражены и на изданной карте палеоген-четвертичных образований листа М-45-XXIV, где в полном объёме датируются четвёртой ступенью верхнего звена неоплейстоцена – голоценом [Попова и др., 2010].

В настоящее время пока невозможно достоверно установить максимальный уровень озера Киндыктыкуль в историческую стадию похолодания. Однако, судя по рельефу поверхности юго-восточного и восточного побережья, низовий долины р. Нарын-Гол, а также распространению верхнеголоценовых озёрных отложений, можно полагать, что этот уровень мог быть выше современного не менее чем на 1,5–2 м. Остров в центре озера и северный полуостров (рис. 1) полностью скрывались под водой, западный полуостров был островом, а протяжённость озера с запада на восток была почти в два раза больше современной и составляла не менее 3,7 км. Подобная ситуация (значительное повышение уровня воды) в это время наблюдалась и на озере Сорулуколь у подножия северного склона Айгулакского хребта [Русанов, 2008].

По аналогии с озером Сорулуколь, где средняя скорость седиментации озёрных отложений исторической стадии составляет около 0,3 мм/год [Русанов, Шпанский, 2008], мы считаем, что и аккумуляция песков слоя 2 в береговом разрезе озера Киндыктыкуль могла продолжаться около 1000 лет на протяжении исторической стадии. В это время высокий уровень озера и повышенный сток в него талых ледниковых вод способствовали интенсивному размыву подпруживающей морены. В результате, возможно, к концу этой стадии уровень озера стал понижаться, а его площадь сокращаться. Со временем озёрные пески слоя 2 оказались на поверхности. Вероятно, какая-то их часть была размыта талыми, атмосферными и речными водами (а значит, скорость их накопления могла быть ещё выше) прежде, чем на их поверхности сформировалась современная болотно-торфянистая почва слоя 1.

Литература

Бляхарчук Т.А. Реконструкция лесной и высокогорно-степной растительности юго-западной части Тувы с позднеледниковья до современности // География и природные ресурсы, 2008, № 1. – С. 89–96.

Буракова А.Т. Распознавание озёрной обстановки и окружающего палеоландшафта по остаткам высших растений // Вестник ЛГУ. Серия 7, геология, география, 1986, вып. 2. – С. 71–75.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. – Томск: Изд-во ТГУ, 1993. – 252 с.

Галахов В.П., Назаров А.Н., Харламова Н.Ф. Колебания ледников и изменения климата в позднем голоцене по материалам исследований ледников и ледниковых отложений бассейна Актру (Центральный Алтай, Северо-Чуйский хребет). – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2005. – 132 с.

Ганюшкин Д.А. Гляциогенные комплексы резкоконтинентального района северо-запада Внутренней Азии. Автореферат дисс. … докт. геогр. наук. – СПб.: СПбГУ, 2015. – 42 с.

Горный Алтай / Под ред. В.С. Ревякина. – Томск: Изд-во ТГУ. 1971. – 252 с.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. – М.: Наука, 1965. – 244 с.

Ильин В.В. Нителла в озёрах Горного Алтая // Природа и природные ресурсы Горного Алтая. – Горно-Алтайск, 1971. – С. 176–181.

Ильин В.В. К вопросу о классификации озёр Алтая // Вопросы географии Горного Алтая. – Барнаул: БГПИ, 1976. – С. 76–90.

Ильин В.В. Распространение некоторых водных растений в озёрах Алтая и их новые местонахождения // Известия СО АН СССР, серия биол. наук, 1981, № 15, вып. 3, с. 89–97.

Попова О.М., Кривчиков В.А., Пономарев А.Л., Русанов Г.Г., Карабицина Л.П. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Горно-Алтайская, лист M-45-XXIV. Объяснительная записка. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2010. – 255 с.

Русанов Г.Г. Природно-экологические условия озера Сорулуколь в позднем голоцене // Биоразнообразие, проблемы экологии Горного Алтая и сопредельных регионов: настоящее, прошлое, будущее. – Горно-Алтайск: РИО ГАГУ, 2008, часть I. – С. 276–279.

Русанов Г.Г. Климатическая трансгрессия озера Киндыктыкуль в позднем голоцене // Теоретические и прикладные вопросы современной географии. – Томск: Изд-во ТГУ, 2009. – С. 53–54.

Русанов Г.Г., Орлова Л.А. Радиоуглеродные датировки (СОАН) Горного Алтая и Предалтайской равнины: каталог. – Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2013. – 291 с.

Русанов Г.Г., Шпанский А.В. Субатлантический период позднего голоцена в бассейне верхней Чуи по фауне млекопитающих и радиоуглеродным датировкам // Геологические и экологические проблемы эксплуатации минерально-сырьевых ресурсов Алтайского региона. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2008. – С. 228–238.

Самойлова С.Ю. Реконструкция оледенения хребта Чихачёва (Юго-Восточный Алтай) в эпоху последнего плейстоценового похолодания методом имитационного моделирования // Лёд и снег, 2011, № 3 (115), с. 114–118.

Севастьянов В.В. Эколого-климатические ресурсы Алтае-Саянской горной страны. – Томск, 2008. – 307 с.

Чистяков К.В. Ландшафты Горного Алтая и их современная динамика // Известия Горно-Алтайского отдела Русского Географического Общества, 2008, № 1, с. 124–133.

Agatova A.R., Nazarov A.N., Nepop 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, v. 43, p. 74–93.