

прогибания их днищ. Антецедентная долина р. Селенга в Хамар-Дабанском сужении в это время уже существовала, и вдоль нее был направлен сток в сторону Сибирской платформы через систему добайкальских озёр, эоцен-олигоценовые и миоценовые осадки которых зафиксированы бурением в Усть-Селенгинской впадине на глубине от 300 до 1 400 м [5]. Дальнейшая плиоцен-плейстоценовая история региона также связана с господством аквальных обстановок формирования осадочных толщ днищ и террасовых комплексов межгорных впадин.

Библиографические ссылки

1. Белова В. А. Растительность и климат позднего кайнозоя юга Восточной Сибири. Новосибирск : Наука, 1985.
2. Каталог местонахождений ископаемой фауны и флоры территории юга Восточной Сибири. Иркутск : ВСНИИГГиМС, 1980. Т. 1. С. 69–83.
3. Михно Н. П., Базаров Д. Б., Скобло В. М. Материалы по геологии и полезным ископаемым Бурятской АССР. Улан-Удэ, 1960. Вып. 1 (IV). С. 111–113.
4. Резанов И. Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск : Наука, 1988.
5. Резанов И. Н., Коломиец В. Л., Дергаусова М. И., Резанова В. П., Савинова В. В. Об олигоцен-миоценовых отложениях Юго-Западного Забайкалья и палеостоке на Сибирскую платформу // Геодинам. эволюция литосферы Центрально-Азиат. подвиж. пояса (от океана к континенту): Материалы науч. совещ. (Иркутск, 20–23 окт. 2003 г.). Иркутск : Изд-во ИГ СО РАН, 2003. С. 198–202.

УДК 551.3(571)

ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ЛИТОГЕНЕЗ СУХОДОЛЬНЫХ ВПАДИН БАЙКАЛЬСКОЙ СИБИРИ

В. Л. Коломиец

Геологический институт СО РАН,
ул. Сахьяновой ба, 670047 Улан-Удэ, Российская Федерация; kolom@ginst.ru

В днищах межгорных впадин Байкальской рифтовой зоны (от Муйско-Куандинской на северо-восточном фланге до системы Тункинских впадин на юго-западе) в плейстоцене преобладало флювиальное и лимническое накопление отложений. Осадочные комплексы высоких террас (VII–IV) формировались преимущественно в аллювиально-озёрной среде, а низких (III–I) – накапливались в речных условиях. Четыре эпизода поднятия уровня Байкала, соответствующие фазам тектонической активизации территории, сопровождались ингрессиями вод в речные долины его бассейна и образованием стационарных неглубоких озёрных проточных водоёмов в суходольных впадинах. С понижением уровня Байкала происходила деградация этих водоёмов.

Ключевые слова: суходольные впадины; террасовый комплекс; осадконакопление; фазы тектонической активизации; ингрессии байкальских вод.

Плейстоценовый структурный ярус Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) представлен преимущественно алевроитово-псаммитовыми отложениями днищ впадин: Муйско-Куандинской, Парамской, Верхнеангарской, Баргузинской, Усть-Баргузинской, Налимовской, Нижнетуркинской, Котокельской, Тункинской и Усть-Селенгинской (рис.). Осадочным толщам свойственны однообразные внешние признаки – сходная цветовая гамма, литологический состав и текстура. Они слагают не менее семи эрозионно-аккумулятивных и аккумулятивных террасовых уровней. В Муйско-Куандинской впадине определено 8 уровней [1]. По своему происхо-

ждению уровни относятся к флювиальной и лимнической группам аквального парагенетического ряда континентальных осадочных образований [2].

При осуществлении литолого-стратиграфических и палеогеографических реконструкций в Восточном Прибайкалье применяется ситовой гранулометрический анализ, основными способами обработки которого являются графический и статистический методы [5, 6]. Для отложений, аквальный генезис которых достоверно подтверждается всеми присущими для данного типа особенностями, в первом приближении можно восстановить параметры речного потока (палеопотамологический анализ), транспортировавшего и отлагавшего осадочный материал, используя установленные связи и закономерности между различными гидродинамическими характеристиками, принятыми в гидрологии [3].



Рисунок – Впадины центральной части Байкальской рифтовой зоны (www.maps.google.com)

1 – Тункинская; 2 – Усть-Селенгинская часть Байкальской впадины; 3 – Котокельская, Нижнетуркинская, Налимовская; 4 – Усть-Баргузинская; 5 – Баргузинская; 6 – Верхнеангарская; 7 – Муйско-Куандинская; 8 – Парамская.

VIII террасовый уровень относится к позднему плиоцену – эоплейстоцену (высота 160–200 м) и развит в Муйско-Куандинской впадине [1]. Представлен мелкоструктурными горизонтально-слоистыми песками береговых и прибрежных фаций озёрной макрофации, которые накапливались в неглубокой акватории стационарных проточных лимнических водоёмов с малым волнением и придонным субламинарно-суспензионным течением. Мелко-среднезернистые псаммиты с наклонной и волнистой текстурой формировались меандрирующими водотоками речного облика с замедленным слаботурбулентным однонаправленным поступлением воды в русловых и пойменных фациях речной группы фаций.

VII террасовый уровень рубежа эоплейстоцена – плейстоцена (высота 110–160 м) изучен в опущенных блоках днищ и по периферии Верхнеангарской, Муйско-Куандинской, Па-

рамской, Баргузинской, Налимовской, Котокельской и Тункинской котловин. Осадки – субгоризонтально-слоистые тонко-мелкозернистые пески, алевропески и алевроиты, аккумуляровавшиеся в проточных лимнических водоёмах с небольшими глубинами (до 3–5 м). Для палеопотоков перечисленных впадин реконструированы сходные динамические параметры. Они имели равнинный (число Фруда, $Fr < 0,1$), реже полугорный ($Fr = 0,1–0,2$) типы натуральных открытых русел с площадью водосбора $>100 \text{ км}^2$ в комфортных условиях пребывания ложа и беспрепятственного движения воды (коэффициент шероховатости ложа, $n > 40$). Начальным моментом движения наносов в руслах палеорек являлся порог минимальных значений срывающих скоростей водного потока 0,3–0,4 м/с. Аккумуляция начиналась с падением придонной скорости до 0,2 м/с. Палеорекам были свойственны узкие рамки изменений скоростного режима течения воды от 0,4 до 0,5 м/с, а также уклонов продольного профиля – от 0,2 до 0,7 м/км. В подавляющем большинстве случаев динамика потоков характеризовалась переходным режимом осаждения между турбулентным и ламинарным типами, что соответствует способу переноса в виде сальтации с подчинённой ролью суспензий. Малые значения ф-критерия устойчивости русел (менее 100 ед.) конкретизируют исследуемые флювиальные системы как немобильные, которые вряд ли могли осуществлять масштабную разрушительную работу по изменению гидрографической сети и рельефа в целом. В фациальном отношении изучаемый гранулометрический спектр принадлежит полю совмещения лимнических и аллювиальных условий седиментации с преимущественным распространением прибрежно-береговых фаций озёрной группы и меньшим – русловых и пойменных речной группы.

VI, V и IV террасовые уровни. Ранне-среднеплейстоценовые отложения, слагающие уровни 80–100 м (VI), 50–80 м (V) и 25–50 м (IV), развиты повсеместно во всех межгорных рифтовых впадинах. Они сложены слоистыми крупно-средне-мелкозернистыми песками с субгоризонтальной, наклонной и косой слоистостью. Подчинённую роль играют пограничные разности обломочного спектра.

Осадкообразование террасовых уровней протекало в близких условиях неглубоких устойчивых озёрных незастойных водоёмов (от 2–3 до 5–7, редко 10 м). Материал доставлялся равнинными, в основном полугорными ($Fr = 0,1–0,3$), горно-грядовыми ($Fr = 0,3–0,5$) потоками с площадью водосбора более 100 км^2 постоянных, хорошо разработанных русел со свободным течением воды в благоприятных и весьма благоприятных условиях положения ложа ($n = 30–40$). Срывающие скорости варьировали от 0,3 до 1,3 м/с, скорости отложения – от 0,2 до 0,8 м/с, поверхностные скорости течения – от 0,3 до 2,0 м/с, уклоны водного зеркала – от 0,5 до 2 м/км. Режим осаждения был слаботурбулентным и переходным, господствовал скачкообразный способ транспортировки от фазы гладкого дна к появлению грядовых подвижных форм руслового рельефа. По ф-критерию устойчивости такие палеопотоки определяются как слабоподвижные.

По генетико-фациальной природе осадки высоких террас аккумуляровались: а) в мелководных, достаточно крупных, проточных лимнических водоёмах с малоамплитудным характером волновых колебаний и разветвленной сетью придонных течений, приведших к образованию субгоризонтально-слоистых алевроитово-тонкопесчаных пород береговых и прибрежных фаций лимнической макрофации; б) в однонаправленных слабодинамичных и немобильных речных потоках с замедленным движением воды ввиду их подпора в придельтовом положении русел с появлением наклонно- и косослоистых мелко-среднезернистых песков русловых и пойменных фаций речной макрофации.

III, II и I надпойменные террасы. Комплекс аллювиальных террас 15–25 м (III), 9–12 м (II), 4–9 м (I) сформирован позднеплейстоценовыми отложениями, широко распространенными во всех отрицательных морфоструктурах БРЗ. Осадки – субгоризонтально- и косослоистые мелко-среднезернистые пески с добавками гравийно-галечных включений и примесями

алевритово-пелитовых частиц. Средой их накопления были стационарные слабоподвижные, подвижные извилистые потоки полугорного и горного грядового типа в благоприятных и обычных условиях состояния коренного ложа с особенностями в направлении водных струй течения и рельефе дна со срывающими скоростями 0,3–2,0 м/с, скоростями отложения 0,2–1,3 м/с, поверхностными скоростями течения 0,3–3,0 м/с, уклонами водного зеркала 0,5–10,0 м/км. Седиментационный режим характеризовался турбулентным и переходным типами осаждения и переносом дезинтегрированного вещества, главным образом, сальтацией, качением и волочением обломков по дну, что подтверждается значениями универсального критерия Ляпина (0,20–0,72). Гидродинамические параметры палеопотоков в значительной степени сопоставимы с подобными показателями современных главных рек рифтовых впадин – Верхней Ангары, Муи, Баргузина, Турки, Иркута.

Что же послужило основой столь длительного существования аквального седиментогенеза в межгорных впадинах центральной части Байкальской рифтовой зоны во временном диапазоне от эоплейстоцена до конца среднего плейстоцена? Ясно, что исключительность геологической структуры или особенности протекания экзогенных процессов в отдельных изучаемых котловинах не могли оказать никакого воздействия на столь протяжённую территорию – от бассейна р. Иркут на юге до среднего течения р. Витим на севере. Следовательно, такими причинами были только те явления, которые имели всеобъемлющий характер и прямую связь с эволюцией природной среды данного региона.

Обратимся к позднекайнозойской истории Прибайкалья – могли ли известные нам события привести к возникновению особых условий осадконакопления в БРЗ, следы которых отчетливо фиксируются наличием мощных (первые сотни метров) песчаных толщ высокого террасового комплекса во всех без исключения впадинах, крупных и более мелких. В первую очередь обращают на себя внимание процессы тектогенеза.

Первой такой фазой, проявившейся не только на территории БРЗ, но и Центральной Азии была раннеприморская фаза (1,3–1,1 млн лет) с быстрым подъёмом западного борта Байкальской впадины, прекращением ленского стока Байкала через р. Пра-Манзурку и, как следствие, ингрессионным повышением уровня его вод и формированием осадочных толщ на восточном побережье. Эоплейстоценовый тектонический подпор имел место и в крайней, северо-восточной оконечности исследуемого района – в Муйско-Куандинской впадине (Северо-Муйское сужение р. Витим) [2].

По результатам спорово-пыльцевых анализов (Баргузинская впадина) и радиотермolumинесцентного (РТЛ) датирования ($1,0 \pm 0,09$ млн лет, Налимовская впадина) самый высокий, VII террасовый уровень по своему образованию соответствует данному временному промежутку тектонической активизации. Поэтому главенство комплексных лимно-аллювиальных и лимнических обстановок седиментогенеза при накоплении седьмого уровня можно сопоставить с первой ингрессией вод Байкала в речные долины и межгорные впадины байкальского направления стока, что привело к появлению достаточно крупных, но не отличавшихся большими глубинами, озёр в днищах котловин с палеопритоками равнинного (ввиду препятствия оттоку) и полугорного типов.

Вторым моментом тектонического и вулканического оживления этой территории явилась позднеприморская фаза (800–600 тыс. лет), во время которой произошло интенсивное воздымание западного плеча Байкальского рифта. Она способствовала новому подъёму уровня поверхности оз. Байкал, последующей второй ингрессии и аккумуляции, по мнению Н. А. Логачёва, «тёплых» досамаровских песчаных горизонтов Забайкалья и Прибайкалья. Свидетельства её, по нашим исследованиям, представлены VI эрозионно-аккумулятивным террасовым уровнем, получившим самое широкое распространение во всех впадинах байкальского типа. Подтверждением этому является РТЛ-возраст отложений основания Верхнего Куйтуна (Баргузинская впадина) 790 и 830 тыс. лет, а также спорово-пыльцевые спектры (Муйско-Куандинская, Баргузинская, Усть-Баргузинская котловины), указывающие на суще-

ствование умеренно-тёплых и влажных климатических условий. Толща имеет аквальное происхождение с соответствующим набором динамических параметров аккумуляции осадков.

Хубсугульская фаза тектонической активизации (600–400 тыс. лет) вызвала структурную перестройку данной территории, сопровождавшуюся прекращением вулканизма в центральной части БРЗ (Витимское плоскогорье, Тункинская впадина, Джидинский район). Очевидно, что такое, столь значимое, событие не могло не отразиться на характере развития других природных явлений, способствовавшее, в частности, проявлению третьей ингрессии байкальских вод. Высота её достигала ста метров выше современного [4]. В рельефе днищ впадин БРЗ она привела к образованию V эрозионно-аккумулятивного уровня комплексного озёрно-речного генезиса. Осадки из урочища Верхний Куйтун, продатированные РТЛ-методом (почти тот же временной диапазон – от 380 до 460 тыс. лет), отлагались в постоянных лимнических водоёмах с проточным режимом.

Последняя, тыйская фаза тектонической активизации (150–100 тыс. лет), ознаменовавшая переход к ангарскому стоку вод оз. Байкал обусловила четвертое внедрение байкальских вод во впадины, открытые к Байкалу, возникновение и удержание там неглубоких озеровидных бассейнов, в которых и был сформирован IV террасовый уровень (РТЛ подтверждение получено для Баргузинской, Нижнетуркинской и усть-селенгинской части Байкальской впадин).

Могли ли климатические условия – неоднократные эпохи потеплений и похолоданий среднего и позднего неоплейстоцена – стать первопричиной столь масштабных преобразований в Прибайкалье? Основываясь на богатом палеофлористическом материале, И. Н. Резанов [4] исключал такую возможность, как основу сценариев общерегиональных событий, хотя две стадии продолжительных оледенений северной части Прибайкалья в самаровское и тазовское время среднего неоплейстоцена приводили к образованию подпрудных ледниковых озёр в системе Муйских впадин и накоплению песков лимнического генезиса [1].

Происхождение низкого террасового комплекса межгорных впадин установлено как аллювиальное. Но в Усть-Селенгинской, Котокельской, Нижнетуркинской, Налимовской, Усть-Баргузинской впадинах, т. е. в отрицательных морфоструктурах, имеющих самые низкие гипсометрические уровни днищ на прямом контакте с оз. Байкал, в строении надпойменных террас присутствуют толщи озёрного генезиса. Одной из возможных причин их появления могли быть кратковременные поднятия уровня вод Байкала с последующей их ингрессией, не исключено, и внешнего характера, что указывает на одни и те же неотектонические и палеоклиматические факторы седиментогенеза.

Следовательно, большие по мощности алевроитово-псаммитовые осадки, слагающие комплекс террасовых уровней и получившие повсеместное развитие во всех рифтовых впадинах, имеют аквальный характер седиментации. Структурно-текстурные свойства осадочных пород позволяют подразделить их на две основные толщи, коррелируемые с этапами образования высоких террасовых уровней и низких надпойменных террас. Высокие террасовые уровни (VII–IV, время накопления: эоплейстоцен – конец среднего плейстоцена) комплексного флювиально-лимнического генезиса формировались главным образом по констративному типу в обстановках устойчивого подпора рек с возникновением и длительным существованием неглубоких проточных стационарных озеровидных объектов в днищах впадин. Позднеплейстоценовое осадкообразование низкого террасового комплекса (III–I уровни) характеризовалось преобладанием речных условий седиментации – в разрезах преобладают русловые и, как правило, венчающие их пойменные фации перстративной фазы аккумуляции, примерно равные нормальным мощностям аллювия.

Причинами, побудившими доминирование водного происхождения осадочных толщ высокого террасового комплекса, явились неоднократные ингрессии вод Байкала (не менее 4 эпизодов) в речные долины байкальского направления стока на фоне охвативших Прибайкалье дифференцированных тектонических движений 4 фаз активизации – раннеприморской

(1,3–1,1 млн лет), позднеприморской (800–600 тыс. лет), хубсугульской (600–400 тыс. лет) и туйской (150–100 тыс. лет). В позднем неоплейстоцене спуск ингрессионных вод завершился практически повсеместно, впадины стали суходольными, что подтверждается формированием низких террас. Для котловин, открытых к Байкалу, имеются отдельные толщи лимнического генезиса, связанные с возможными кратковременными поднятиями уровня его вод или существованием реликтовых озёр – остатков крупных среднелепистоценовых водоёмов.

Библиографические ссылки

1. Базаров Д.-Д. Б., Будаев Р. Ц., Дергаусова М. И., Ихметхенов А. Б., Резанов И. Н., Резанова В. П., Савинова В. В. Геоморфология Северного Прибайкалья и Станового нагорья. М.: Наука, 1981.
2. Коломиец В. Л. Седиментогенез плейстоценового аквального комплекса и условия формирования нерудного сырья суходольных впадин Байкальской рифтовой зоны: автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2010. 18 с.
3. Коломиец В. Л. Реконструкции параметров палеопотоков по ископаемым осадкам // Вестн. Бурят. ун-та. Сер. 3: география, геология. 1998. Вып. 2. С. 92–100.
4. Резанов И. Н. Кайнозойские отложения и морфоструктура Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1988.
5. Шарпов И. П. Применение математической статистики в геологии. М.: Недра, 1965.
6. Шванов В. Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л.: Недра, 1969.

УДК 550.8.052.77:552.5(470)

ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКИЙ СОСТАВ И МАГНИТНАЯ ВОСПРИИМЧИВОСТЬ ОТЛОЖЕНИЙ 6–8-МЕТРОВОЙ ТЕРРАСЫ р. ИРБА

Г. Ю. Ямских, Э. В. Маады, Д. Е. Макаруч

Сибирский федеральный университет, Институт экологии и географии, Свободный пр. 79, 660041 Красноярск, Российская Федерация; yamskikh@mail.ru

Установлено, что толща осадков 6–8-метровой террасы р. Ирба формировалась в различных гидролого-климатических условиях. Нижние горизонты представлены русловым аллювием. Средние горизонты отложений (1,0–6,6 м) сложены песками и супесями (с прослоями суглинков в толще песков), что указывает на формирование отложений при неравномерном гидрологическом режиме. Верхний метровый горизонт представляют пылеватые суглинки и супеси, что свидетельствует о формировании осадков в условиях медленного поверхностного водотока или периодического иссушения и переевания отложений на поверхности террасы.

Ключевые слова: гранулометрический состав; магнитная восприимчивость; река Ирба

Река Ирба является правым притоком второго порядка р. Енисей и расположена территории Южно-Минусинской котловины. Разрез «Курагино» – 6–8 метровой террасы был заложён в Курагинском р-не Красноярского края в 1 км северо-восточнее пос. Курагино: 53°54' с. ш., 92°46' в. д. (рис. 1). Изучение отложений основывалось на применении общепринятых стандартных методов: определение гранулометрического состава (комбинированным способом) магнитной восприимчивости, pH, гигроскопической влажности [1–3]. Измерения магнитной восприимчивости (χ , 10^{-5} ед. СИ) отложений производились с помощью каппаметра КТ-5. Магнитная восприимчивость большинства горных пород определяется, прежде всего, присутствием и процентным содержанием ферромагнитных минералов (магнетита и титаномагнетита) [4].