

Платонов А.Н., Санин В.Н., Шавров Г.Н. Тонко вкрапленное золото Кузбасса // Золото Сибири: геология, геохимия, технология, экономика: Труды Второго Международного симпозиума. Красноярск, 2001. С. 225–227.

Потапов А.А. Прогнозные ресурсы золота в корях выветривания Синоухинского рудного поля в Горном Алтае // Проблемы золотонности Южной Сибири. Новокузнецк, 2001. С. 104–108.

Потапов А.А., Сыроватский В.В., Гладков Н.А., Кружельный Н.М. Ресурсы золота в корях выветривания Тельбесского района (Кузнецкий Алатау) // Проблемы золотонности Южной Сибири. Новокузнецк, 2001. С. 109–112.

Стрелков В.Н., Романенко В.В. Перспективы Синоухинского золоторудного месторождения // Новое в геологии и геофизике Алтая. Новосибирск, 1972. С. 11–12.

Швецов А.В. Детальная разведка россыпи р. Сия: Отчет Сийской партии о результатах поисковых работ на россыпное золото и детальной разведки р. Сии, проведенной в 1989–1993 гг. в северо-восточной части Алтая. Кемерово, 1993.

Щербаков Ю.Г. Некоторые закономерности золотоорудения на Синоухинском месторождении // Геология и геофизика. 1961. № 2. С. 16–30.

Цыкин Р.А. Условия формирования полезных ископаемых в карстовых депрессиях Южной Сибири // Полезные ископаемые Средней Сибири. Красноярск, 1974. С. 19–25.

Цытин Р.А. Карст Сибири. Красноярск, 1990. 153 с.

Н.Н. Михайлов

Алтайский государственный университет, г. Барнаул, Россия

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОЕ ОЛЕДЕНЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ

Под Монгольским Алтаем понимается обширная и сложно построенная горная страна, охватывающая западную часть Монголии, между Котловиной Больших Озер и Джунгарской котловиной. В целом вся Монголо-Алтайская или Алтайская горная область (в понимании Э. Мурзаева и др.) представляет собой своеобразный «факел», рукоятку которого составляет Монгольский Алтай, а сам «факел» представлен Русским Алтаем.

Проблемы древнего оледенения этого района неоднократно затрагивались исследователями (Сапожников В.В., 1911; Иванов А.Х., 1949, 1953; Мурзаев Э.М., 1952; Кузнецов Н.Т., 1955; Девяткин Е.В., Мурзаева В.Э., 1971, 1982; Девяткин Е.В., 1981 и др.). Авторами в ряде работ по Монгольскому Алтаю указывалось на неодинаковый характер рельефа разновозрастных морен (Иванов А.Х., 1949; Девяткин Е.В., Мурзаева В.Э., 1979; Девяткин Е.В., 1981; Поздний кайнозой Монголии, 1989).

Различная степень сохранности моренного рельефа позволила исследователям подойти к определению относительного возраста оледенений Монголии и в целом распространить этот подход на Алтае-Саянскую горную область. При этом активно использовалась несколько видоизмененная методика С. Портера (1970).

Результатом такой работы стало выделение в Монгольском Алтае морен двух-трех генераций. Е.В. Девяткин и В.Э. Мурзаева (1979; 1982) установили существование на северо-западе Монголии, в Монгольском Алтае, крупных ледников в позднем плейстоцене. В Верхнекобдинской котловине ледники формировали ледоём. В.П. Галахов и А.Г. Редькин (2001) на основании изучения топографических крат и расчетов подтвердили наличие этого ледоёма.

Наши исследования показали, что достаточно крупные ледники образовывали Хотон-Хурганский ледоём в первой половине позднего плейстоцена, во время первого позднеплейстоценового оледенения. В это время ледники, вытекавшие из горных долин Пограничного хребта и ледниковых шапок-массивов, заполнили большую часть котловины. Максимальная длина этого ледника превышала 100 км, при ширине 20–35 км. Мощность льда, восстановленная по боковым моренным грядам, достигала на самом северо-западе котловины 500–600 м. Постепенно мощность уменьшалась до 400 м ближе к центральной части котловины. При этом льдом заполнялись небольшие второстепенные котловины, и лед из них бифуркировал в соседние долины. Так, котловина Ут-Хойтун-Гол заполнялась льдом и давала приток не только в Хотон-Хурганский ледоём, но и выбрасывала лед в долины притоков р. Могойтын-Гол в восточном направлении.

На восточной оконечности озера Хурган мощность ледоёма уменьшалась до 100–150 м и здесь основным направлением стока льда было восточное. Ледоём заканчивался двумя основными язы-

ками: один из которых выходил по долине р. Кобдо и упирался в ее узкую часть, другой – западнее, выходил в сторону котловины озера Онхотын-Нур и долины р. Могойтын-Гол. Оба языка заканчивались на высоте 2100 м. Ниже ледниковых комплексов в долинах рек Кобдо-Гол и Могойтын-Гол сформировались серии зандровых террас (до 5). Максимальные имеют относительную высоту 35–40 м.

Даянский ледоём имел самостоятельное значение и был меньше Хотон-Хурганского. Ледники стекались в эту часть котловины с массивов Ундэр-Хайрхан-Ула (3914 м), Ирмэгтийн-Ула (3211 м), Холагаш-Ула (3571 м), Бету-Даба-Ула (3428 м). Ледоём распространялся до высот 2200–2250 м и в виде выводных ледников как на север, в сторону долины р. Кобдо, так и на юг и юго-восток, в сторону долины р. Бонгийын-Гол. Причём Хотон-Хурганский ледоём не соединялся с Даянским, между ними существовало безледное пространство, занимавшееся небольшим озерным бассейном, периодически спускавшимся.

Морены более молодого позднеплейстоценового оледенения в Верхнекобдинской котловине имеют лучшую выраженность и формируют систему конечно-моренных комплексов, большая часть которых располагается в долинах. Однако наиболее древние из них выходят непосредственно в котловину и формируют моренный ландшафт, окружающий озера Хотон и Хурган.

Судя по распространению отложений этого последнего оледенения лед не занимал полностью всю котловину. Хотя в отдельных случаях языки ледников объединялись и формировали ширококонечные ледники подножий. Судя по боковым моренам, мощность ледников вблизи их концов не превышала 100–150 м.

Ледники второго позднеплейстоценового оледенения доходили до высот 2100–2150 м и были преимущественно представлены сложно-долинными и дендритовыми типами. В долине р. Арашан ледник последнего оледенения опускался до высоты 2160–2200 м, где образовался мощный конечно-моренный комплекс. В соседней долине р. Цаган-Ус (Аксу) последний ледник доходил до высоты 2160 м, а в долине р. Хара-Салагийн-Гол – до высоты 2140–2160 м.

Троговой характер долины р. Цаган-Ус сохраняется до ее выхода в Верхнекобдинскую котловину. Ниже современного конечно-моренного комплекса (абсолютная высота подножья 2520 м)

зафиксировано 4 морены на высотах 2300, 2190, 2150 и 2130 м. Два верхних конечно-моренных комплекса, расположенные на расстоянии 12 и 18 км от современных ледников, по своему строению напоминают современную морену, т.е. имеются боковые валы, опускающиеся к днищу долины, где конечный вал либо отсутствует, либо представлен фрагментами. Это характерная особенность многих конечно-моренных комплексов этой части Монгольского Алтая, связанная с небольшой мощностью ледниковых отложений. Из-под ледниковых осадков на бортах и днище долин часто выходят сглаженные коренные породы. Конечные морены практически отсутствуют и представлены невысокими валами.

Хорошо выраженный в рельефе долины конечно-моренный комплекс располагается в 24 км от ледника Козлова на высоте 2150 м. В отличие от других комплексов здесь боковые морены не только представлены моренной «присыпкой» на склонах долины, но и формируют на днище долины холмисто-западинный ледниковый рельеф, протягивающийся на 2,5 км вверх по долине. Конечный вал представлен холмами и валом морены высотой до 20–25 м.

В нижней части долины р. Цаган-Ус до ее слияния с р. Аржан фиксируются четыре ригельно-тектонические ступени, имеющие относительную высоту 30–50 м. Скальные породы ригелей сглажены древним ледником. С одним из них связан конечно-моренный комплекс (абсолютная высота подножья 2120–2130 м). Сохранился левый боковой вал, переходящий в конечную морену. Ригельная ступень, закрывающая вход в долину, прорезана эрозией и образует небольшое скальное ущелье глубиной до 20 м.

После слияния с Аржаном река Цаган-Ус вступает в пределы северо-западной оконечности Верхнекобдинской котловины. Следы ледниковой деятельности встречаются повсеместно. Однако преимущественно они сохранились на склонах котловины, на склонах и поверхности останцов коренных пород, где представлены развалами эрратических валунов, штрихованной и сглаженной поверхностью коренных пород и относятся преимущественно к первому позднеплейстоценовому оледенению.

Севернее в долине р. Цаган-Гол во время первого позднеплейстоценового оледенения также сформировался крупный ледниковый комплекс. Максимальная длина этого ледника достигала 65 км и он доходил до абсолютных отметок 2050–2100 м.

Долину р. Цаган-Гол можно разделить на два участка: нижний, расширенный участок долины в интервале высот 2200–1880 м и верхний, представляющий обычную более узкую горную долину шириной 0,5–1 км. Нижний участок – это широкая долина, достигающая в отдельных местах ширины 5–6 км, а по мере приближения к долине р. Кобдо – 10–12 км. Более узкая часть этого участка долины от устья руч. Музды-Булак (левый приток Цаган-Гола) и до высоты 2100 м (до слияния рек Цаган-Гол и Их-Хатугийн-Гол) заполнена ледниковыми отложениями первого позднеплейстоценового оледенения, формирующими древние волнистые равнинные пространства в пологой долине.

На верхнем участке долины зафиксированы стадияльные конечно-моренные комплексы, очевидно, характеризующие процесс деградации второго позднеплейстоценового оледенения. Для этого времени характерны классические конечно-моренные комплексы, представленные валами боковых морен и более или менее мощным конечным валом. Часто боковые валы оказываются перекрытыми склоновыми отложениями (отложениями обвалов, осыпей, иногда каменных глетчеров). Эти комплексы фиксируются на высоте 2260 м в 2 км ниже устья крупного правого притока Цаган-Гола – р. Налиа-Гол, на высоте 2280 м, сразу ниже устья правого притока р. Налиа-Гол.

Долина р. Цаган-Гол выше устья Налиа-Гол начинает сужаться до 1 км. Борта долины при этом поднимаются над днищем на относительную высоту 1000–1200 м, достигая абсолютных отметок 3300–3400 м и более. Днище долины полого поднимается в сторону осевой линии хребта Монгольский Алтай. В прибортовых частях долины хорошо выражены боковые валы морен, которые и здесь в ряде мест оказываются перекрытыми языками каменных глетчеров (например, на склонах массива г. Шивет-Хайрхан, на правобережье Цаган-Гола). Само днище долины заполнено ледниковыми и флювиогляциальными осадками, образующими холмисто-западинный ландшафт с фрагментами зандровых террасовых уровней. Боковые морены встречаются здесь повсеместно.

Следующий конечно-моренный комплекс хорошей сохранности располагается на высоте 2460–2480 м. Он лежит выше небольшого правого притока Цаган-Гола, берущего начало от ледника №26 в 13,2 км от ледника Потанина. Он также представлен валом конечной морены, левой боковой мореной и правой, которая

являлась одновременно срединной мореной в период формирования ледника в это время. Выше этой морены в 2 км на высоте 2520 м сформирован еще один ледниковый комплекс, имеющий несколько иную конфигурацию. Поскольку в верховьях долины Цаган-Гола формировался сложно-долинный ледник с главными притоками, расположенными по правому борту основной долины, то здесь образовалась мощная боковая морена по левому борту, переходящая в менее мощный вал конечной морены. Морена правого борта практически не выражена.

В этой части долины отмечено несколько характерных особенностей. Во-первых, река Цаган-Гол и ее притоки здесь врезались в коренное дно на глубину 10–15 м. Во-вторых, днище долины покрыто маломощным чехлом донной морены. В-третьих, лишь кое-где в долине встречаются небольшие валы и холмы морены, но они преимущественно сформировались вблизи левого борта. Во многих местах долина заболочена, что связано с наличием многолетнемерзлых грунтов.

Современные (наиболее молодые) конечно-моренные комплексы располагаются вблизи ледников и отличаются значительными размерами и достаточной мощностью отложений. Так, морена ледника Потанина (совмещенная с мореной ледника Александры) располагается на высоте 2850 м. Она представляет собой подковообразную систему валов высотой 20–35 м, сложенную светло-серым валунным материалом. Морена ледника Потанина состоит из 4–5 малых валов, отражающих процесс деградации ледника.

Литература

Галахов В.П., Редькин А.Г. Современное и древнее оледенение горного узла Табын-Богдо-Ула // География и природопользование Сибири. Барнаул: Изд-во Алт. ун-та, 2001. Вып. 4. С. 153–175.

Девяткин Е.В., Мурзаева В.Э. Опыт расчленения морен по комплексу литолого-геоморфологических признаков (на примере Монгольского Алтая) // Изв. ВГО. 1979. Т. 111. Вып. 4. С. 342–348.

Девяткин Е.В., Мурзаева В.Э. Плейстоценовые оледенения Монгольского Алтая // Материалы гляциологических исследований Хроника, обсуждения. 1982. №45. С. 84–90.

Девяткин Е.В., Мурзаева В.Э., Малаева Е.М. Палеогеография ледникового времени в Монголии // Гляциология Алтая. 1981. №15. С. 54–59.

Иванов А.Х. Об оледенениях северо-восточной части Монгольского Алтая // Труды Монгольской комиссии АН СССР. М.; Л.: Изд. АН СССР, 1949. Вып. 38. С. 29–40.

Иванов А.Х. Геология и полезные ископаемые Кобдосского района Монгольского Алтая // Труды Монгольской комиссии АН СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1953. Вып. 2.

Кузнецов Н.Т. Древнее оледенение Монгольского Алтая: Об одном предположении академика В.А. Обручева // Вопросы геологии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. Т. 2.

Мурзаев Э.М. Монгольская Народная Республика: Физико-географическое описание. М.: Географгиз, 1952.

Поздний кайнозой Монголии (стратиграфия и палеогеография) // Труды совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции. Вып. 47. М.: Наука, 1989. 213 с.

Сапожников В.В. Монгольский Алтай в истоках Иртыша и Кобдо. Томск, 1911. 408 с.

Porter S. Quaternary glacial record in Swat Kohistan, West Pakistan // Geol. Soc. Amer. Bull. Vol. 81. 1970. P. 1421–1446.

В.И. Мысливец

Московский государственный университет, Россия

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ УРОВНИ КАК КОМПОНЕНТ СТРУКТУРЫ ПЛАНЕТАРНОЙ МОРФОСИСТЕМЫ ЗЕМЛИ

Понятие «морфогенез» можно определить как деформацию поверхности литосферы в ходе перемещения ее вещества. Этот процесс является функцией геоморфологических систем разного иерархического ранга. Самую верхнюю ступень среди них занимает планетарная морфосистема Земли, функцией которой является глобальный морфогенез. Задачи изучения этой системы включают определение ее границ, состава, структуры, функционирования, динамики, прогнозирования (Мысливец В.И., 2000). Среди разных видов структуры важное место занимает пространственная структура – как латеральная (горизонтальная), так и радиальная (вертикальная). Латеральная структура определяет положение областей денудации, аккумуляции, потоков вещества литосферы, участвующих в морфогенезе. Радиальная, или вертикальная, структура отражает специфику отдельных рельефообразующих процессов, дей-