

УДК 551.891(235.222)

В.А. Ульянов¹, Н.А. Кулик²¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Воробьевы горы, Москва, 119992, Россия

E-mail: vladul@front.ru

²Институт археологии и этнографии СО РАН

пр. Академика Лаврентьева, 17, Новосибирск, 630090, Россия

E-mail: kulik@archaeology.nsc.ru

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ РАННЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ КАРАМА*

Введение

Многослойная раннепалеолитическая стоянка Карамы расположена в Северо-Западном Алтае, на левом борту долины Ануя в его верхнем течении, приблизительно в 3 км выше устья р. Карамы и в 150 м ниже устья ручья Каменного. Долина Ануя в районе стоянки имеет близкий к теснинообразному асимметричный поперечный профиль (рис. 1, А). Ее правый борт сложен силурийскими мраморизованными известняками и метаморфизованными песчаниками. Уклоны в среднем варьируют от 25 до 35° с отдельными участками отвесных склонов. Левый борт долины более пологий, с уклонами от 10 до 20°. Профиль склона ступенчатый. На относительных высотах более 100 м над современным урезом Ануя ступенчатость связана с наличием эрозионных останцов – фрагментов придолинных поверхностей выравнивания, соответствующих древним уровням прадолины предположительно эоплейстоценового возраста. В нижней части склона ступенчатый рельеф сформирован делювиально-пролювиальными отложениями разновозрастных конусов выноса логов и ручьев, впадающих в Ануя

по левому борту. Рассеченные современными малыми водотоками, они приобрели вид пологосклонных увалов.

Стоянка Карамы приурочена к осевой части пологонаклонной (10–12°) поверхности одного из террасоувалов. Последовательность седиментационных событий на этом участке долины представлена серией древних эрозионных уровней, соответствующих формированию террасовых цоколей (рис. 1, Б).

Цоколь наиболее высокого и, очевидно, наиболее древнего уровня эрозии вскрыт в 5 м выше по склону от раскопа 3 на отметке ок. 55 м над современным урезом Ануя. Соответствующие формированию этого уровня аллювиальные отложения в разрезах не зафиксированы.

Ниже по склону к первому цоколю прислоняется второй с отметкой 52 м над современным урезом Ануя (раскоп 3). Характер прислонения пока окончательно не ясен. Поскольку на вскрытых участках цоколи сложены различными породами, нельзя исключить, что гипсометрическое различие имеет литологическую, а не эрозионную обусловленность.

Цоколь третьего, более низкого уровня эрозионного вреза пока не достигнут. Раскопом 2 на нем определенно зафиксирован уровень аллювиальной аккумуляции, соответствующий формированию пойменной фации на высоте ок. 43 м над современным урезом Ануя.

Цоколь самого низкого уровня эрозионного вреза вскрыт раскопом 1 на отметке ок. 25 м над современным урезом реки. Пока не удается однозначно

* Исследование выполнено в рамках программы Президиума РАН “Происхождение и эволюция биосферы” и проекта РГНФ № 04-01-00537. Авторы выражают искреннюю признательность сотрудникам Института археологии и этнографии СО РАН А.В. Абдулмановой и И.С. Черникову за помощь при обработке фактического материала и подготовке иллюстраций.

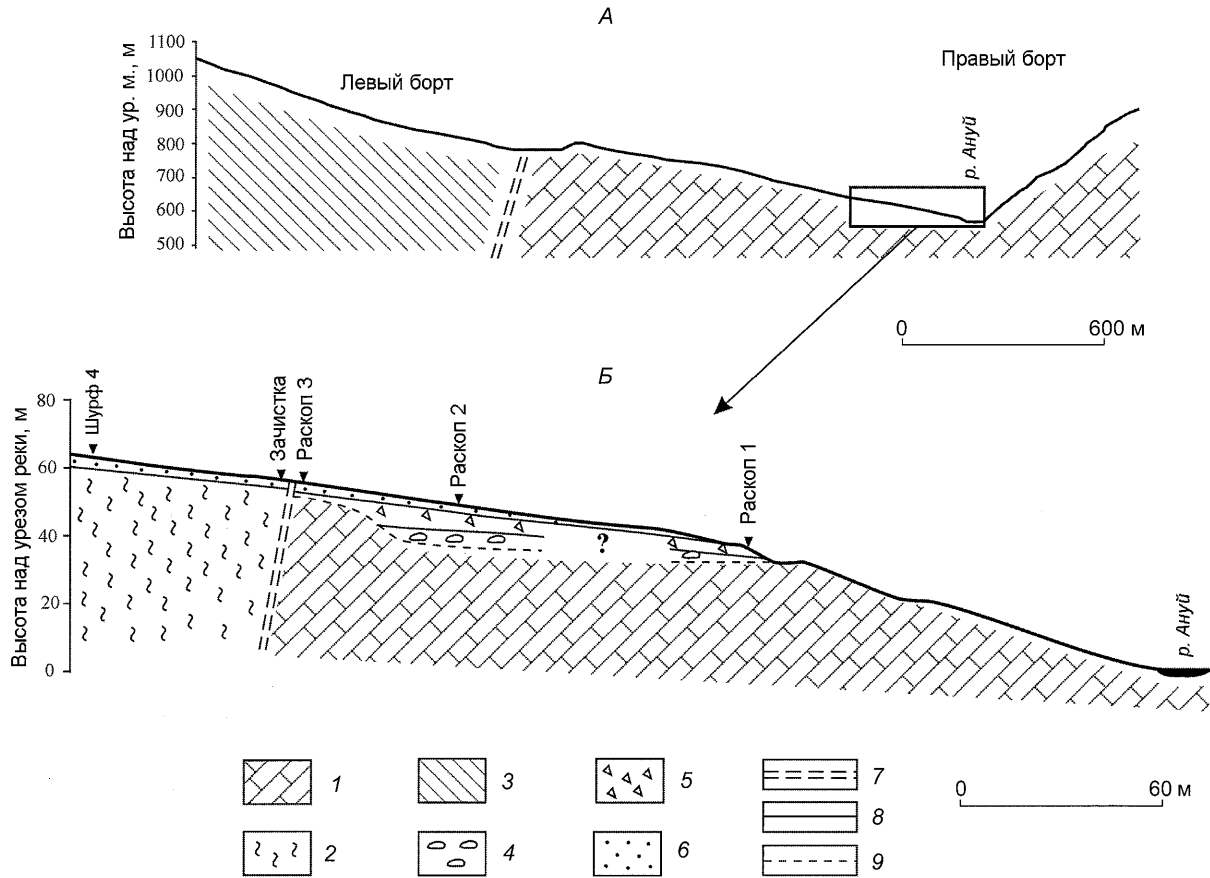


Рис. 1. Поперечный профиль долины Ануя в районе стоянки Карамы.

А – общее строение долины; Б – строение на вскрытом раскопами участке.

1 – известняки; 2 – измененный кварцевый диорит; 3 – песчаники и алевролиты-песчаники; 4 – отложения аллювиального генезиса; 5 – отложения пролювиального генезиса; 6 – лессовидные суглинки; 7 – предполагаемые тектонические дизъюнктивы; 8 – достоверные литолого-стратиграфические границы; 9 – предполагаемые.

определить его сопряженность с третьим уровнем эрозии. Возможно, формирование его произошло позднее на отдельном палеогеографическом этапе.

Литологическая характеристика отложений

Изучение рыхлых отложений стоянки Карамы проводилось с помощью серии надстраивающих друг друга раскопов и шурфов, заложенных на высотах от 32 до 64 м над современным урезом Ануя [Деревянко, Шуньков, Ульянов, 2001; Деревянко, Шуньков, Зыкин и др., 2003].

Разрез рыхлых отложений верхней части террасовала описан по раскопу 3 (рис. 2). Превышение дневной поверхности над современным урезом Ануя составляет ок. 57 м.

Слой 1. Гумусовый горизонт современной черноземовидной почвы. Представлен суглинками лессо-

видными, сильногумусированными. Структура в верхней части зернистая, в средней и нижней – крупнокомковатая, что свидетельствует об увеличенной по сравнению с типичными лессами доле глинистого материала. Текстура вертикально-трещиноватая. Включения практически отсутствуют. Очень редко встречается дресва гранитов, в приподошвенной части слоя единичны включения слабывветрелого омарганцованного гравия. Нижняя граница четкая, клиновидно-затечная. Мощность слоя 0,5–0,7 м.

Слой 2. Суглинок лессовидный, светло-палевый, с крупнокомковатой, местами столбчато-призматической структурой. Спорадически встречаются рассеянные щепнистые включения, не образующие каких-либо зон концентрации или гнезд. Проективная площадь обломков не превышает 5%. Нижняя граница достаточно четкая, подчеркивается изменением цвета заполнителя, клиновидная и волнисто-затечная. Мощность слоя 0,3–0,5 м.

Слой 3. Суглинок легкий, интенсивно окрашенный в темно-коричневые и серо-коричневые тона, слабо-одресвяненный, с отдельными нечеткими субгоризонтальными отемненными и осветленными прослоями мощностью ок. 2–3 см. Структура мелкозернистая, переходящая в пылеватую. Текстура слоеватая, плохо выраженная, фиксируется не по всему разрезу. Спорадически отмечаются включения хаотически ориентированного слабыветрелого мелкого щебня преимущественно гранитного состава, изредка – эффузивов и сланцев, а также крупного гранитного щебня. Встречаются единичные глыбы (валуны) до 0,6 м в поперечнике, выветрелые до состояния дресвы. Они ориентированы согласно простиранию слоя, как правило, частично утоплены в подстилающие отложения, наиболее крупные достигают подошвы вышележащего слоя. В подошве слоя количество обломочного материала возрастает, возможно, в результате поступления из нижележащих горизонтов. Нижняя граница слоя четкая, неровная, волнисто-затечная, местами клиновидная, проводится по увеличению количества обломочного материала, слагающего отмокту, и резкому изменению цвета заполнителя (переход к суглинкам охристо-палевым). Вероятно, формирование слоя происходило под действием преимущественно эоловой аккумуляции без существенных седиментационных перерывов на поверхности длительного экспонирования, зафиксированной щебнистой отмоктой. Слой не выдержан по простиранию, однако уверенно трассируется по всему разрезу. Мощность 0,25–0,35 м.

Слой 4. Глыбово-щебнисто-дресвянистый с легкосуглинистым заполнителем базального типа. Обломочный материал пестрого петрографического состава с очевидным преобладанием гранитов и сферолитовых эффузивов. В меньшем количестве встречаются песчаники, алевролиты, различные сланцы. Практически все гранитные разности сапролитизированы. Скопления дресвы на месте разрушенных при физическом выветривании обломков растащены склоновыми процессами. Эффузивы, как правило, выветрелые до стадии фрактолитов (разбираются на отдельные обломки). Осадочные породы также характеризуются сильной выветрелостью. В местах залегания полностью выветрившихся сланцев в заполнителе остаются линзы и гнезда ярких охристых, лимонных, зеленоватых, бурых, иногда вишневых оттенков. Заполнитель – легкий суглинок охристых и палево-охристых тонов, при высыхании белесый, пластичный, неравномерно одресвяненный. Структура рыхлая, пористая. Текстура заполнителя в разрезе линзоватая и линзовато-слоистая, местами аморфная (поперечный срез солифлюкционно-флюидальной текстуры). В кровле слоя отмечается нечетко выраженная щебнисто-дресвянистая отмокта. Возник-

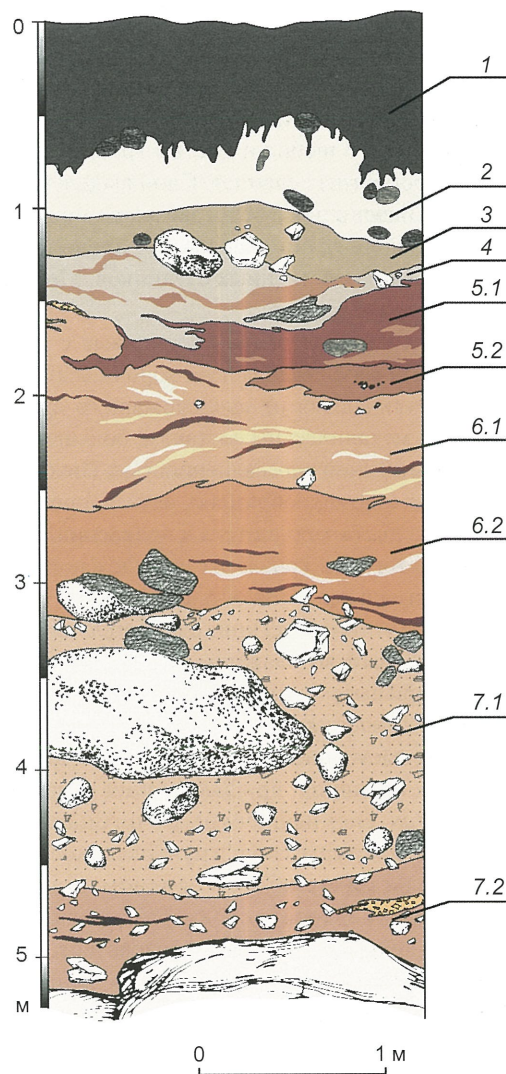


Рис. 2. Сводный разрез плейстоценовых отложений в раскопе 3 Карамы.

новение ее связано с выносом части мелкозема из межглыбового заполнителя, хотя признаки флювиального или делювиального смыва в поперечном разрезе склона отсутствуют. Нижняя граница нечеткая, условная, проводится по уменьшению количества обломочного материала и постепенному переходу к суглинкам с преобладанием красно-бурых тонов. Слой несет признаки длительного экспонирования на дневной поверхности в обстановке интенсивного физического выветривания, сопровождавшегося активной склоновой денудацией по солифлюкционному типу. Мощность слоя невыдержанная, в средней части разреза достигает 0,2 м.

Слой 5.1. Суглинок средний до тяжелого, темно-коричневый с сероватым оттенком, пластичный. Структура массивная, пелитоморфная. Текстура слоистая, сформированная отдельными, нечетко огра-

ниченными прослойками суглинков отемненных (сильногумусированных) и осветленных серовато-коричневых протяженностью 5–20 см и мощностью 1–3 см. Отмечаются отдельные хаотически ориентированные включения мелкого щебня и дресвы гранитов, эффузивов и пестроцветных сланцев. Слой выделен в виде локального линзовидного тела, зажатого между слоями 4 и 6. Нижняя граница условная, проводится по увеличению доли осветленных суглинков. Мощность слоя достигает 0,6 м.

Слой 5.2. Суглинки темно-коричневые с нечетко ограниченными прослоями палево-коричневых, одресвяненных. Отличаются от вышележащего суглинка более легким механическим составом, большей пористостью, повышенной одресвяненностью. Нижняя граница неровная (карманообразная), четкая, проводится по изменению цвета заполнителя и появлению щебнисто-дресвянистого материала из нижележащих отложений. Максимальная мощность слоя 0,3 м.

Слой 6.1. Суглинок легкий, слабоопесчаненный, рыжеватопалевоый во влажном состоянии, пепельнопалевоый при высыхании, с многочисленными линзовидными включениями суглинков средних светлопалевоых, при высыхании белесых, во влажном состоянии мылких на ощупь, при высыхании пылеватых, формирующих специфические пологонаклонные языковидные текстуры типа “грунтовых кос”, которые свидетельствуют об интенсивном склоновом смещении грунта. В кровле слоя структура становится флюидальной. Одновременно возрастает гомогенизация осадка по цвету. Амплитуды смещения грунта в кровле слоя составляют 0,1 м по вертикали и 0,4–0,5 м по латерали, а в подошве – соответственно 0,3 и ок. 0,6 м. Присутствуют единичные, спорадически рассеянные включения щебня преимущественно мелкого и среднего, пестрого петрографического состава: эффузивные породы, гранитоиды, сланцы, алевролиты, песчаники. Как правило, все обломки характеризуются очень сильной выветрелостью, вплоть до состояния гнездовидных скоплений дресвы или пестроцветного пылеватого суглинка. Частично материал из гнездовидных скоплений вовлечен в склоновое смещение, что свидетельствует о достаточно древнем возрасте отложений слоя: содержащийся в нем обломочный материал успел выветриться задолго до того, как произошла активизация склоновых процессов. Во включениях также присутствуют карбонатные новообразования в виде псевдомицелия, развитого по субвертикальным трещинам и секущего текстуры “грунтовых кос”. Это свидетельствует о стагнации склоновых процессов в современное время. Нижняя граница нечеткая, условная, проводится по изменению оттенка заполнителя (преобладают включения темно-серого и темно-коричневого суглинка). Мощность слоя достигает 0,5 м.

Слой 6.2. Суглинок, идентичный по составу вышележащему, но отличающийся наличием прослоев и линзочек суглинков коричневых, отемненных, темно-бурых (гумусированных). Возрастает количество обломочных включений мелких и средних фракций. В подошве слоя встречаются отдельные глыбы гранитоидов, как правило, выветрелые до состояния дресвы. Нижняя граница четкая, пологоволнистая, проводится по изменению гранулометрического состава и цвета заполнителя. Максимальная мощность слоя 0,7 м.

Слой 7.1. Валунно-глыбовая толща с сильноодресвяненным суглинистым заполнителем красновато-сургучных тонов. Обломки пестрого петрографического состава, однако доминируют крупнозернистые граниты. На большей части обломочного материала отмечены марганцевые новообразования в виде дендритов и пленочек, очевидно сформировавшихся после отложения осадка: на поверхности обломков не видно следов их истирания. Большая часть гранитоидов, особенно в верхней части слоя, выветрена до состояния дресвы. В мелкообломочной фракции доля хорошо окатанного материала возрастает. Отмечены единичные мелкая и средняя галька эффузивов до 2-го класса окатанности, мелкая галька расланцованных осадочных пород 2–3-го класса окатанности, выветрелая до состояния дресвы или пестроцветного алевролитистоглинистого цемента. В среднем проективная площадь галечно-гравийного материала, очевидно прошедшего стадию аллювиального транзита, составляет ок. 10–20 %. В подошве количество окатанной мелкой гальки возрастает до 30–40 % от всего обломочного материала. Мощность слоя достигает 2,5 м.

Слой 7.2. Валунно-глыбовая толща с легкосуглинистым и дресвяно-гравийным заполнителем базального типа. Структура в высохшем состоянии призматическая (кубические отдельности с гранями размером ок. 2 см). Текстура слоистая: слойки мощностью 2–5 см, с окрасом разной интенсивности (от темно-серых до красновато-бурых) и железомарганцевыми примазками. Постепенно замещается прослоем мелкогалечно-гравийного материала с заполнителем порового типа. Преобладает галька до 2-го класса окатанности. Присутствует мелкая (до 1,5 см в поперечнике) галька молочного кварца 1-го класса окатанности. Эффузивный материал, как правило, сильновыветрелый, рассыпающийся в дресву и мелкий щебень прямо при зачистке. Мощность достигает 0,5 м. Слой 7.2. заполняет рвы между крупными гребнями известнякового цоколя в днище раскопа. Азимут простирания основных трещин в известняках ок. 330°, падение юго-западное, угол падения 50–60°. Известняки светло-серые, сильнораморизованные, трещиноватые, покрыты белесой реактивной каймой мощ-

ностью в доли миллиметра. Мелкие трещины в глыбах затампированы белесым мучнистым цементом карбонатных новообразований.

Описание отложений средней части террасовала проведено по раскопу 2 (рис. 3), бровка которого находится на высоте ок. 51 м над современным урезом Ануя.

Слой 1. Гумусовый горизонт современной черноземовидной почвы. Представлен суглинками лессовидными, сильногумусированными. Структура в верхней части слоя зернистая, в средней – близкая к столбчато-призматической, в нижней – крупнокомковатая. Текстура вертикально-трещиноватая. Следов склонового смещения не фиксируется. Пораженность землероями ок. 10 %. Нижняя граница достаточно четкая, клиновидно-язычковатая. Мощность слоя падает вниз по склону в соответствии с современным уклоном дневной поверхности от 0,7 до 0,5 м.

Слой 2. Суглинок лессовидный, палевый, при высыхании белесый, пылеватый. Структура в кровле крупнокомковатая, в подошве переходит в массивную, пелитоморфную. Видна тонкая, плохо выраженная субгоризонтальная слоистость. Слойки мощностью ок. 5 мм, отемненные, с нечеткими границами, не выдержанные по простиранию и по уклону. Включения очень редкие, преимущественно связанные с биогенной активностью (дресва проникает по ходам землероев). Нижняя граница нечеткая, волнисто-язычковатая, проводится по изменению цвета заполнителя. Возникновение скрытослоистой текстуры слоя, вероятно, объясняется процессами формирования карбонатных новообразований, возникающих при сезонном промерзании тонкодисперсных карбонатных грунтов. Мощность 0,3–0,4 м.

Слой 3. Суглинок легкий, коричневато-серых тонов, пылеватый, пластичный. Механический состав достаточно однородный, к нижней части слоя возрастает оглиненность. Текстура скрытослоеватая, субгоризонтальная, фиксируется только по изменению плотности осадка при зачистке стенки. Пораженность современными кротовинами ок. 10 %. Включения практически отсутствуют, встречаются лишь древние кротовины, заполненные суглинком легким, рыхлым, сильноодресвяненным, по цвету не отличающимся от вмещающей породы. Нижняя граница четкая, ровная, выделяется по изменению цвета и механического состава нижележащего осадка. Мощность слоя 0,40–0,45 м.

Слой 4. Суглинок тяжелый, серо-коричневый, отемненный, пластичный. Очевидно, это гумусовый горизонт погребенной почвы. В неповрежденном землероями осадке присутствуют очень мелкие (до 1 мм), непрочные, спорадически рассеянные, темные включения (железомарганцевые агрегаты или углифицированные остатки?). Пораженность

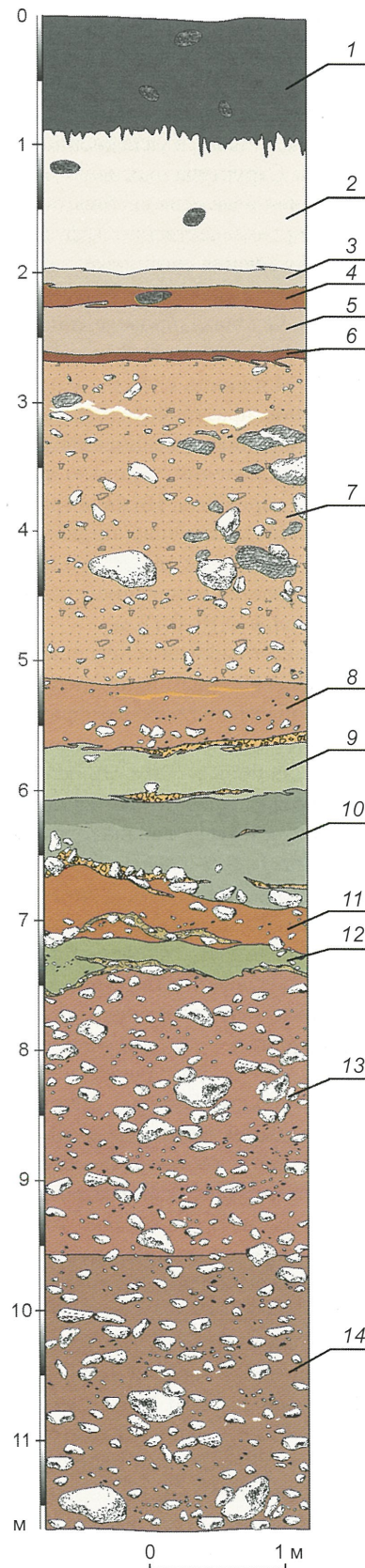


Рис. 3. Сводный разрез плейстоценовых отложений в раскопе 2 Карамы.

кратовинами ок. 15 %. Нижняя граница очень ровная, четкая, субгоризонтальная. Мощность слоя 0,15–0,2 м.

Слой 5. Суглинок средний, коричневый, однородный, плотный, пластичный, в увлажненном состоянии мылкий на ощупь. Структура массивная, пелитоморфная. Отмечены единичные мелкощепнистые острогранные включения, преимущественно эффузивов. Встречаются гнезда обогащения суглинком рыхлым, одресвяненным (вероятно, по древним кратовинам). Нижняя граница нечеткая, условная, проведена по изменению гранулометрического состава включений (возрастает дресвянистость). Мощность слоя ок. 0,3 м.

Слой 6. Суглинок, практически идентичный выше лежащему, отличающийся увеличенным содержанием дресвянистых включений, вероятно поступивших из нижележащего горизонта. Нижняя граница достаточно четкая, волнисто-затечная, проводится по резкому изменению гранулометрического состава отложений и подчеркивается изменением цвета заполнителя. Мощность слоя 0,10–0,15 м.

Слой 7. Валунно-глыбовая толща с легкосуглинстым, сильноодресвяненным заполнителем. Проективная площадь обломков глыбовой фракции составляет ок. 50 %. Валуны и глыбы в среднем 0,2–0,3 м в поперечнике (единичные – до 1 м), пестрого петрографического состава, преимущественно крупнозернистые граниты и кислые сферолитовые эффузивы. Гранитные валуны 1–2-го класса окатанности (сглажены вершины и иногда ребра), единичные мелкие валуны до 3-го класса (оглажена одна или несколько граней). Значительная часть гранитоидов подверглась интенсивному выветриванию (до состояния сапролита), особенно в верхней части слоя. Эффузивы оглажены существенно хуже – до 1-го, редко до 2-го класса – при преобладании острогранных, сильно растрескавшихся обломков. Ориентировка крупных валунов и глыб в прикровельной части слоя соответствует его залеганию, в средней – хаотическая. Материал щебнистой фракции преимущественно острогранный, ориентирован хаотически. В его составе увеличивается доля обломков эффузивов. Заполнитель порового типа, представлен суглинками легкими, красновато-коричневатых (сургучных) тонов, сильноодресвяненными, видимо за счет минеральных агрегатов из разрушившихся гранитов. В нижней части слоя встречается колотая галька до 2-го класса окатанности в основном сланцевого и алевролитового состава. Проективная площадь обломочного материала щебнистой фракции достигает 60–70 %. Почти все обломки, особенно окатанные, покрыты железомарганцевыми пленками в виде аморфных пятен и дендритов. Отсутствие механических повреждений на железомарганцевой пленке свидетельствует о ее образовании уже после формирования осадка слоя. Нижняя

граница ровная, субгоризонтальная, выделяется по цветовому переходу к нижележащим отложениям. На отдельных участках маркируется рассеянными в заполнителе железомарганцевыми новообразованиями в виде непрочных агрегатов размером 1–2 мм. Падение нижней границы слоя незначительное – до 3°. Это свидетельствует о том, что пролювиальный конус выноса, сформировавший осадок слоя, опирался на местный базис эрозии – вероятно, днище долины Ануя. Таким образом, урез реки к началу формирования слоя находился приблизительно на 45 м выше современного. Мощность хорошо выдержана и составляет ок. 2,5 м.

Слой 8. Сильноглинистый песчано-гравийно-дресвянистый материал с единичными включениями мелкой гальки. Отмечаются признаки слабой гравитационной сортировки материала в водной среде. Местами слой в кровле маркируется тонким (до 3–5 см), не выдержанным по простиранию линзоватым прослоем суглинков алевритистых, серо-зеленых, с плохо выраженной тонкой седиментационной слоистостью, обогащенных мелкими (до 1 мм) непрочными марганцевыми стяжениями. Вероятно, их накопление происходило в слабопроточной или даже водозастойной обстановке. В нижней части слоя песчаные отложения постепенно, без четкой границы замещаются массивным песчано-крупнодресвянистым осадком с включениями мелкого гравия и отдельными линзочками оглиненного песка. Очевидно, слой является фациальной разновидностью пролювиальных отложений, сформировавшихся в более спокойной, чем выше лежащий осадок, гидродинамической обстановке, вероятно, в маргинальной слабопроточной части пролювиального потока. Нижняя граница четкая, пологоволнистая, залегает практически субгоризонтально с очень незначительным падением в сторону реки, выделяется по цвету и изменению гранулометрического состава осадка. Мощность слоя 0,35–0,40 м.

Слой 9. Суглинок средний, опесчаненный и одресвяненный, серых тонов с зеленоватым оттенком и наложенными охристыми прослоями вторичного ожелезнения, плотный, с массивной структурой, с отдельными редкими включениями крупной дресвы из обломков выветрелых алевролитов и кислых сферолитовых эффузивов. Текстура горизонтально-слоистая, в верхней части – нечетко выраженная, пологая, косослоистая (по типу “грунтовых кос”). Спорадически встречаются мелкие (до 1–2 мм в поперечнике) непрочные железомарганцевые новообразования – песчаные агрегаты, связанные марганцевым цементом. В подошве слоя отмечаются темно-бурые с вишневым оттенком прослои марганцевой цементации, довольно плотные, мощностью до 1–2 см, частично разложившиеся (обохренные). Встречаются единич-

ные включения неокатанных и слабооглаженных, хаотически ориентированных обломков выветрелых сферолитовых эффузивов фракции мелкого щебня. Нижняя граница четкая, пологоволнистая, осложненная незначительными постседиментационными инволюциями, имеет слабый (3–5°) уклон вниз по склону. Мощность слоя 0,30–0,35 м.

Слой 10. Суглинок средний, местами до тяжело-го, темно-бурый, в нижней части осветленный с легким зеленоватым оттенком, плотный, массивный, мылкий на ощупь, слабоопесчаненный, с единичными включениями крупной дресвы пестрого петрографического состава: алевролиты, эффузивы, реже гранитоиды. Слой является педокомплексом, состоящим из двух хорошо выраженных погребенных почв. В подошве слоя зафиксирована линза обогащения обломочным материалом с включением отдельных глыб до 1 м в поперечнике. Некоторые гранитоиды фракции средней гальки окатаны до 3-го класса, однако аллювиальной слоистости не наблюдается, как и аллювиальной сортировки материала. Уплотненные обломки ориентированы согласно простиранию слоя. Верхняя часть глыб, как правило, заглажена сильнее, чем нижняя, что свидетельствует о ее достаточно длительном экспонировании на поверхности рельефа и этапе преобладания денудации. Нижняя граница слоя четкая, неровная, волнистая, с отдельными карманообразными и широкими клиновидными углублениями в кровле подстилающих отложений на глубину 0,1–0,15 м, выделяется по цвету и изменению гранулометрического состава осадка, подчеркивается прослоем суглинков бурых тонов. Мощность слоя колеблется от 0,6 до 0,9 м.

Слой 11. Суглинки коричневато-серые, темные, с отдельными включениями (пятнами) обохренности, средние (до тяжело-го), слабоопесчаненные и слабодресвяненны, а также суглинки легкие, коричневато-охристых (ржавых) тонов, алевритистые, сильноопесчаненные, плотные, массивные, с многочисленными спорадически рассеянными, хаотически ориентированными включениями мелкой дресвы преимущественно выветрелых эффузивов и гранитной крошки. В местах наибольшей насыщенности обломочным материалом приобретают поровый характер. В толще суглинка наблюдаются красно-бурые прослои концентрации гидроокислов железа. Подошва слоя маркируется горизонтом обогащения обломочным материалом с буровато-охристым заполнителем базального типа. Материал преимущественно крупнощебнистый и мелковалунный, представлен гранитоидами до 2–3-го класса окатанности и сильноотрециноватыми, разбирающимися на отдельные обломки сферолитовыми эффузивами с коркой поверхностного химического выветривания. Подошва слоя проводится по четко выраженному горизонту

обогащения гидроокислами железа сочной красновато-бурой окраски. Нижняя граница четкая, неровная (мелковолнистая) в соответствии с неровностью валунно-щебнистых включений. Предположительный генезис слоя – аккумуляция в окраинной части малого водоема с неустановившимся гидрологическим режимом (возможно, периодически функционирующего ручья). Мощность 0,5–0,7 м.

Слой 12. Супеси и пески сероватых, охристых и буроватых тонов, различной степени оглиненности, ожелезненные, полимиктовые (кварц, полевые шпаты, обломки эффузивов), слабослоистые, насыщенные прослоями валунно-щебнисто-дресвянистого материала. Текстура линзовато-слоистая. Текстура облекания валунов и крупной гальки практически нет, что говорит о минимальных постседиментационных подвижках и отсутствии смещения по солифлюкционно-дефлюкционному типу. Нижняя граница четкая, маркирована мощным (до 0,1 м) буроцветным горизонтом обогащения гидроокислами железа. Генезис слоя близок к фации прирусловых отмелей. Аллювиальная сортировка выражена плохо. Мощность 0,25–0,50 м.

Слой 13. Глыбово-щебнистая толща с заполнителем преимущественно порового типа с прослоями вторичного ожелезнения ржаво-охристых и бурых тонов, с включением линз песков желтовато-зеленоватых. Отмечаются отдельные прослои обогащения мелкой галькой 2–3-го класса окатанности, составляющей до 20–30 % всего обломочного материала. Местами слой обогащен песками слюдястыми, серовато-палевыми, отемненными, иногда хорошо отмытыми, но несортированными. Явные признаки русловой слоистости отсутствуют. Формирование слоя происходило в зоне фациального перехода от аллювиального к пролювиальному типу осадконакопления. В его сложении, вероятно, принимал участие речной аллювий песчано-гравийной и мелкогалечной фракций, однако он имеет второстепенное значение. Основная часть материала представлена грубообломочными пролювиальными отложениями. Ориентировка уплотненных обломков в слое также свидетельствует о преобладающем направлении транзита с борта долины. Мощность 2,10–2,20 м.

Слой 14. Галечно-щебнисто-гравийно-дресвянистая толща с обильным включением валунов и глыб. Текстура линзовато-слоистая, сформирована прослоями и линзами, обогащенными галечно-гравийным материалом. Заполнитель порового типа, представлен суглинками желтовато-палевых и коричневато-серых тонов, в различной степени опесчаненными и одресвяненными. Верхняя граница ровная, достаточно четкая, маркируется по изменению цвета заполнителя и увеличению количества гранитных валунов размером до 0,2–0,3 м. Обломочный материал пестрого петрографического состава, различной степени окатанности:

от неокатанного щебня до гальки 2–3-го класса. Ориентировка обломков в слое, как правило, слабо упорядоченная. Некоторые уплощенные гальки ориентированы субвертикально, хотя в большинстве случаев отклонение от субгоризонтального залегания не превышает 30–40°. Хорошей аллювиальной сортировки не зафиксировано. Содержание битой гальки составляет ок. 10 %.

Степень выветрелости обломков неравномерная. Наряду со слабыветрелым материалом, сохранившим механическую прочность, присутствуют выветрелые до состояния белесого порошка гранитоиды и эффузивы. Характерны выветрелые до состояния сапролитов неокатанные обломки сферолитовых эффузивов с охристой реактивной каймой и омарганцеванием по трещинам. Осадочные породы, как правило, сильновыветрелые, с полным изменением первоначального цвета. В целом химическое выветривание материала в этом слое проявилось наиболее интенсивно по сравнению со всей вышележащей толщиной отложений.

Омарганцевание умеренное, крупных марганцевых стяжений в заполнителе не отмечено. Присутствуют черные матовые пленки на поверхностях галечно-щебнистого материала и дендритовые наросты, уходящие в глинистый матрикс заполнителя. Очевидно, что данный тип омарганцевания развился в толще *in situ*. Вместе с тем встречается галечный материал, покрытый сплошной плотной пленкой омарганцевания с характерным металлоидным (графитовым) блеском, хорошей сохранности, лишь иногда стертой на наиболее выступающих частях обломков. Очевидно, что второй тип омарганцевания развился еще до захоронения гальки в слое, причем транзит был относительно недалеким. В нижней части слоя вскрыта плотная отмостка из крупных (до 0,5–0,7 м) слабыветрелых гранитных валунов, окатанных до 2–3-го класса. Вскрытая мощность слоя 2,3 м.

Таким образом, в настоящее время сводный разрез плейстоценовых отложений стоянки Карама отчетливо делится на три принципиально различные толщи, характеризующиеся сложным пространственно неоднородным сопряжением полихронных осадков склонового, пролювиального и аллювиального происхождения.

Верхняя толща (слои 1–6) сформирована в основном лессовидными суглинками субаэрального генезиса с горизонтами погребенных почв. Лессовидные суглинки плащеобразно облекают поверхность всего террасовала и в верхней части склона (в 5 м выше по склону от раскопа 3) ложатся непосредственно на коренной цоколь, представленный сильновыветрелой расланцованной хлоритизированной и альбитизированной магматической породой. В средней и особенно нижней частях толщи отмечаются следы активной

склоновой денудации по дефлюкционно-солифлюкционному типу. Наряду со щебнем и мелкими глыбами известняков, выходы которых наблюдаются выше по склону, отмечены включения сильновыветрелых глыб гранитного состава, которые могли попасть на участок стоянки лишь из водосбора ручья Каменного [Кулик, Шуньков, 2002]. Это свидетельствует об участии в строении склонового чехла переотложенных и, вероятно, достаточно древних пролювиальных отложений. Контакт с подстилающими породами имеет очевидный денудационный характер и является границей длительного седиментационного перерыва. Лессовидные суглинки прослеживаются в кровле всех разрезов в виде хорошо выдержанного слоя мощностью ок. 3,5 м, который в средней и нижней частях склона перекрывает рыхлые отложения аллювиально-пролювиального комплекса.

Средняя толща (слой 7) сформирована грубоокатанным валунно-глыбовым материалом с суглинисто-песчаным заполнителем красновато-коричневатых “сургучных” тонов. В верхней части террасовального склона (раскоп 3) валунно-глыбовая толща залегает непосредственно на штраттированном известняковом цоколе, а в средней (раскоп 2) – с незначительным размывом перекрывает сложнопостроенную пачку аллювиально-пролювиальных осадков. Низкая степень окатанности материала и его плохая сортированность свидетельствуют о пролювиальном генезисе отложений. В составе крупнообломочной фракции представлены породы сравнительно недалекого (1–3 км) транзита – гранитоиды и местные сферолитовые эффузивы. Некоторые обломки испытали интенсивное выветривание. В межглыбовом заполнителе иногда встречается хорошо окатанный гравий и мелкая галька, как правило, сильновыветрелая. Общая мощность валунно-глыбовой толщи в средней и нижней частях террасовального склона составляет ок. 3 м.

Нижняя толща (слои 8–14) сформирована хорошо стратифицированными отложениями с признаками аллювиального и пролювиального генезиса. Она вскрыта в средней части террасовального склона (раскоп 2) на высоте ок. 43 м над современным урезом Ануя. Прикровельная часть толщи сложена комплексом супесчано-глинистых отложений с прослоями и линзами выветрелого галечно-гравийного материала. В нижней части толщи количество крупнообломочных включений существенно возрастает, а степень сортированности осадка снижается. Возрастает также разнообразие петрографического состава и доля экзотических пород (флюидальных эффузивов, туфов и туфолов, красноцветных песчаников и сланцев), поступивших из верховий бассейна Ануя. Для большей части обломков характерна хорошая (до 2–3-го класса) окатанность. Вскрытая мощность толщи составляет ок. 6,5 м.

Генетическая характеристика отложений по литолого-стратиграфическим данным

Генетический тип и фациальная структура субаквальных отложений зависят прежде всего от динамических обстановок формирования осадка. Основным источником информации о них являются текстурно-структурные (сортированность, слоистость, ориентировка слагающих осадок частиц) и гранулометрические характеристики, позволяющие на основе актуалистических принципов построить физически непротиворечивую модель осадконакопления и таким образом определить генезис изучаемого объекта.

Из теоретических основ гидродинамики известна зависимость максимальной массы влекомой водным потоком твердой частицы от скорости течения (формула Эри):

$$P_m = Av^6,$$

где P_m – масса частицы; A – коэффициент, зависящий от формы и массы частицы; v – скорость течения.

Средняя скорость течения турбулентного потока определяется формулой Шези:

$$v = C\sqrt{RI},$$

где C – коэффициент Шези, значения которого определяются по таблицам; R – гидравлический радиус (для рек с корытообразным полукруглым ложем примерно равен $1/2$ их максимальной глубины h); I – уклон [Маккавеев, Чалов, 1986].

При подстановке формулы Шези в формулу Эри получаем

$$P_m = A(C\sqrt{RI})^6 \approx Kh^3 I^3,$$

где K объединяет все постоянные коэффициенты.

Величина падения русла Ануя в окрестностях стоянки Карамы составляет 10 м по высоте на 980 м длины долины, а русла ручья Каменного на приустьевом отрезке – 10 м по высоте на 50–110 м длины (среднее падение – 50 м по высоте на 390 м длины русла), т.е. уклон русла ручья Каменного в приустьевой части больше, чем Ануя, примерно в 9–20 раз (в среднем в 12,5 раза).

Многолетние полевые наблюдения позволяют оценить глубину Ануя и Каменного при прохождении руслоформирующих объемов воды. Глубина реки в паводки и половодья достигает 2,5–3,0 м. Подъем паводковых вод в ручье Каменном на участке выхода в долину Ануя может достигать 1,0–1,2 м, местами 1,5 м. Таким образом, в условиях максимального расхода воды глубина реки в 2–3 раза больше, чем ручья.

Результаты расчетов по вышеприведенным формулам с подстановкой полученных величин показы-

вают, что размер обломка, который может транспортироваться при паводке водотоком лога Каменного, более чем в 3–4,5 раза превышает размер обломка, который может транспортироваться при паводке водотоком Ануя. На практике это означает: если в русле Ануя самый высокий дождевой паводок способен вызвать смещение валуна размером ок. 0,25 м, то в ручье Каменном – 0,75–1,1 м. Для транспортировки такой глыбы в русле Ануя необходима паводковая волна высотой ок. 10 м. Следов подобных катастрофических паводков в рельефе долины Ануя не обнаружено, и возникновение их представляется маловероятным.

Изложенные гидрологические зависимости помогают объяснить сам факт устойчивого существования террасовала как формы рельефа на протяжении плейстоцена. Благодаря бронирующему эффекту грубообломочных отложений ручья Каменного хорошо сохранились древние аллювиально-пролювиальные и пойменные осадки, защищенные от эрозионного воздействия Ануя. Таким образом, наличие в толще галечного материала крупноглыбовых (до 1 м в поперечнике) включений свидетельствует в пользу преобладания пролювиального механизма транзита и аккумуляции крупных фракций осадка.

Петрографический состав и морфология обломочного материала

Для уточнения генетической принадлежности нижней толщи отложений были проведены исследования петрографического состава и морфологии обломочного материала галечно-щебнистой фракции (от 10 до 100 мм в поперечнике) из слоев 10–14. Сравнение проводилось как между слоями, так и с эталонными аллювиальными отложениями, в качестве которых был использован современный аллювий из русла Ануя. Первая проба современного материала (ГО-1) отобрана на галечной отмели у подножия террасовала приблизительно в 200 м ниже устья ручья Каменного, вторая (ГО-2) – из русловой протоки в 1,2 км выше по течению от устья ручья.

Результаты исследований (см. таблицу, рис. 4) показывают, что значительную часть обломочного материала составляют осадочные породы (алевролиты-песчаники, сланцы), имеющие распространение как выше по течению Ануя, так и в районе стоянки. Увеличение их доли в слоях 12–14 по сравнению с 10-м и 11-м свидетельствует об участии в формировании галечно-щебнистой фракции слоев 12–14 принесенного Ануем материала. Это подтверждается появлением экзотических для водосбора ручья Каменного пород (в первую очередь, тонкофлюидальных эффузивов, туфолов и туфов, специфичных для Ануйского

Петрографический состав обломочного материала галечно-щебнистой фракции в разрезе раскола 2 (слои 10–14) и современного аллювия Ануя (пробы ГО-1 и ГО-2)

Слой	Гранитоиды		Сферолитовые аффузивы		Осадочные породы		Роговики		Красноцветные песчаники и сланцы		Порфириты и дайковые породы		Тuffs и туфолавы		Флюидальные аффузивы		Жильный кварц		Интеле*		Всего		Неокатанные		1-го класса		2-го класса		3-го класса		4-го класса	
	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%	шт.	%		
10	53	11,3	227	47,9	175	36,8	1	0,2	0	0	0	0	2	0	0	0	4	0,8	12	2,5	474	62,6	102	21,5	56	11,8	19	4	0	0		
11	18	7,6	119	50	89	37,4	0	0	0,8	0	0	0	0	0	0	0	10	4,2	0	0	238	68,1	51	21,4	19	8	5	2,1	1	0		
12	9	2,8	87	26,8	162	50	7	2,2	1,9	6	1,8	6	1,5	6	2,5	33	10,2	0	0	324	16,7	98	30,2	118	36,4	53	16,4	1	0			
13	31	4,9	57	8,3	442	67,3	30	4,6	2,1	3,3	14	3,3	22	1,7	4	0,7	52	7,7	1	1,6	660	5,3	153	22,3	270	41,2	198	31	1	0		
14	15	3	27	5,5	380	77,3	5	0,9	2,2	7	1,4	10	1,4	5	1,1	28	5,7	3	0,7	491	2,1	25	5,2	141	28,9	311	62,9	3	1			
ГО-1	2	1	6	3	158	79	3	1,5	3	1,5	2	1	1	0,5	0	0	4	2	21	10,5	200	1	38	19	93	46,5	67	33,5	0	0		
ГО-2	2	1	0	0	166	83	0	0	0	0	4	2	0	0	2	1	8	4	18	9	200	0,5	54	27	115	57,5	30	15	0	0		

* В слоях 10, 13, 14 – выветрелые неопределимые породы, в пробах ГО-1 и ГО-2 – известняки.

хребта). Суммарное содержание “экзотов” в слоях 12 и 13 составляет 10–12 % и несущественно снижается (до 7 %) в 14-м. Доля заведомо местного материала (гранитоидов и сферолитовых аффузивов) в слое 14 ок. 9 %, в 13-м – 13, в 12-м – 30 %. Выше по разрезу наблюдается резкое увеличение содержания местных пород (до 57 % в слое 11, до 60 % в 10-м) при одновременном снижении доли экзотических (менее 1 % в слое 11). Очевидно, что формирование слоев 12–10 проходило при постепенном усилении роли пролювиально-склоновых процессов в поставке материала. В то же время текстурные и гранулометрические показатели осадков, сформировавших слои 11, 10 и в особенности 9-й, свидетельствуют о постепенном переходе к достаточно спокойной обстановке осадконакопления и ослаблению эрозионной активности в долине Ануя на этом этапе.

Обращает на себя внимание также тот факт, что во всех слоях в составе глинистой фракции в заполнителе между обломочным материалом в различных соотношениях присутствуют вермикулит, смектиты, гидрослюды и каолинит. Это прежде всего может служить показателем унаследованности глинистой составляющей от мел-палеогеновой каолинит-монтмориллонитовой коры выветривания, которая существовала на всей площади Горного Алтая до неоген-четвертичной тектонической активизации и размывалась при формировании современного рельефа [Добрецов и др., 1995]. Вместе с тем переотложение минералов древней коры выветривания не исключает участия местных продуктов более позднего выветривания, поскольку вермикулит, гидрослюды и смектиты образуются не только по темноцветным минералам [Солотчина, Сухоруков, 1981] при изменении разновозрастных пород в различной климатической обстановке [Сухорукова, 1981, 2002]. Примером более позднего местного источника глинистых минералов в разрезе Карамы может служить выветрелый кварцевый диорит в останцах первого цоколя. Как показал рентгенофазовый анализ (аналитик Э.П. Солотчина, ОИГГиМ СО РАН), эта порода, предварительно расланцованная, хлоритизированная и альбитизированная, выветриванием превращена в агрегат вермикулита, неупорядоченно-смешаннослойных иллит-смектитов, иллита, минерала из группы каолинита (галлузит?) с гидроокислами железа.

Изучение окатанности обломков из слоев 10–14 (см. таблицу, рис. 5) показывает, что они испытали флювиальную переработку разной интенсивности. Галечник из слоя 14 характеризуется очень высокой для горных рек степенью окатанности: ок. 63 % обломков 3-го класса, почти 30 % – до 2-го, встречаются единичные экземпляры 4-го класса. В слое 13 окатанность несколько хуже: по 30–40 % обломков 2-го и 3-го классов, ок. 22 % – 1-го, что почти совпадает

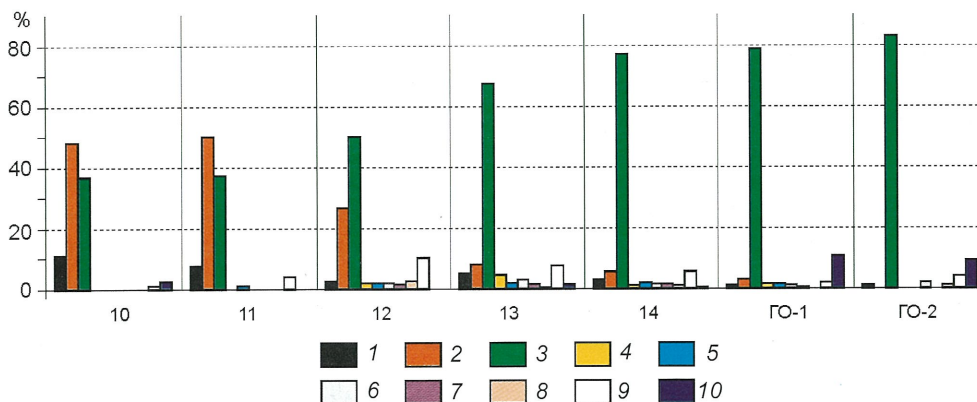


Рис. 4. Петрографический состав обломочного материала галечно-щебнистой фракции в разрезе раскопа 2 (слои 10–14) и современного аллювия Ануя (пробы ГО-1 и ГО-2).
 1 – гранитоиды; 2 – сферолитовые эффузивы; 3 – осадочные породы; 4 – роговики; 5 – красноцветные песчаники и сланцы; 6 – порфириды и дайковые породы; 7 – туфы и туфолавы; 8 – флюидалные эффузивы; 9 – жильный кварц; 10 – иные: в сл. 10, 13 и 14 – выветрелые неопределимые породы, в пробах ГО-1 и ГО-2 – известняки.

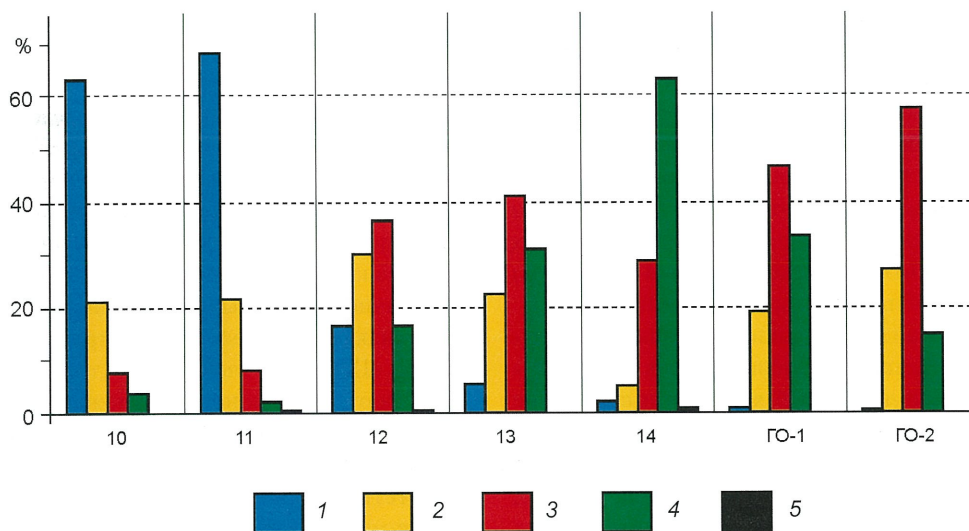


Рис. 5. Окатанность обломочного материала галечно-щебнистой фракции в разрезе раскопа 2 (слои 10–14) и в современном аллювии Ануя (пробы ГО-1 и ГО-2).
 1 – неокатанный; 2 – окатанность 1-го класса; 3 – 2-го; 4 – 3-го; 5 – 4-го класса.

с окатанностью современного аллювия у подножия памятника (проба ГО-1). Выше по разрезу степень окатанности стремительно падает. В 12-м слое 36 % обломков отнесены ко 2-му классу, 30 % – к 1-му, 17 % совсем не окатаны. В слоях 11 и 10 количество неокатанных обломков приближается к 70 %. Эта закономерность объясняется увеличением доли обломочного материала недалекого сноса.

Высокая степень окатанности твердых частиц характерна для аллювия констративной динамической фазы, когда наблюдается заполнение речной долины рыхлыми осадками. В этой обстановке галечный материал в придонном слое транспортируется в песчано-гравийной взвеси, способствующей быст-

рому и равномерному истиранию ребер и граней обломков. И, напротив, при дефиците рыхлых отложений в русле формируется аллювий инстративной фазы, обломочный материал которого характеризуется неправильной формой, плохой окатанностью, многочисленными свежими сколами. Такая ситуация наблюдается в долине Ануя в настоящее время, и этим, возможно, объясняется меньшая доля наиболее окатанных обломков и большее содержание слабее окатанных в современном аллювии (проба ГО-2) по сравнению со слоями 13 и 14 (рис. 5). Очевидно, формирование отложений последних соответствует одному из древних этапов заполнения долины Ануя.

Таким образом, нижняя толща отложений стоянки Карама (слои 8–14) в генетическом отношении представляет собой зону фациального перехода от пролювиальных к аллювиальным осадкам в прибортовой части днища древней долины Ануя.

В целом история осадконакопления на Караме может быть представлена в следующем порядке. Формирование первого эрозионного цоколя сопровождалось накоплением синхронных ему аллювиальных отложений неустановленной мощности, к настоящему времени не сохранившихся. Образование второго эрозионного цоколя привело к превращению первого в низкую террасу. С формированием третьего, пока не вскрытого раскопом 2, эрозионного цоколя связано наступление этапа аллювиальной аккумуляции в долине Ануя и накопление толщи русловой фации (слои 14–12) мощностью, превышающей нормальную, и с окатанностью материала выше современной, что является признаками аллювия констративной динамической фазы. Вероятно, в это же время террасы, расположенные на первом и втором цоколях, оказались в зоне склоновой денудации и потеряли свой аллювиальный плащ. Этап аккумуляции завершился формированием широкой заболоченной поймы (слои 10, 9 и переходный к ним слой 11) с мощными почвенными горизонтами. Днище Ануя в это время должно было напоминать современную его долину в окрестностях с. Черный Ануй. Поэтому условно данный этап можно отнести к фазе стабилизации эрозии в долине Ануя.

Следующий этап активизации пролювиальной аккумуляции фиксируется накоплением слоев 8 и 7. Возможно, она имела локальный характер и связана не столько с глобальными палеогеографическими событиями, сколько с изменением местоположения конуса выноса ручья Каменного. К тому времени, видимо, аллювий со второго и первого эрозионных цоколей был снесен и пролювиальный плащ с частичным размывом перекрыл второй и третий эрозионные уровни с сохранившимися на них отложениями. При этом сильного врезания днища Ануя на данном участке в период активизации пролювиальной аккумуляции не было, поскольку, во-первых, конусу выноса, чтобы остаться положительной формой, необходимо опираться на местный базис эрозии, расположенный не очень низко; во-вторых, врезания днища не могло быть прежде транспортировки накапливавшегося пролювия вниз по долине, что не происходило в силу гидрофизических причин, рассмотренных выше. Поэтому фаза стабилизации эрозии в долине Ануя, видимо, была достаточно продолжительной. Во всяком случае, ко времени формирования четвертого эрозионного уровня, о котором свидетельствует аллювий в основании разреза раскопа 1, все более высокие эрозионные уровни стали ареной обычного склонового сноса с элементами маломощного лессонакопления в позднем неоплейстоцене.

Заключение

Согласно ранее разработанной схеме геоморфологического строения верховьев бассейна Ануя [Деревянко, Ульянов, Шуньков, 1999], участок расположения стоянки Карама относится к комплексу высоких цокольных террас и террасоувалов долинного яруса форм рельефа, перекрытых мощным чехлом пролювиально-склоновой аккумуляции. Этот комплекс выделен по результатам дешифрирования аэрофотоснимков и данным полевых маршрутов. Он типичен для долины Ануя и занимает в долинном ярусе рельефа наибольшую площадь. Морфологически представлен пологими (10–12°) склонами с вогнутым или ступенчатым поперечным профилем, наиболее хорошо выраженными на расширенных участках долины до отметок 60–70 м над современным урезом реки. Характеристика слагающих этот комплекс делювиально-пролювиальных отложений ранее была получена при изучении разрезов Черный Ануй и Нижний Каракол [Деревянко, Шуньков, Агаджанян и др., 2003].

Изучение вещественного состава рыхлых отложений, залегающих в основании разреза стоянки Карама, позволило установить ряд интересных феноменов, помогающих провести предварительную корреляцию с уже изученными археологическими разрезами.

Отмечен факт полного отсутствия обломочного материала известнякового состава в слоях 7–14. Это нетипично для рыхлых отложений района, где известняки являются широко распространенной горной породой. Щебень и глыбы известняков повсеместно встречаются в склоновых отложениях в окрестностях стоянки. В галечном материале из современного русла Ануя его содержание составляет ок. 10 %. Отсутствие обломков известняков в субкавальной толще может быть связано только с их предельным выветриванием. Известно, что известняк – одна из наименее стойких пород, подверженная интенсивному химическому выветриванию в ландшафтных обстановках умеренных климатических поясов. Конечным продуктом их изменения и растворения является т.н. пещерная terra rossa, хорошо известная по спелеологическим исследованиям известнякового карста и представляющая собой глину, незначительно обогащенную песчаным материалом наиболее стойких минеральных компонентов, входивших в состав исходных известняков.

В долине Ануя аналогичными свойствами (высокая степень выветрелости пород и переход части из них в глинистый заполнитель) обладают только пестроцветные аллювиальные отложения эоплейстоцен-нижнеэоплейстоценового возраста [Там же], с которыми, на наш взгляд, и следует сопоставлять по времени отложения нижней и средней толщи разреза стоянки Карама.

Список литературы

- Дервянко А.П., Ульянов В.А., Шуньков М.В.** Развитие рельефа речных долин северо-запада Горного Алтая в плейстоцене // Докл. РАН – 1999. – Т. 367, № 1. – С. 112–114.
- Дервянко А.П., Шуньков М.В., Агаджанян А.К., Барышников Г.Ф., Малаева Е.М., Ульянов В.А., Кулик Н.А., Постнов А.В., Анойкин А.А.** Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2003. – 448 с.
- Дервянко А.П., Шуньков М.В., Зыкин В.С., Зыкина В.С., Ульянов В.А., Маркин М.М.** Изучение раннепалеолитической стоянки Карамы на северо-западе Алтая // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2003. – Т. 9, ч. 1. – С. 106–111.
- Дервянко А.П., Шуньков М.В., Ульянов В.А.** Новое раннепалеолитическое местонахождение в Горном Алтае // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2001. – Т. 7 – С. 115–119.
- Добрецов Н.Л., Берзин Н.А., Буслов М.М., Ермиков В.Д.** Общие проблемы эволюции Алтайского региона и взаимоотношения между строением фундамента и развитием неотектонической структуры // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 10. – С. 5–19.
- Кулик Н.А., Шуньков М.В.** Петрография раннепалеолитических артефактов Карамы: материалы 2002 г. // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. – Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2002. – Т. 8. – С. 94–97.
- Маккаев Н.И., Чалов Р.С.** Русловые процессы. – М.: Изд-во Моск. гос. ун-та, 1986. – 264 с.
- Солотчина Э.П., Сухоруков Ф.В.** Новообразованные минералы кор выветривания кислых и щелочных пород // Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР. – 1981. – Вып. 487: Молекулярная спектроскопия и рентгенография минералов. – С. 65–77.
- Сухорукова С.С.** Плейстоценовые морены среднего Енисея и низовьев Оби // Четвертичные оледенения Западной Сибири и других областей Северного полушария. – Новосибирск: Наука, 1981. – С. 73–78.
- Сухорукова С.С.** Каргинско-сартанские отложения и 40,7-тысячелетний геологический ритм // Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири: Кайнозой Западной Сибири. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2002. – С.179–190.

Материал поступил в редколлегию 7.04.05 г.

УДК 551.891(235.222)+903.3

Н.С. Болиховская¹, М.В. Шуньков²¹Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова
Воробьевы горы, Москва, 119992, Россия

E-mail: nbolikh@geogr.msu.ru

²Институт археологии и этнографии СО РАН

пр. Академика Лаврентьева, 17, Новосибирск, 630090, Россия

E-mail: shunkov@archaeology.nsc.ru

**КЛИМАТОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ДРЕВНЕЙШИХ
ОТЛОЖЕНИЙ РАННЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ КАРАМА*****Введение**

При выполнении детального климатостратиграфического расчленения плейстоценовых отложений и определения их геологического возраста на основе результатов спорово-пыльцевого анализа используется вся совокупность палеофлористических, палеофитоценотических и палеоклиматических реконструкций, полученных для района исследований. Степень достоверности результатов палиностратиграфического изучения зависит от полноты летописи палеогеографических событий в разрезах позднекайнозойских отложений региона и репрезентативности имеющих палинологических материалов.

Раннепалеолитическая стоянка Карамы относится к числу наиболее древних археологических объектов, обнаруженных на Алтае и во всей Северной и Центральной Азии. Материалы спорово-пыльцевого анализа позволяют не только уточнить геологический возраст отложений стоянки, реконструировать ландшафтно-климатические условия обитания первобытного человека, но и существенно дополнить палеогеографическую характеристику древнейших межледниковых и ледниковых эпох плейстоцена на территории Алтая.

* Исследование выполнено в рамках программы Президиума РАН "Происхождение и эволюция биосферы" и проекта РГНФ № 04-01-00537.

Объем палеоботанических материалов, полученных к настоящему времени как для горных районов юга Сибири, так и для всей территории Северной Азии, пока недостаточен для уверенной идентификации разновозрастных межледниковых эпох нижнего и среднего неоплейстоцена (среднего плейстоцена зарубежной стратиграфической шкалы). Более того, для районов Северной Азии еще не выявлены некоторые межледниковые события, коррелятные интергляциалам европейских стратиграфических схем [Изменение климата..., 1999]. Например, в современных схемах расчленения плейстоцена Восточной Европы, одного из наиболее детально изученных регионов Северной Евразии, в нижнем неоплейстоцене выделяется не менее трех (3–4), а в среднем неоплейстоцене – не менее двух (2–3) межледниковых эпох [Бреслав и др., 1992; Шик, 1993; Шик, Борисов, Заррина, 2002; Болиховская, 1995, 2004; Алексеев и др., 1997; Velichko et al., 2004]. Вместе с тем схема стратиграфического расчленения четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности, самого изученного региона Сибири, содержит в нижнем и среднем неоплейстоцене соответственно два-три (горнофилинский, талагайкинский и тильтимский) и один-два (тобольский и ширтинский) межледниковых горизонтов [Архипов, Волкова, 1994; Зыкин, Зыкина, Орлова, 2000; Добрецов, Зыкин, Зыкина, 2003]. При этом межледниковый ранг тильтимского и ширтинского потеплений признается не всеми [Архипов и др., 1999]. Неоднозначно также положение горнофилинского меж-