

КАЗАЧИНСКАЯ ЛОКАЛЬНАЯ ДЕНУДАЦИОННАЯ КОТЛОВИНА

Г.Г. Русанов

ОСП «Горно-Алтайская экспедиция» АО «Сибирское ПГО», с. Малоенисейское

В предгорно-низкогорной части бассейна реки Чарыш известно несколько хорошо выраженных в рельефе локальных денудационных котловин, приуроченных к крупным интрузивным массивам [Русанов, 2013, 2014, 2016; Русанов и др., 2016]. Одна из таких котловин – Казачинская – находится на широком уплощённом пенепленезированном водоразделе рек Сидоровка (бассейн Локтевки) и Суетка (бассейн Чарыша). Данный водораздел сложен верхнедевонскими среднезернистыми биотит-роговообманковыми гранодиоритами Колыванского массива усть-беловского комплекса [Селин и др., 2014]. К северо-западной периферии этого массива в 5 км юго-западнее села Суетка и приурочена Казачинская котловина, днище которой находится на абсолютной высоте 540 м. Она ориентирована в северо-восточном направлении, имеет овальную чашеобразную форму длиной до 1 км и шириной от 0,3 до 0,6 км. Склоны её высотой от 20 до 50 м над днищем длинные, преимущественно пологие, реже средней крутизны, покрыты лесом (рис. 1), и только склон юго-западной экспозиции остепнённый. С северо-востока она ограничена высокоустойчивыми к выветриванию и денудации экзоконтактовыми роговиками.



Рис. 1. Казачинское озеро в денудационной котловине. Фото З.В. Русановой.

Плоское днище котловины, выполненное толщей озёрно-болотных отложений неустойчивой мощности, до сих пор частично занято Казачинским озером овальной в плане блюдцеобразной формы размером 0,35 x 0,25 км, также ориентированным в северо-восточном направлении (рис. 1). Известно оно и под другим названием – озеро Казачка, являющееся памятником природы Алтайского края [Красная книга..., 2009]. Помимо талых и атмосферных вод озеро имеет родниковое питание, а его максимальная глубина местами достигает 4 м [Красная книга..., 2009]. Из него, прорезая экзоконтактовые роговики, вытекает ручей Казачка – верхний правый приток Суетки. Это одна из немногих локальных денудационных котловин, в которой до настоящего времени сохранилось озеро.

К сожалению, озёрные отложения, выполняющие днище Казачинской котловины, до сих пор остаются неизученными. Шурфами и скважинами они не вскрывались. Их мощность, вещественный состав, строение, возраст и условия накопления неизвестны, а потому выполнить какие-либо палеорекострукции, обоснованные фактическим материалом, не представляется возможным. В 2003 году в юго-западной части котловины на плоском осу-

шённом днище эти отложения нам удалось вскрыть закопашкой лишь до глубины 1 м. Здесь они представлены плотными тёмно-серыми тонкослоистыми глинисто-песчаными алевролитами с примесью дресвы гранодиоритов. Пока только можно предполагать, что, по аналогии с Башчелакской, Миловановской, Калмацкой и Колыванской котловинами [Русанов, 2013, 2014, 2016; Русанов и др., 2016], полная мощность озёрных отложений здесь может достигать нескольких десятков метров.

Ещё сравнительно недавно, возможно, в позднем голоцене, озеро занимало всю котловину. По словам местного жителя, только за 40 лет (с 1963 по 2003 гг.) уровень Казачинского озера понизился не менее, чем на 1,5 м. В результате этого площадь водного зеркала сократилась примерно на 25 %, а на осушённом днище вырос берёзово-осиновый лес с возрастом деревьев не менее 30–40 лет [Русанов, 2015].

В настоящее время уровень Казачинского озера продолжает понижаться. Идёт интенсивный процесс его заболачивания и заиливания, особенно в прибрежной части, куда поступает мелкозём, сносимый со склонов талыми и атмосферными водами. Этому в немалой степени, несмотря на запрет, способствует не только интенсивный выпас домашнего скота на его остепнённых склонах юго-западной экспозиции, уничтожающего травянистый покров и разрушающего почву [Русанов, 2015], но и использование водоёма в качестве водопоя. По крайней мере, такую картину мы наблюдали здесь ещё 10–12 лет назад. Водная поверхность этого озера уже на 60 % заросла густой водной растительностью (рис. 1).

Казачинское озеро относится к эвтрофному типу и в настоящее время в нём активно протекает процесс разложения органики и накопления органоминеральных и торфяных илов, что, в свою очередь, способствует ускорению его обмеления и зарастания. В результате родниковое питание озера может полностью прекратиться. Поэтому велика вероятность того, что этот памятник природы в недалёком будущем может просто исчезнуть [Русанов, 2015].

По результатам среднемасштабных геологических съёмок, какие-либо тектонические нарушения здесь также не установлены [Колыхалов и др., 1975; Селин и др., 2014].

Пожалуй, вышеизложенным пока и ограничиваются все сведения о Казачинском озере и Казачинской денудационной котловине, до сих пор остающихся наименее изученными.

В настоящее время на основании имеющегося фактического материала и по аналогии с Калмацкой, Миловановской и Колыванской котловинами в этой части Алтая, так же выработанными в гранодиоритах [Русанов, 2014, 2016, Русанов и др., 2016], можно предположить, что заложение, конфигурация и ориентировка Казачинской котловины были предопределены слабой денудационной устойчивостью среднезернистых биотит-роговообманковых гранодиоритов усть-беловского комплекса к механическому разрушению, химическому и биохимическому выветриванию.

Очевидно, история образования и развития этой котловины может быть точно такой же, как Колыванской и Миловановской котловин [Русанов, 2014; Русанов и др., 2016], которые находятся в 30–35 км западнее, и в общих чертах, на современном уровне изученности, может быть представлена следующим образом.

Начиная с мелового времени и вплоть до конца раннего олигоцена, в условиях умеренно тёплого и влажного климата, близкого к субтропическому, и спокойного тектонического режима, способствовавших активному развитию селективной денудации, здесь шло интенсивное механическое, химическое и биохимическое разрушение среднезернистых биотит-роговообманковых гранодиоритов Колыванского массива усть-беловского комплекса. В результате в зоне гипергенеза формировались мощные зрелые глинистые коры химического выветривания. Это корообразование проходило в обстановке кислой геохимической среды, обусловленной тёплым влажным климатом, мощными почвами и богатой растительностью. Особенно интенсивно процессы денудации и корообразования должны были протекать в ослабленных зонах первичной трещиноватости пород.

В связи с отсутствием в окрестностях Казачинского озера соответствующих отложений позднемезозойского и раннекайнозойского возраста, каких-либо определённых данных

о климате и растительности рассматриваемого района в меловое, палеоценовое, эоценовое и раннеолигоценовое время пока нет. О них можно судить лишь на основании опубликованных работ по смежным территориям предгорий Алтая и юга Западно-Сибирской равнины [Чумаков, 1965; Малолетко, 1972; Адаменко, 1974; Кулькова, Волкова, 1997; Русанов, 2009; Волкова, 2011; Зыкин, 2012;].

О ландшафтно-климатических условиях позднего олигоцена в этой части Алтая могут свидетельствовать спорово-пыльцевые комплексы, полученные из нижней части аллювиальных и озёрно-аллювиальных отложений верхнеолигоцен-нижнемиоценовой крутихинской свиты. Они вскрыты картировочными скважинами в 50–60 км северо-западнее Казачинского озера в прифасовой части Предалтайской равнины между сёлами Николаевка, Калмыцкие Мысы, Новофирсово и Кузнецово, а также в пределах предгорной холмисто-увалистой цокольной равнины в 35 км западнее и в 40 км запад-юго-западнее озера [Колыхалов и др., 1975; Селин и др., 2014].

В этих комплексах, по заключению Л.И. Ефимовой, доминирует пыльца покрытосеменных (70–77 %), среди которых выделяются разнообразные древесные широколиственные представители умеренно теплолюбивой тургайской флоры – *Quercus sparsa* Mart., *Quercus* cf. *rubra* Lim., *Fagus*, *Ulmus crassa*, *Carpinus*, *Corylus*, *Carya*, *Juglans sibirica* Vojc., *Juglans sieboldianiformis* Vojc., *Juglans polyporata* Vojc., *Castanea*, *Castanopsis*, cf. *Nothofagus*, *Acer*, *Tilia*, а также субтропической – *Nelumbo*, *Liquidambar*, *Rhus*, *Ilex*, *Nissa* – и умеренной – *Betula*, *Salix*, *Alnus*, Ericaceae. Пыльца травянистых – Gramineae, *Carex*, Cruciferae, Geraniaceae, Umbelliferae, Polygonaceae, Angiospermae. Пыльца голосеменных (18–28 %) представлена *Taxodium*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*, *Tsuga crispa* Zakl., *Tsuga canadensis* Kupr. Содержания споровых растений незначительны (2–5 %) – *Osmunda*, *Leiotriletes*, Polypodiaceae [Колыхалов и др., 1975]. В целом состав выделенных спорово-пыльцевых комплексов позволяет сделать вывод о развитии на данной территории в позднем олигоцене хвойно-широколиственных и листопадных лесов тургайского типа с участием отдельных субтропических элементов, произраставших в условиях умеренно тёплого и ещё достаточно влажного климата [Русанов, 2016].

Более конкретно о некоторых количественных климатических показателях позднего олигоцена в данном районе можно ориентировочно судить хотя бы по наличию в спорово-пыльцевых комплексах пыльцы различных видов тсуги, которая не несёт следов переотложения и, следовательно, является инситуной. Её пыльца, оседая под пологом леса, за пределы ареала воздушным путём практически не выносятся. Современный же ареал тсуги находится в районах со средними январскими температурами от 0 до -12 °С, среднегодовыми – не ниже +3 °С, и годовым количеством осадков не менее 800 мм [Безрукова и др., 1999], что как минимум на 0,9 °С и 150–300 мм выше их современных значений в окрестностях Колыванского озера [Атлас., 1978; Харламова, 2004].

Кроме того, в спорово-пыльцевых комплексах присутствуют такие термофилы, как, например, *Taxodium*, *Sequoia*, *Glyptostrobus*, *Liquidambar*, *Osmunda* и другие. В настоящее время *Sequoia* произрастает при температуре холодного месяца до -10 °С, а самого тёплого до +19,5 °С. *Glyptostrobus* распространён в Китае при зимних температурах +6 °С, среднегодовых близких к +17,7 °С и летних +30 °С. *Taxodium* (болотный кипарис) выдерживает среднегодовые температуры +13,3 °С, а самые холодные +5...+9 °С. Северный предел распространения ликвидамбара ограничен изотермой среднегодовых температур +11...+13 °С. Папоротник *Osmunda* (чистоуст) весьма теплолюбивое растение, обитает при среднегодовых температурах +12...+14 °С, среднелетних +19...+21 °С, средnezимних не ниже +2 °С, среднегодовом количестве осадков не ниже 1600 мм/год [Волкова, 2011]. Хотя, конечно, и не исключено, что январские температуры временами могли на короткий срок опускаться и несколько ниже 0 °С.

Такой вывод хорошо согласуется с данными о том, что в позднем олигоцене не только на юге, но и в центральной части Западной Сибири климат был умеренно тёплым и влажным с годовым количеством осадков 800–900 мм, а растительность была близка к канадско-

аппалачским хвойно-широколиственным лесам с элементами субтропических растений [Кулькова, Волкова, 1997].

С начала позднего олигоцена район вовлекается в слабое устойчивое тектоническое воздымание, продолжавшееся до конца раннего миоцена. С этого времени начинается размыв и денудация глинистых кор выветривания. Происходит заложение древних, ныне погребённых, долин и их заполнение осадками крутихинской свиты, представляющими собой продукты размыва и переотложения кор выветривания.

Оформление собственно Казачинской котловины в основном происходило позднее в условиях тектонической стабилизации и резкого изменения климата в сторону континентальности и аридизации, очевидно, с конца раннего и до середины позднего миоцена, то есть примерно на протяжении 8,5 млн лет. При этом с конца среднего миоцена относительная тектоническая стабилизация предгорий Алтая сменяется их устойчивым опусканием, которое продолжалось вплоть до конца миоцена [Русанов, 2009].

На протяжении этого времени средние температуры января изменялись от +4 до +8 °С, а июля составляли +26...+28 °С. Годовое количество осадков на юге Западной Сибири с 250 мм в начале позднего миоцена сократилось до 100–150 мм в конце павлодарского времени [Кулькова, Волкова, 1997; Волкова, 2011; Зыкин, 2012]. Вторая половина позднего миоцена (позднепавлодарское время) на юге Западной Сибири – эпоха сильнейшей аридизации климата, формирования денудационных поверхностей, дефляционных котловин и деградации речной сети [Зыкин, 2012]. В это время речной сток мог сократиться в 8–10 раз, по сравнению с поздним олигоценом [Сладкопепцев, 1977], а возможно, и полностью прекратиться на реках низких порядков.

Химически зрелые глинистые коры выветривания в основном свободны, как от легкорастворимых солей, так и от карбонатов, особенно развивающиеся по интрузивным породам. Однако длительное время, начиная со второй половины среднего миоцена и, возможно, до конца эоплейстоцена, в условиях степного, а позднее сухостепного ландшафта под воздействием аридно-семиаридного эпигенеза в условиях умеренно тёплого климата, происходило поверхностное засоление и обизвествление коры выветривания [Николаев, 1999]. Это длительное поверхностное засоление глинистых кор химического выветривания способствовало формированию на них пухлых солончаков, которые разрыхляли глинистый материал, подготавливая его к лёгкому выносу ветром. Такая солончаковая дефляция многими исследователями рассматривается как единственно реальный процесс, способный выбросить из замкнутых котловин значительные массы рыхлого материала, в том числе и глинистого [Николаев, 1999].

Поэтому интенсивная ветровая дефляция, в течение длительного времени проявлявшаяся в сочетании с поверхностным засолением, мелкоструйчатым делювиальным смывом и размывом [Николаев, 1999], почти полностью уничтожила коры выветривания и сформировала вытянутую Казачинскую депрессию, ориентировка которой близка к направлению господствующих юго-западных ветров.

Позднее, в неоплейстоцене – периоде частых и глубоких изменений климата, неоднократные похолодания и увлажнения сменялись его потеплениями и иссушениями. По-видимому, уже в раннем неоплейстоцене котловина превращается в озёрный водоём, существующий до настоящего времени. При этом можно предположить, что на протяжении всего времени существования водоёма гидрологический режим его неоднократно менялся. В периоды похолоданий и увлажнений климата сток в озеро увеличивался, уровень его повышался. В периоды потеплений и иссушений климата, когда сток в озеро был минимальным или практически совсем прекращался, уровень его понижался, и оно становилось бессточным.

Литература

Адаменко О.М. Мезозой и кайнозой Степного Алтая. – Новосибирск: Наука, 1974. – 168 с.
Атлас Алтайского края. – М. – Барнаул: ГУГК, 1978, т. 1. – 222 с.

Безрукова Е.В., Кулагина Н.В., Летунова П.П., Шестакова О.Н. Направленность изменений растительности и климата Байкальского региона за последние 5 миллионов лет (по данным палинологического исследования осадков озера Байкал) // Геология и геофизика, 1999, т. 40, № 5, с. 739–749.

Волкова В.С. Стратиграфия и тренд палеотемператур в палеогене и неогене Западной Сибири (по данным палинологии) // Геология и геофизика, 2011, т. 52, № 7, с. 906–915.

Зыкин В.С. Стратиграфия и эволюция природной среды и климата в позднем кайнозое юга Западной Сибири. – Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО», 2012. – 487 с.

Колыхалов Ю.М., Важенин В.А., Николаев С.В., Владимиров С.М., Николаева Н.В., Колыхалова Н.Д. Материалы к Государственной геологической и гидрогеологической картам СССР масштаба 1:200000. Геологическое строение, гидрогеология и полезные ископаемые листа М-44-V // Окончательный отчёт Чарышской партии за 1970–75 гг. – Новокузнецк, 1975.

Красная книга Алтайского края. Особо охраняемые природные территории / Андреева И.В., Балашова В.А., Барышникова О.Н. и др. – Барнаул, 2009. – 284 с.

Кулькова И.А., Волкова В.С. Ландшафты и климат Западной Сибири в палеогене и неогене // Геология и геофизика, 1997, т. 38, № 3, с. 581–595.

Малолетко А.М. Палеогеография предальтайской части Западной Сибири в мезозое и кайнозое. – Томск: Изд-во ТГУ, 1972. – 228 с.

Николаев В.А. Ландшафты азиатских степей. – М.: Изд-во МГУ, 1999. – 288 с.

Русанов Г.Г. Западные предгорья Алтая в мезозое и кайнозое. – Бийск: ГОУ ВПО БПГУ, 2009. – 142 с.

Русанов Г.Г. Башцелакская котловина Северо-Западного Алтая // Алтай: экология и природопользование. Труды XII росс.-монгол. науч. конф. – Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2013. – С. 161–164.

Русанов Г.Г. Миловановская котловина в предгорьях Северо-Западного Алтая // Бюлл. Природные ресурсы Горного Алтая, 2014, № 1–2, с. 29–31.

Русанов Г.Г. Тенденция эволюции современных озёр в предгорно-низкогорной части Северного Алтая // Алтай: экология и природопользование. Труды XIV росс.-монгол. науч. конф. – Бийск: ФГБОУ ВПО «АГАО», 2015. – С. 24–29.

Русанов Г.Г. Трусовский интрузивный массив – отрицательная кольцевая морфоструктура // Алтай: экология и природопользование. Труды XV росс.-монгол. науч. конф. – Бийск: ФГБОУ ВО «АГППУ», 2016. – С. 129–133.

Русанов Г.Г., Важов С.В., Бахтин Р.Ф. Колыванское озеро: происхождение, геоморфология, экология. – Бийск: АГППУ им. В.М. Шукшина, 2016. – 168 с.

Селин П.Ф., Туркин Ю.А., Русанов Г.Г., Карабицина Л.П., Смороков Ю.А., Волганкина Л.В. Геологический отчёт о результатах работ по объекту «ГДП-200 листа М-44-V (Курьинская площадь)» за 2012–2014 гг. – Малоенсейское, 2014. Гос. регистр. № 01-12-99.

Сладкопечевцев С.А. Новейший этап развития речных долин. – М.: Недра, 1977. – 200 с.

Харламова Н.Ф. Климатическая характеристика территории проектируемого природного парка «Горная Колывань» в Алтайском крае // География и природопользование Сибири. – Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2004, вып. 7. – С. 234–254.

Чумаков И.С. Кайнозой Рудного Алтая. – М., Наука, 1965. – 222 с.