

Р. Ц. БУДАЕВ

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ

ПАЛЕОУРОВНИ ВОД СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ В ЭПОХИ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОЛЕДЕНЕНИЙ

Представлены результаты термолюминесцентного датирования озерно-речных и ледниковых отложений в дельте р. Тын (Северо-Байкальская рифтовая долина). Средненеоплейстоценовый возраст озерно-речных осадков 50–80-метровой тынской террасы, установленный на основании находок крупной фауны и палинологических данных, подтвержден термолюминесцентным датированием. Получены датировки из двух разновозрастных толщ, сложенных ледниковыми отложениями, которые сформировались в среднем неоплейстоцене, сопоставляемых с оледенениями стадий MIS 8 и MIS 6. Палеоуровни вод, показатели которых — озерные и озерно-речные террасы эоплейстоцен-среднеоплейстоценового возраста, превышали современный уровень байкальских вод на несколько десятков метров.

Ключевые слова: палеоуровень вод, термолюминесцентное датирование, оледенение, краевая тектоническая ступень.

Presented are the results from thermoluminescence dating of lacustrine-fluvial and glacial deposits in the delta of the Tyva river (North-Baikal rift valley). The mid-Neopleistocene age of lacustrine and fluvial deposits from the 50–80-meter Tyva terrace as determined on the basis of the remains of large fauna and palynological data is confirmed by thermoluminescence dating. Datings were obtained from two uneven-aged layers composed by glacial deposits having their origin in the mid-Pleistocene which are comparable with the glaciations of the MIS 8 and MIS 6 stages. The paleolevels of waters, the indicators of which are provided by the lacustrine and lacustrine-fluvial terraces of the Eopleistocene–mid-Neopleistocene age exceeded the contemporary level of Baikal waters by several tens of meters.

Keywords: the paleolevel of waters, thermoluminescence dating, glaciation, marginal tectonic step.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема колебаний уровня оз. Байкал в неоплейстоцене не решена однозначно, хотя имеет достаточно длительную историю изучения [1–4] и ставит много взаимосвязанных вопросов, ответы на которые могут приблизить исследователей к решению этой непростой задачи. Среди них — вопросы изучения озерных террас, сформировавшихся при том или ином уровне вод Байкала, климатические флуктуации и тектонический режим побережий.

Один из ключевых районов для решения данных вопросов, на наш взгляд, представляет собой северо-западное побережье Байкала. В приустьевой части р. Тын описаны комплексы озерно-речных террас и конечно-моренных образований. Здесь же выявлено местонахождение остатков фауны крупных млекопитающих, позволившее датировать вмещающие отложения 50–80-метровой террасы средним неоплейстоценом [5–7]. Однако изученные осадки не были датированы методами абсолютной геохронологии, кроме археологических стоянок, расположенных на северо-восточной периферии дельты, на подгорном шлейфе, возраст которых не выходит за пределы сарганского времени [8].

На протяжении ряда последних лет для расчленения палеонтологически «немых» песчаных толщ Западного Забайкалья, восточного побережья Байкала и Тункинской котловины успешно применяется термолюминесцентный метод [9–12]. Как известно, аналитические материалы по единичным образцам или образцам, не имеющим стратиграфической привязки, не могут считаться информативными [13]. Низовье р. Тын, где в одном месте сосредоточены комплексы озерно-речных террас, разновозрастных конечно-моренных образований и местонахождение остатков фауны крупных млекопитающих верхнепалеолитического возраста, представляет собой благоприятное место для проверки корректности данных абсолютного датирования термолюминесцентным методом.

Наши исследования позволили установить абсолютный возраст озерно-речных террас и ледниковых образований, провести палеоклиматические реконструкции и корреляции. Комплексные исследования в долине Тын начались в 1978 г. и продолжались в течение нескольких лет [14]. В последние годы проведено повторное изучение осадочного комплекса этого района.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Дельта р. Тын выдвинутого типа в плане имеет треугольную форму (рис. 1). Она представляет собой сложную мезоформу рельефа, состоящую из нескольких разновозрастных аккумулятивных толщ речного, озерно-речного и ледникового генезиса. Русло Тын разделяет древнюю дельту на две части: лево- и правобережную, формируя по ее внешнему краю современную дельту высотой 0,5–1 м. Поверхность левобережной высокой террасы слабо наклонена вниз по течению реки и перекрыта свер-

ху ледниковыми валунно-галечными отложениями, слагающими многолопастной вал с пологими склонами. Высота террасы достигает 50–80 м, вниз по течению реки наблюдается ее снижение до 30–35 м. Правобережная высокая терраса также перекрыта ледниковыми образованиями на площади около 8–9 км², сгруппированными в три неясно выраженных вала с пологими склонами и заболоченными низинами между ними.

Местонахождение остатков фауны крупных млекопитающих расположено в приустьевой части широкого распадка, вскрытого карьером, у внешнего края левобережного моренного вала. Полигенетические отложения в стенках карьера представлены озерными и пролювиальными песками, делювиальными супесями, а также крупнообломочными коллювиальными отложениями. Верхняя и сред-

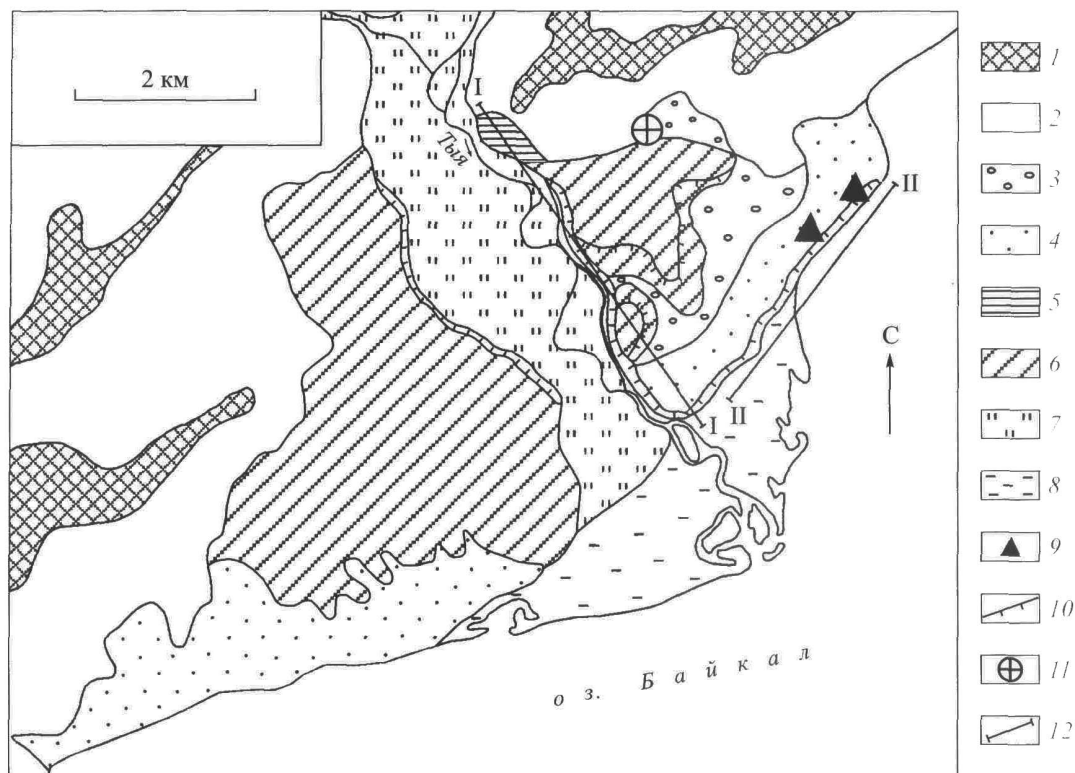


Рис. 1. Дельта р. Тын (Северный Байкал).

1 — водоразделы; 2 — склоны; террасы: 3 — 50–80-метровая (al, l, gl), 4 — 25–30-метровая (al, l, gl); 5 — боковая морена ледника первого среднелепистоценового оледенения (O_2^1); 6 — конечно-моренные валы ледника второго среднелепистоценового оледенения (O_2^2); 7 — пойма (al); 8 — дельта современная (al, l); 9 — эоплейстоценовые отложения (al, pl), залегающие в покое 25–30-метровой террасы; 10 — уступы; 11 — местонахождение остатков фауны крупных млекопитающих; 12 — профили. Генетические типы отложений (см. здесь и далее): al — речные, l — озерные; pl — пролювиальные; gl — ледниковые, fgl — водно-ледниковые.

няя часть разреза сложены переслаивающимися серым мелкозернистым, светло-коричневым тонко-мелкозернистым и серовато-коричневым средне-мелкозернистым песками с небольшим количеством рассеянной дресвы, с маломощными линзами и прослоями дресвы, щебня и серого суглинка. Отложения промытые, сортированные, с субгоризонтальной слабо волнистой и косой слоистостью.

В нижней части разреза осадочной толщи, на глубине 9–9,5 м ниже почвенно-растительного слоя, залегают валунно-глыбовые отложения со щебнисто-песчаным заполнителем. В этих осадках обнаружены остатки крупных млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса раннего типа, захороненные на заключительных этапах формирования высокой террасы: мамонта раннего типа (*Mammuthus primigenius* Blum.), пекинской лошади (*Equus aff. Beijingensis*), шерстистого носорога (*Coelodonta cf. antiquitatis* Blum.), оленя (*Cervus* sp.), бизона (*Bison priscus* Woj.) [5, 14]. На основании этих находок вмещающие их отложения датированы второй половиной среднего неоплейстоцена. Многочисленные псевдоморфозы по ледяным клиньям и морозобойным трещинам в отложениях покровного слоя свидетельствуют о суровых климатических условиях на заключительных этапах формирования террасы. Такие условия существовали в конце среднего неоплейстоцена, в период тазовского оледенения Западной Сибири.

Из этих отложений отобраны пробы для определения абсолютного возраста. Валунно-глыбовая толща была вскрыта на глубину 2,5–3 м — до глыбовых развалов коренных пород. По данным тер-

молюминесцентного анализа формирование осадочной толщи началось более 450 тыс. л. н. Верхняя часть валунно-глыбовой толщи, содержащая остатки териофауны, была сформирована $154\ 000 \pm \pm 23\ 500$ л. н., т. е. в конце среднего неоплейстоцена (рис. 2). Среднеоплейстоценовый относительный возраст осадков, установленный по палеонтологическим материалам, подтвержден данными абсолютного датирования, что дает нам основание сопоставить их со стадией МИС 6 (морские изотопные стадии) [15].

В этом же карьере вскрыты отложения древнего лога с пологими бортами (крутизна до $10\text{--}12^\circ$), тальвег которого был заполнен серыми мелко- и среднезернистым песками с небольшой примесью рассеянной дресвы и маломощными линзами древесно-мелкощебнистых отложений. В них отмечались многочисленные слои естественных шлихов, подчеркивающие горизонтальную и косую потоковую слоистость. В отложениях этого «ложкового аллювия», сформировавшегося в период эрозионного расчленения высокой террасы, найдены остатки ископаемой териофауны позднего мамонтового верхнепалеолитического комплекса: ленской лошади (*Equus lenensis* Russ.), шерстистого носорога (*Coelodonta cf. antiquitatis*), бизона (*Bison priscus* Woj.) [6, 14].

По данным палинологического анализа, из фрагмента погребенной почвы, сохранившейся в борту древнего лога, получен спорово-пыльцевой спектр, характерный для холодного сухого климата. О холодном климате периода накопления «ложкового аллювия» свидетельствуют также многочисленные псевдоморфозы по мерзлотным «клиньям» и морозобойным трещинам, деформирующим эти осадки и подстилающие их озерные отложения. Вышеизложенные данные дают основание считать, что формирование «ложкового аллювия» произошло в период первого позднеоплейстоценового оледенения, синхронного зырянскому оледенению Западной Сибири, что соответствует, по нашему мнению, стадии МИС 4 [15].

В низовье р. Тыи сохранились фрагменты боковой морены ледника максимального оледенения. В горном сужении долины, в 6 км выше по течению от устья реки ледниковые отложения представлены несортированным валунно-глыбово-галечным материалом с мелко-тонкозернистым песчаным заполнителем, с отдельными глыбами до 6–8 м в поперечнике, часто имеющими на боковых гранях следы ледниковой штриховки. Высота левобережной боковой морены достигает 60–70 м [7, 16]. По данным абсолютного датирования установлено, что рассматриваемые ледниковые образования сформировались в первой половине среднего неоплейстоцена, в самаровское время — $211\ 000 \pm 30\ 000$ л. н. (ГИН СО РАН-362). Палинологические пробы из этих осадков оказались пустыми. Мы сопоставляем данные ледниковые образования со стадией МИС 8 [15].

Одновозрастные с рассматриваемыми ледниковыми образованиями озерно-речные отложения слагают левобережную высокую террасу. Как отмечалось выше, ее поверхность плавно снижается вниз по течению реки. В 3 км от коренного борта байкальской впадины ее высота достигает 35–40 м. В разрезе террасы вскрываются валунно-галечные отложения с гравийно-песчаным заполнителем, с редкими глыбами до 1–2 м в поперечнике, с линзами светло-коричневого средне-мелкозернистого песка мощностью до 0,5–0,6 м. По данным термолюминесцентного анализа эти осадки сформировались $252\ 000 \pm 38\ 000$ л. н. (ГИН СО РАН-373) (средний неоплейстоцен, самаровское время). Характер взаимоотношений ледниковых и озерно-речных отложений не выяснен. На данный момент можно лишь утверждать, что ледник эпохи максимального оледенения района достигал акватории Байкала, что предполагали и некоторые наши предшественники, а уровень озерных вод того времени значительно превышал современный [7, 17–19].

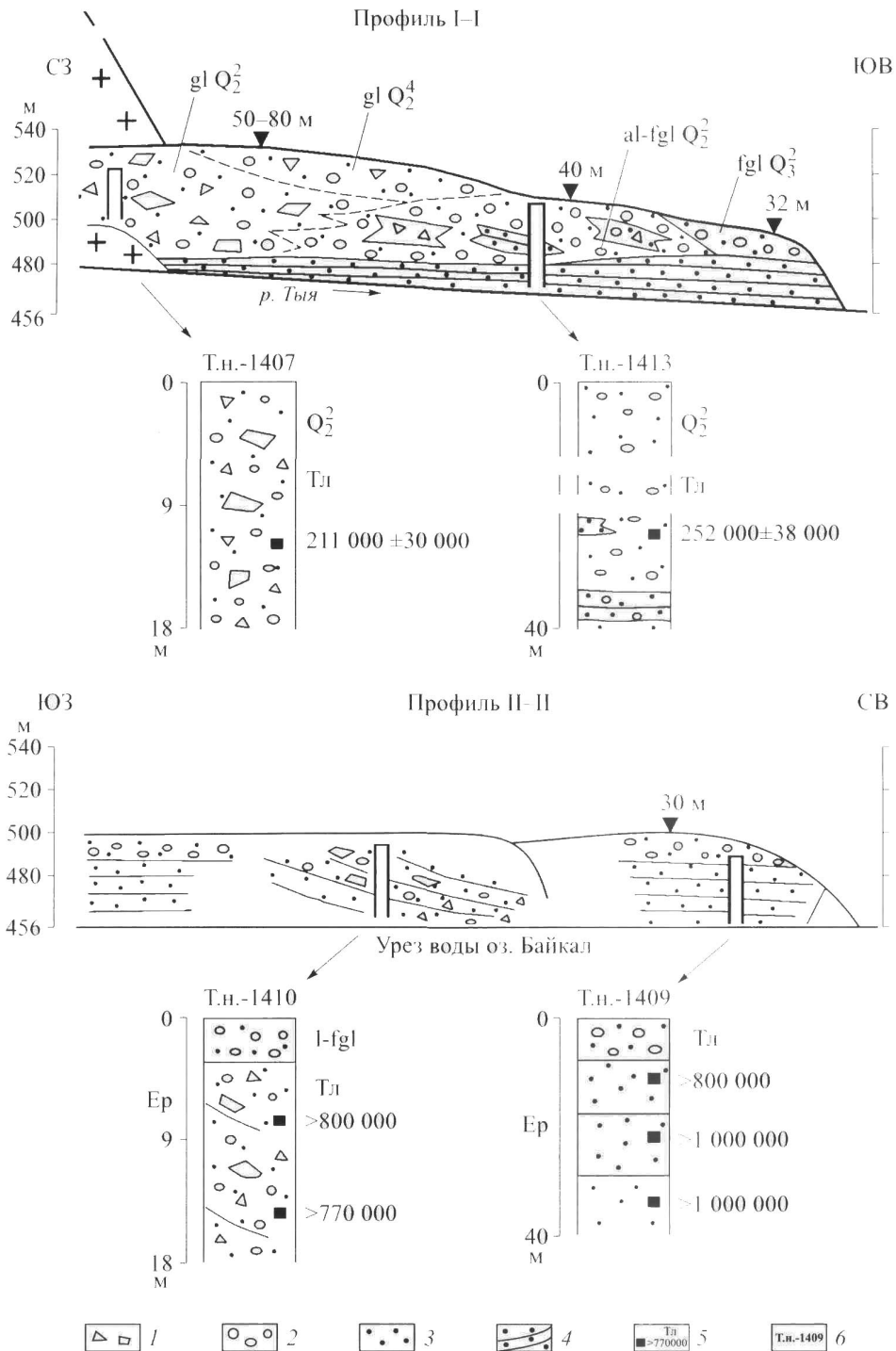


Рис. 2. Геолого-геоморфологические разрезы дельты р. Тья по линиям профилей I-I и II-II.

1 — глыбы, щебень; 2 — валуны, галька; 3 — песок; 4 — слоистость; 5 — место отбора проб; 6 — точка наблюдения и ее номер.

Конечно-моренные отложения, перекрывающие высокую террасу, сформировались на заключительных этапах среднеплейстоценового седиментогенеза и близки по возрасту озерным осадкам, вскрытым на местонахождении крупной териофауны. В строении конечной морены принимают участие валуно-галечные отложения с суглинисто-песчаным заполнителем, с отдельными крупными глыбами. Они слагают многолопастной вал с пологими склонами, который морфологически более схож с селевым валом, чем с конечно-моренными валами неоплейстоценовых ледников, сохранившихся в долинах Гуджекита, Кичеры и других рек.

Стратиграфическое положение ледниковых образований, перекрывающих датированные озерно-речные отложения, позволяет нам отнести их к образованиям второй средненеоплейстоценовой эпохи оледенения. Морфологические особенности конечно-ледникового вала, а также литологическое строение верхней части террасы (на местонахождении ископаемой териофауны), представленной озерными песчаными горизонтально слоистыми осадками, свидетельствуют о формировании их в аквальных условиях. Палеоуровень байкальских вод в среднем неоплейстоцене был не менее, чем на 80–90 м выше современного уровня озера.

Высокие озерно-речные террасы распространены на северо-восточной оконечности Северо-Байкальской впадины вдоль подножья Кичерского хребта и на междуречье Кичеры и Верх. Ангары. У подножья Кичерского хребта высокая терраса протягивается от руч. Сырой Молокон до устья р. Холодной полосой переменной ширины; ее высота колеблется от 40 до 80 м. По данным [7], в разрезе 50–70-метровой террасы в низовье р. Душкачанки вскрываются слоистые разнозернистые пески коричнево-серого цвета, сменяющиеся вверх по разрезу на серые и светло-коричневые пески и песчано-гравийные отложения. Отложения промытые, сортированные, с четко выраженной горизонтальной слоистостью, мощностью 5–6 м. Отмечаются интенсивные деформации осадков псевдоморфозами по ледяным клиньям. Завершает разрез слой крупнообломочных осадков, представленный глыбами, щебнем и слабо окатанными валуново-галечными отложениями мощностью до 1,5–2 м.

На Кичеро-Верхнеангарском междуречье озерно-аллювиальные отложения занимают широкие пространства, сверху они, как правило, перекрыты конечно-моренными образованиями Кичерского ледника [5, 20]. О характере взаимоотношений озерно-речных и ледниковых образований имеются различные точки зрения, что связано со слабой расчлененностью рельефа местности и наличием лишь единичных неглубоких скважин, геологические разрезы по которым имеют неоднозначную трактовку [5, 21].

Суходольная часть Северо-Байкальской впадины представляла собой место разгрузки спускавшихся по долинам Кичеры, Верх. и Ниж. Акули горно-долинных ледников Кичерского и Баргузинского хребтов. Материалы предшественников и собственные данные позволяют нам утверждать, что периоды неоплейстоценовых оледенений Северного Прибайкалья и Станового нагорья были синхронны таковым Западной Сибири. Максимальное развитие получило первое средненеоплейстоценовое оледенение, интенсивность последующих закономерно ослабевала [5, 7, 15, 20].

Кичерский ледник максимальной эпохи оледенения достигал русла Верх. Ангары. Перлювий размытой морены встречается вблизи с. Верх. Заимка в виде эрратических валунов, достигающих 2–3 м в поперечнике. По данным [7], морена сложена глыбами (до 2 м в поперечнике), валунами, галькой и щебнем. Заполнитель представлен дресвой и грубозернистым песком. Моренный материал нагроможден беспорядочно и не сортирован. С поверхности морена, как правило, перекрыта покровными образованиями — суглинистыми песками и суглинками. Спорово-пыльцевые спектры из ледниковых отложений бедные.

Ледник второй эпохи оледенения имел меньшую мощность и продвинулся вглубь Северо-Байкальской впадины на 8–9 км меньше, оставив конечную морену на широте оз. Сикили — среднее течение р. Чалауты. В 4 км восточнее оз. Сикили, вблизи железнодорожной станции Кичера нами изучено строение конечно-моренного вала, ширина которого достигает 2–2,5 км, а высота — 20–30 м (абс. выс. 510–515 м). Ледниковые отложения представлены глыбово-валуново-галечным материалом с гравийно-песчаным заполнителем серого и коричневатого-серого цвета. Заполнитель хорошо промыт, но осадки несортированные и неслоистые. Размеры глыб преимущественно 1–1,5 м в поперечнике, а отдельные из них достигают 2,5–3 м. Окатанность крупнообломочного материала — 1–3-го класса по шкале А. В. Хабакова [22]. Ледниковые отложения сверху перекрыты покровными отложениями, представленными светло-коричневым алевритом мощностью от 0,5 до 2 м.

Южнее конечно-моренных валов, вблизи ст. Кичера, пробурена гидрогеологическая скважина № 93 [5]. В ее разрезе сверху вскрыты галечные отложения со значительной примесью валунов и супесчаным заполнителем общей мощностью 6 м. Ниже залегают переслаивающиеся гравийно-галечные и галечно-щебнистые отложения мощностью 18 м. Под этими осадками вскрыты слоистые пески мощностью более 80 м. По данным палинологического анализа песчаная толща отнесена к образованиям доледникового периода среднего неоплейстоцена, а верхняя галечно-песчаная толща — к ледниковым отложениям среднего неоплейстоцена.

Несколько иная трактовка материалов бурения скважины № 49, находящейся также около ст. Кичера, приведена в работе [21]. Из галечно-песчаных отложений получены термолюминесцентные датировки: из осадков, залегающих на глубине 285 м, получена дата 53 ± 13 тыс. л. н., а на глуби-

не 238 м — 48 ± 12 тыс. л. н. Эти материалы в совокупности с палинологическими характеристиками осадков позволили автору выделить кичерскую толщу поздненеоплейстоцен-голоценового возраста.

Вышеизложенные данные свидетельствуют о том, что рассматриваемые ледниковые образования отлагались в озерных условиях. Как правило, конечно-моренные отложения, сформировавшиеся в аэральных условиях, сложены несортированными грубообломочными осадками (глыбы, щебень, валуны и галька разной степени окатанности), сцементированными суглинистым или супесчаным материалом. Такое строение морен характерно для Анамакитского, Улюгнинского, Курумканского, Сюльбанского и других ледников. Грубообломочные моренные отложения с промытым гравийно-песчаным заполнителем, с линзами песчаного и алевроитового материала характерны для Тыйского ледника первого неоплейстоценового оледенения, а также для Муяканского, Мудириканского и Аневирканского ледников, разгружавшихся в среднеоплейстоценовое подпорно-ледниковое озеро.

Большое влияние на особенности осадконакопления оказывает неотектонический режим побережья Байкала. В зависимости от интенсивности и направленности эндогенных движений изменяется и скорость накопления рыхлых отложений. На рассматриваемой территории расположены днище и «плечи» Северо-Байкальской рифтовой долины. Последние отличаются друг от друга по неотектоническому режиму: восточным «плечом» являются глыбовое поднятие Баргузинского хребта, испытывающее в позднем неоплейстоцене—голоцене опускание, и Рель-Тыйская краевая тектоническая ступень, характеризующаяся стабильным положением [23].

В пределах краевой ступени, в палеодолине р. Тый, вскрыты миоценовые аллювиальные и делювиальные отложения мощностью около 10 м, что свидетельствует о низкой неотектонической активности этого блока земной коры [24]. В северо-восточной краевой части дельты Тый, в районе мыса Курда, в строении 25–30-метровой террасы принимают участие грубообломочные несортированные глыбово-валунно-галечные отложения с гравийно-песчаным заполнителем. Глыбы достигают 2–3 м в поперечнике. Встречаются наклонные линзы слоистых песков с падением слоистости в сторону озера под углом $8-10^\circ$ и постепенным изменением угла наклона их нижнего края до $1-2^\circ$. Подобная слоистость характерна для дельтовых осадков и свидетельствует об аквальных условиях их отложения, при этом палеоуровень озерных вод был на 30–35 м выше современного.

Считается, что эти отложения представляют собой ледниковые образования среднеоплейстоценового оледенения [19]. Однако по данным термолюминесцентного датирования установлено, что грубообломочные отложения сформировались в период от 770 000 до 1 000 000 л. н. (эоплейстоцен). В таком случае рассматриваемые осадки являются, вероятно, селевыми. Однако сходство состава отложений и характера их залегания в разрезе с ледниковыми образованиями Тыйского ледника среднеоплейстоценового оледенения, вскрытыми в горном сужении долины, дает нам возможность предположить их ледниковый генезис и раннеоплейстоценовый возраст. По данным бурения в керне байкальских осадков скважины ВДР-96–2 встречаются ледниковые отложения древнее среднеоплейстоценовых в виде ледниковых глин со следами айсбергового разноса [15].

Таким образом, можно утверждать, что в покое 30–35-метровой байкальской террасы сохранились фрагменты отложений, образовавшихся на ранних этапах рифтогенеза. Известно, что покое 18–20-метровой рельской террасы, расположенной также в пределах Рель-Тыйской краевой тектонической ступени, сложен эоплейстоценовыми отложениями, датированными на основании находок многочисленных остатков мелких млекопитающих этого возраста [25].

Другой режим осадконакопления характерен для сухоходной части днища Северо-Байкальской рифтовой долины. Здесь на отдельных участках установлен высокий темп опускания фундамента рифта. Так, по материалам бурения скважин вблизи с. Верх. Заимка изучено строение осадочной толщи. По данным палинологического анализа установлено, что осадки, сформировавшиеся в начале позднего неоплейстоцена (казанцевское время), залегают на глубинах до 260 м.

О преобладающем опускании днища рифтовой долины в этом районе свидетельствует также погружение конечно-моренного вала максимального оледенения Верхне-Акулинского ледника, в результате чего он был частично погребен под молодыми озерно-речными осадками и местами размыв. Исходя из представлений о том, что первое среднеоплейстоценовое оледенение в регионе было самым мощным, а его конечно-моренные валы — наиболее удаленными от локальных центров оледенений и крупными, можно ориентировочно оценить амплитуду опускания фундамента за последледниковое время. Установлено, что высота конечно-моренного вала Верхне-Акулинского плетчера второй эпохи оледенения достигает 60–100 м, а высота конечного вала первого оледенения не превышает 25 м, т. е. разница высот составляет 70–80 м [5].

Таким образом, можно считать, что в юго-восточной части впадины, вблизи коренного борта, амплитуда опускания за позднеоплейстоценовое время была не менее 70–80 м, а днище рифтовой долины испытывало нисходящие движения не только в юго-западной и западной частях, но и на отдельных локальных участках остальной территории.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение террасового комплекса северо-восточной оконечности Северо-Байкальской рифтовой долины показало, что этот район играет роль такого же «ключа» для понимания неоплейстоценовой истории района, как и Приольхонский район — для ранних этапов необайкальской стадии рифтогенеза [4]. Обобщая вышеизложенные материалы, можно утверждать, что палеоуровни байкальских вод, фиксируемые комплексами озерных и озерно-речных террас эоплейстоцен-среднеоплейстоценового возраста, превышали уровень современного Байкала на несколько десятков метров, что подтверждается следующими данными.

1. В цоколе 30–35-метровой тыйской террасы выявлены эоплейстоценовые отложения, свидетельствующие о стабильном неотектоническом режиме Рель-Тыйской краевой тектонической ступени на протяжении эоплейстоцена–неоплейстоцена. Палеоуровень озерных вод в эоплейстоцене был выше современного на 30–40 м.

2. Среднеоплейстоценовый Тыйский ледник максимального оледенения, сопоставляемого со стадией МИС 8, достигал побережья Байкала, уровень озерных вод которого был выше современного на 80–90 м.

3. Тыйский ледник второго среднеоплейстоценового оледенения, сопоставляемого со стадией МИС 6, также выходил в прибрежную зону и перекрывал полигенетические дельтовые отложения на заключительном этапе формирования высокой террасы. Одновозрастный с ним Кичерский горно-долинный ледник разгружался в Северо-Байкальской впадине в аквальных условиях. Уровень озерных вод превышал современный на 80–90 м.

4. Суходольный участок днища Северо-Байкальской рифтовой долины испытывал нисходящие тектонические движения не только в юго-западной и западной частях, но и на локальных участках остальной территории на протяжении позднего неоплейстоцена–голоцена.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Черский И. Д. О результатах исследования озера Байкал // Материалы для геологии России. — СПб, 1889. — Т. 13. — С. 1–48.
2. Ламакин В. В. Ушканы острова и проблема происхождения Байкала. — М.: Географгиз, 1952. — 197 с.
3. Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Отв. ред. Н. А. Флоренсов. — М.: Наука, 1974. — 359 с.
4. Мац В. Д., Уфимцев Г. Ф., Мандельбаум М. М. и др. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. — Новосибирск: Гео, 2001. — 252 с.
5. Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья / Базаров Д.-Д. Б., Резанов И. Н., Будаев Р. П. и др. — М.: Наука, 1981. — 199 с.
6. Базаров Д.-Д. Б., Будаев Р. Ц., Калмыков Н. П. О возрасте плейстоценовых террас северо-западного побережья оз. Байкал // Поздний плейстоцен и голоцен юга Восточной Сибири. — Новосибирск: Наука, 1982. — С. 155–158.
7. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Кайнозойские отложения и геоморфология / Ендрихинский А. С., Осадчий С. С., Агафонов Б. П. и др. — Новосибирск: Наука, 1983. — 171 с.
8. Шмыгун П. Е. Докерамические комплексы из четвертичных отложений Северного Байкала // Рельеф и четвертичные отложения Станового нагорья. — М.: Наука, 1981. — С. 120–128.
9. Лбова Л. В. Палеолит северной зоны Западного Забайкалья. — Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. — 238 с.
10. Будаев Р. Ц., Коломиен В. Л. Особенности структурно-вещественного строения золотороссынного месторождения Нерунца (Северное Прибайкалье) // Природные ресурсы Забайкалья и проблемы природопользования: Материалы науч. конференции, 10–15 сентября 2001 г. — Чита: Изд-во Читин. ин-та природ. ресурсов СО РАН, 2001. — С. 9–11.
11. Уфимцев Г. Ф., Первалов А. В., Резанова В. П. и др. Радиотермометрическое датирование четвертичных отложений Тункинского рифта // Геол. и геофиз. — 2003. — Т. 44, № 3. — С. 224–230.
12. Щетников А. А., Уфимцев Г. Ф. Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье). — М.: Науч. мир, 2004. — 160 с.
13. Рассказов С. В., Логачев Н. А., Брандт И. С. и др. Геохронология и геодинамика позднего кайнозоя (Южная Сибирь — Южная и Восточная Азия). — Новосибирск: Наука, 2000. — 288 с.
14. Калмыков Н. П. Эволюция экосистем бассейна оз. Байкал в позднем кайнозое. — Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1999. — 114 с.
15. Карабанов Е. Б., Прокопенко А. А., Кузьмин М. И. и др. Оледенения и межледниковья Сибири — палеоклиматическая запись из оз. Байкал и ее корреляция с западно-сибирской стратиграфией (эпоха прямой полярности Брунес) // Геол. и геофиз. — 2001. — Т. 42, № 1–2. — С. 48–63.
16. Ендрихинский А. С. Хронология и палеогеографические условия осадконакопления в Байкальской рифтовой зоне в позднем плейстоцене и голоцене // Докл. АН СССР. — 1977. — Т. 232, № 5. — С. 1150–1153.
17. Ламакин В. В. О стратиграфическом расчленении четвертичной системы в береговой полосе Байкала // Труды ГИН АН СССР. — 1959. — Вып. 32. — С. 45–79.

18. Галкин В. И. К вопросу о характере оледенения на побережье оз. Байкал // Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та. — 1961. — Вып. 3. — С. 50–60.
19. Евдрихинский А. С., Кульчицкий А. А. Четвертичные отложения западного участка БАМ // Геологические и сейсмические условия района БАМ. — Новосибирск: Наука, 1978. — С. 38–47.
20. Осадчий С. С. Лимногляциальная обстановка и проблема корреляции плейстоценовых образований во впадинах Станового нагорья // История озер СССР в позднем кайнозое: Материалы к V Всесоюз. симпозиуму. — Иркутск, 1979. — Ч. 2. — С. 122–126.
21. Трофимов А. Г. Геология флювиальных отложений и этапы развития речной сети Серного Прибайкалья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. — Иркутск, 1994. — 19 с.
22. Хабаков А. В. Об индексах окатанности галечников // Сов. геология. — 1946. — № 10. — С. 98–99.
23. Уфимцев Г. Ф. Морфотектоника Байкальской рифтовой зоны. — Новосибирск: Наука, 1992. — 216 с.
24. Риндзюнская Н. М., Ревердатто М. М., Пахомов М. С. и др. Условия формирования четвертичных отложений горного обрамления рифтовых впадин Бурятии // Бюл. Комиссии по изучению четвертич. периода АН СССР. — 1984. — № 53. — С. 22–27.
25. Мац В. Д., Корнутова Е. И., Покатилов А. Г. и др. К стратиграфии четвертичных отложений Северного Байкала // Динамика Байкальской впадины. — Новосибирск: Наука, 1975. — С. 258–273.

Поступила в редакцию 27 апреля 2010 г.