



копитающие, относящиеся к зоне 16-в (*Mimomys polonicus*). В средней части хрона Гаусс также фиксируются криомеры, но гораздо менее интенсивные, чем в течение хрона Матуяма (вид-индекс *Mimomys hajnaschensis*, зона 16-а, местонахождение Верхний Ольшан). К сожалению, на Русской равнине в континентальных отложениях, интервал, отвечающий субхрону Олдувей, климатически почти не охарактеризован. Известно только, что он содержит вид-индекс *Mimomys pliocaenicus* (зона MN 17: обнажение Домашкинские вершины, овраг Лагерный, слой 2 – Среднее Поволжье).

«Верхний вариант» положения границы квартала на Русской равнине охарактеризован очень подробно. Он фиксируется петропавловским горизонтом, богато охарактеризованном микротериологически и имеющий полностью обратную намагниченность (верхняя часть хрона Матуяма).

С точки зрения авторов, наиболее четко выражен рубеж, предлагаемый нами в качестве нижней границы квартала, расположен близко к границе хронов Гаусс–Матуяма. Он зафиксирован по мелким млекопитающим (смена зон 16-а и 16-в) и выявлен мощным криомером – хворостанским горизонтом.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ИСТОЧНИКОВ ПОСТУПЛЕНИЯ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА В ОЗЕРО ХУБСУГУЛ (МОНГОЛИЯ) ПО ПЕТРОМАГНИТНЫМ ДАННЫМ

А.Ю. Казанский^{1,2}, О.В. Куприш², С.К. Кривоногов³, А.П. Федотов⁴

¹Институт Нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск,

²Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск,

³Институт Геологии и Минералогии СО РАН, г. Новосибирск,

⁴Лимнологический Институт СО РАН, г. Иркутск

Источники сноса и седиментационные процессы в областях осадконакопления являются одним из важных факторов в развитии осадочных бассейнов. Интерес к источникам поступления осадочного материала в озеро Хубсугул (Монголия) возник в результате комплексных исследований донных осадков озера, накапливавшихся в течение последнего миллиона лет (скважина KDP-1 в центральной части озера) [Fedotov et al., 2004]. Петромагнитные исследования показали, что закономерный характер изменения магнитных характеристик отражает вариации поступления магнитного материала в озеро и обусловлен наличием двух типов магнитных фракций, которые формировались различными путями: 1) поступлением обломочных зерен, главным образом, титаномагнетитов с Тдб 400–420°C, при подчиненном содержании магнетита и гематита и 2) аутигенным формированием грейгита (сульфидного аналога магнетита) в результате биогеохимических процессов под воздействием изменения геохимической обстановки осадконакопления [Казанский и др., 2005; Nourgaliev et al., 2005].

Титаномагнетиты, обладающие относительно высоким удельным весом и определенным составом, являются в данном случае прекрасным маркером для реконструкции источников поступления тяжелой фракции в центральную часть озера. Для выяснения источника титаномагнетитов были проведены термомагнитные исследования остаточной

намагниченности насыщения SIRM(T) неогеновых базальтов с восточного берега озера и венд-кембрийских габброидов на западном берегу озера. Деблокирующие температуры SIRM изверженных пород составляют 520–600°C, что свидетельствует о присутствии высокожелезистых титаномагнетитов, отличных по составу от титаномагнетитов в озерных осадках. Следовательно, источник титаномагнетитов с Тдб 400–420°C не связан с горными массивами на восточном и западном берегах озера.

Маловероятен также и эоловый привнос титаномагнетита, поскольку на обширной территории от Сибири до Китая основными магнитными минералами в субаэральных толщах являются магнетит, маггемит и гематит [Heller, Evans, 1994; Matasova, Kazansky, 2005]. Таким образом, источником титаномагнетитов, обнаруженных в донных осадках озера Хубсугул, по всей вероятности, являются водотоки, впадающие в озеро.

Для проверки этой гипотезы были проведены специальные исследования. Вдоль побережья озера были опробованы аллювиальные отложения в устьях всех основных водотоков, впадающих в озеро (всего 81 проба). Схема отбора проб показана на рис. 1. Из всех проб были взяты образцы, по которым была измерена магнитная восприимчивость (k) и FD-фактор (%), зависящий от величин магнитной восприимчивости, измеренных на двух частотах (4,7 кГц, 0,47 кГц) переменного поля.

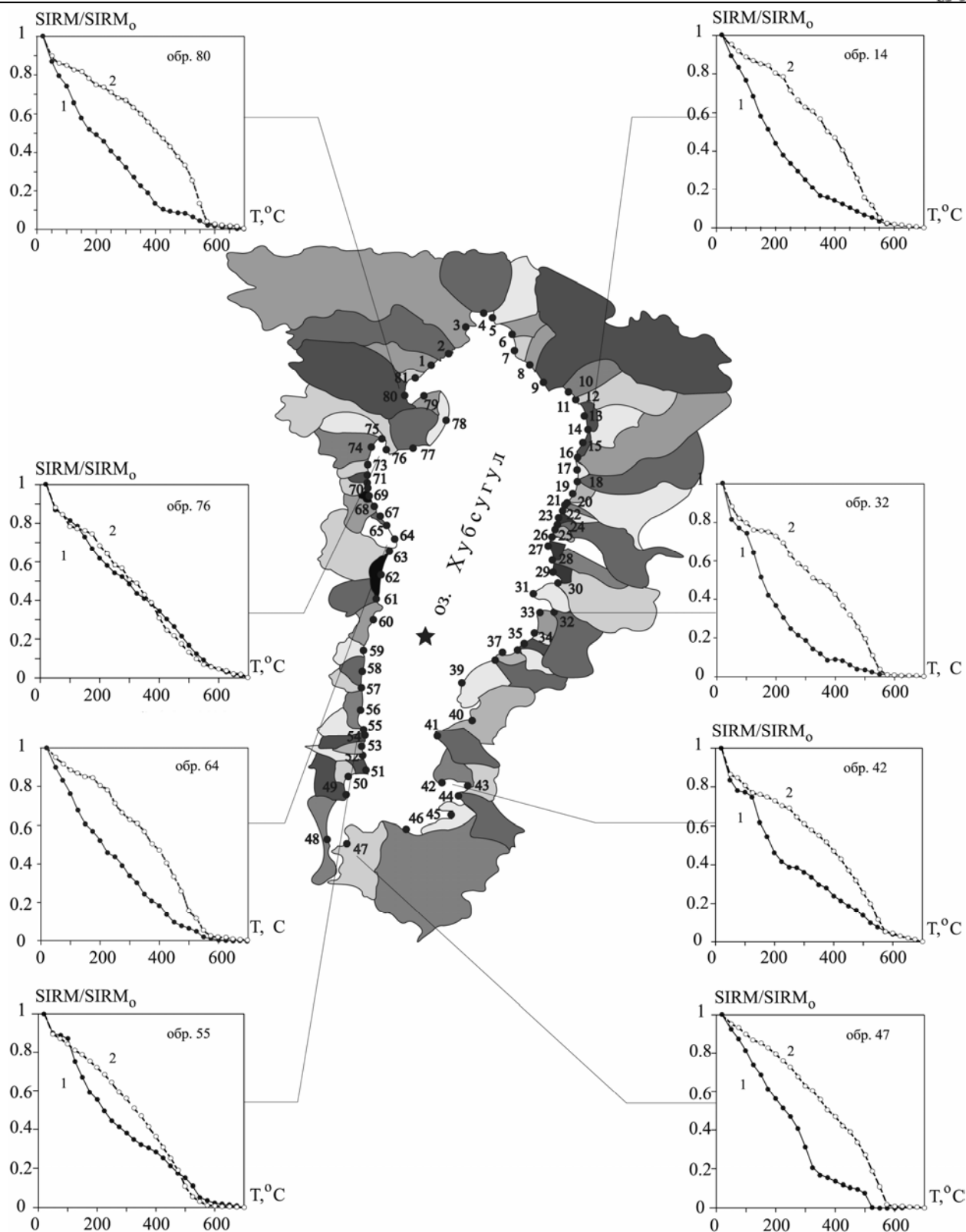


Рис. 1. Схема пробоотбора из аллювиальных отложений основных водотоков, впадающих в оз. Хубсугул и типичные результаты магнито-минералогического анализа SIRM(T) образцов из этих отложений

Оттенками серого цвета показаны питающие провинции для водотоков. Звездочкой отмечено местоположение скважины HDP-1. Оцифровка кривых: 1 – первый нагрев, 2 – повторный нагрев



Величину магнитной восприимчивости аллювиальных отложений водотоков можно рассматривать, как меру поступления магнитного материала в озерные осадки, поскольку K является параметром, отражающим, главным образом концентрацию ферромагнетика, а разница в величине удельной магнитной восприимчивости интересующих нас минералов (магнетита и титаномагнетита) для данного случая не существенна. Оказалось, что поступление магнитного материала в озеро контролируется всего несколькими локальными источниками. Из них 50 % приходится на северные берега озера, 24% на восточную часть, 13% на южные и 13% на западные берега. Более того, 30% всей (!) магнитной фракции приносится р. Ханх-Гол (водоток (9) и мелкими водотоками, расположенными к югу от нее (точки отбора с 10 по 15 на рис. 1). При этом, поступление магнитного материала не зависит от водяного баланса водотока, и, по-видимому, определяется только источником поступления ферромагнетика в аллювиальные отложения.

По величине FD , которая указывает на присутствие в осадке очень мелких магнитных частиц – суперпарамагнитных (СПМ) зерен, наблюдается совсем иная картина. Во-первых, источники поступления магнитного материала в целом и СПМ зерен нигде не совпадают, более того, на все источники с высоким содержанием мелких магнитных зерен приходится менее 11% от общего объема поступления магнитного материала в озеро. Это свидетельствует о том, что в магнитной фракции донных осадков преобладают относительно крупные магнитные зерна, существенно превышающие критический размер перехода из однодоменного состояния в суперпарамагнитное, т.е. более 0,03 мк.

Термомагнитные исследования состава магнитной фракции аллювиальных отложений показали, что основными магнитными минералами, приносимыми в озеро водотоками, являются магнетит, реже в ассоциации с маггемитом, и гематит (рис. 1, обр. 42, 76, 55). Для юго-западной и западной части озера установлено присутствие пирротина (рис. 1, обр. 47). На восточном и северном берегах озера пирротин не обнаружен. Предположительно, источником сноса этого минерала может быть зона разлома, проходящего вдоль западного побережья озера.

Титаномагнетиты в образцах, отобранных в восточной, южной и западной части озера, представлены в основном высокотемпературными разновидностями (рис. 1б, обр. 64, 80). Причем, если водоток пересекает вы-

ходы неоген-четвертичных базальтов, то в состав образца входит титаномагнетит с деблокирующей температурой 440–530°C. Таким образом, кайнозойские базальты являются источником высокотемпературных титаномагнетитов являются, но они не достигают центральной части озера не поступают.

Титаномагнетиты с деблокирующими температурами от 400 до 450°C установлены в аллювии всего нескольких водотоков: 6, 9, 10, 13, 14, 17 (рис. 1, обр. 14), которые приурочены к бассейну реки Ханх-Гол и соседних, более мелких водотоков. При этом обязательным условием присутствия титаномагнетитов в аллювии является пересечение долиной водотока гранитоидных массивов рифейского возраста (см. геологическую карту в [Атлас..., 1989]). Эти же водотоки, как показывают измерения магнитной восприимчивости, поставляют в озеро основной объем магнитной фракции, что позволяет утверждать что, магнитный материал в осадки озера Хубсугул действительно поступает не из прибрежных неогеновых базальтов, а из расположенных на удалении гранитоидных массивов. Поскольку обломочный титаномагнетит определяет детритную (не связанную с химическими процессами) составляющую магнитной фракции, то изменение концентрации титаномагнетита в осадках озера можно рассматривать как отражение интенсивности речного стока, и, соответственно, климатических изменений в регионе.

ЛИТЕРАТУРА

- Атлас озера Хубсугул. М.: ГУГК, 1989. 119 с.
- Казанский А.Ю., Федотов А.П., Матасова Г.Г., Юлдашев А.А., Зиборова Г.А., Железнякова Т.О., Вологина Е.Г., Оюунчимэг Ц., Наранцэцэг Ц., Томурху Д. Первые результаты палеомагнитных исследований донных осадков озера Хубсугул по данным бурения // Геол. и геофиз. 2005. Т. 46. № 4. С. 448–451.
- Heller F., Evans M.E. Loess magnetism // Reviews of Geophys. 1995. V. 33. P. 211–240.
- Matasova G.G., Kazansky A.Y. (Edd. Martin Hernandez F., Luneburg C.M., Aubourg C., Jackson M.) Magnetic properties and magnetic fabrics of pleistocene loess / palaeosol deposits along west-central Siberian transect and their palaeoclimatic implications // Magnetic Fabric Methods and Applications. 2005. Iss. 238. P. 145–173.
- Nourgaliev D.K., Yasonov P.G., Kosareva L.R., Kazanskii A.Yu., Fedotov A.P. The origin of magnetic minerals in the Lake Khubsugul sediments (Mongolia) // Russian Journal Of Earth Sciences. 2005. V. 7, N 3. P. 6.



МАНГЫШЛАКСКАЯ АРИДИЗАЦИЯ ПОСЛЕДНЕЙ ДЕГЛЯЦИИ В УМЕРЕННОМ ПОЯСЕ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

С.П. Казьмин

Новосибирская геолого-поисковая экспедиция, 630116, Новосибирск, ул. Боровая, 12; c_kazmin@ngs.ru

Выяснение роли эоловых и иных субаэриальных процессов времени последней дегляциации имеет важнейшее фундаментальное значение для понимания геологических процессов всего квартала. При этом основную роль имеет не только характеристика самих субаэриальных образований, но также и установление взаимосвязей этих осадков со всеми геологическими и геоморфологическими отложениями иного генезиса. Необходимо знать надёжные полные представления об общей динамике природы при переходе от последней ледниковой стадии к позднеледниковью и послеледниковью (голоцену). Без этих представлений нет возможности выяснить историю формирования современных ландшафтов и их геологической основы.

Для комплекса всех субаэриальных образований последней дегляциации характерен ряд вполне определённых черт строения резко отличных от таковых современных областей преобладания субаэриальных процессов. Эти особенности строения вполне определённо отражают своеобразие всей природной среды времени последней дегляциации в пределах умеренного пояса Северного полушария. Субаэриальные образования распространены весьма широко и характерны для вполне определённого возрастного интервала. Они древнее регионально развитой второй, но моложе – первой террасы основных речных бассейнов. Особенно показательны в этом отношении области дефляции и тесно связанные с ними районы скопления влекомого эолового наноса. Среди них в Европе и Западной Сибири преобладают гряды продольные ветру (континентальные дюны) субширотной ориентировки. В бассейне Волги хорошо известен район развития эолового грядового рельефа в северной части Прикаспия как «район бугров Бэра». Здесь достаточно надёжно установлено, что образования эоловых гряд произошло позже формирования второй террасы бассейна Волги и максимума хвалынской трансгрессии Каспия. Первая терраса бассейна Волги и её современная дельта, наоборот, вторичны и моложе эоловых гряд.

Наиболее широко дефляционные понижения и образования влекомого эолового наноса распространены в Западной Сибири. Здесь также преобладают субширотно ориентированные эоловые гряды, известные как «районы гривного рельефа». В настоящее время гривный рельеф изучен доста-

точно всесторонне и полно. Все гипотезы его образования, высказывавшиеся в прошлом относительно времени и генезиса гривного рельефа, кроме эолового, можно уверенно считать ошибочными. Кроме континентальных дюн (эоловых гряд) в Западной Сибири распространены и иные эоловые образования, которые в комплексе отражают общую эпоху аридизации, охватившую всю равнину во время последней дегляциации. Они распространены на всех геологических отложениях, кроме аллювия первой террасы и поймы рек бассейна Оби.

Следует учитывать, что все области широкого развития дефляции и формирования эолового рельефа являлись также и местами активного формирования взвешенного эолового наноса, транспортированного ветром. Размеры гряд и крупность эолового наноса, которыми они сложены, ясно свидетельствуют, что во время их формирования рельефообразующие ветры весьма существенно превосходили по скорости современные, преобладали ветры западных румбов. Только на юге, в районе формирования бугров Бэра, некоторое значение имели также и восточные активные ветры. В целом же решительное преобладание западных ветров, времени формирования охарактеризованных эоловых образований является твёрдо установленным фактом. Причину этого явления следует искать в характере общей циркуляции атмосферы Северного полушария в период последней дегляциации.

Многие особенности эоловых образований последней дегляциации ясно свидетельствуют о всеобщности аридизации Европы и Северной Азии. В этом отношении особенно показательны эоловые образования в пределах дна усохшего Мансийского озера. К ним относятся гривный рельеф Тюкалинского района на левобережье Иртыша северозападнее Омска и субширотно ориентированные эоловые гряды-мавры Кондинской низины. Эти образования являются не только генетическим, но и возрастным аналогом форм эолового генезиса Восточной Европы [Волков, 1971].

Общие природные, климатические условия этого времени, когда в Каспийской впадине протекала глубокая Мангышлакская регрессия [Чепалыга, 2006], были характерны также и для Сибири. С этим временем совпал период замирания стока рек атмосферного питания в Европе и Сибири. В совокупности эти факты ясно отражают общий для Ев-



ропы и Северной Азии период глубокой аридизации климата, который автор предлагает именовать Мангышлакской аридизацией времени последней дегляциации. С ней совпадали деградация континентальных ледников, гляциоэвстатическая регрессия Мирового океана, завершение функционирования и распад трансконтинентальной системы стока талых ледниковых вод.

Данные по распространению и строению образований дефляции и накопления влекомого эолового наноса только отчасти характеризуют природную среду последней дегляциации. Значительно больший и важный фактический материал связан с изучением истории накопления взвешенного эолового наноса, важным, но далеко не единственным разделом которого является проблема лёссов. Сама эта обширная проблема, решением которой занята научная мысль уже более 200 лет, всё-таки является лишь одним разделом более обширной проблемы – образованием всей субаэральной формации. Изучение этой геологической формации как целого потребует ещё очень больших усилий учёных, занятых изучением прошлого природной среды нашей планеты.

К началу второй половины двадцатого века в Зарубежной Европе и в Северной Америке появились межрегиональные схемы покровов лёссовых отложений и ископаемых почв. Такие схемы вскоре были предложены и в Европейской части нашей страны, прежде всего для времени позднего плейстоцена и голоцена. Эти схемы, однако, признавались далеко не всеми исследователями. Тем не менее, скептицизм в этом отношении быстро уменьшался по мере появления массы новых убедительных фактов. Предложенная межрегиональная схема для позднего неоплейстоцена [Волков, 1971] сохранилась в основном, до настоящего времени. Более того, для Западно-Сибирской равнины создана стратиграфическая схема всей толщи лёссовых отложений для позднего времени палеомагнитной эпохи Матюяма и всей эпохи Брюнес, утверждённая МСК [Унифицированная региональная стратиграфическая схема..., 2000].

Эти несомненные успехи являются лишь начальной стадией изучения проблемы субаэральной формации плейстоцена. До сих пор основное внимание большинством исследователей нашей страны уделялось изучению «лессово-почвенных последовательностей». В силу установленной климатоседиментационной природы, субаэральная формация расчленяется на образования тёплых и холодных эпох с соответствующим чередованием обстановок интенсивного педогенеза и лессонакопления [Геология и полезные ископаемые России..., 2006]. Однако, ещё во второй половине прошлого

столетия было показано, что в полных разрезах лёссовой толщи закономерно налегают друг на друга циклиты не из двух, а из трёх климатолитов [Волков, 1971]. В основании циклита залегает покров лёсса, а выше педокриогоризонт, состоящий из ископаемой почвы или почв. Он вторично изменён образованиями переувлажнения или криогенеза [Volkov, Volkova, 2003]. Циклиты субаэральной формации континентов и характер отложения океанических илов сходны. И в лёссовой толще, и в океанических илах отражена общепланетарная смена природной среды от максимально тёплой (терминации) к умеренно тёплой и холодной влажной. Каждый циклит, таким образом, начинался резким потеплением с последующим переходом к похолоданию. В связи с этим, термин «терминация» следует заменить на «начало».

Самой молодой частью толщи лёссовых отложений и педокриогоризонтов является её сложно построенная поздненеоплейстоценовая часть. В Западной Сибири верхним циклитом этой части является ельцовский покров лёссовых отложений, сложенный, в основном взвешенным эоловым материалом с некоторой примесью влекомого эолового наноса и иных осадков. Именно этот покров лёссовых отложений в Европейской части нашей страны и в Сибири является основанием биоты современных ландшафтов южнее максимальной полосы образований последней ледниковой стадии. На нём, в основном, развита голоценовая и современная почва.

Для определения возраста образования ельцовского покрова лёссовых образований важное значение имеют исследования в юго-восточной части Западно-Сибирской равнины [Волков, 1971; Волков, 1980; Зыкина и др., 1981]. Установлено, что резкий переход от похолодания к последующему потеплению, когда начался отлагаться ельцовский покров лёссовых отложений, произошел около 20 т.л.н. Это время и следует считать началом становления природных условий Мангышлакской аридизации Северного полушария. В то время образовались и области накопления влекомого эолового наноса. Время завершения аридизации и становление природных условий, близких к современным, пока нельзя считать точно установленным.

Своеобразные субаэральные осадки, несомненные генетические аналоги поздненеоплейстоценовых лёссовых отложений Европейской России и южных районов Западной Сибири широко распространены во всей северной части Сибири и на северо-востоке нашей страны. Вполне определённо устанавливается пространственная закономерность перехода в северном и северо-восточном направлениях постепенного появления в покрове лёссовых отложений субвертикальных прослоев сублимационных льдов.



Наиболее широко распространены эти древние субаэральные образования в северо-восточной части Азии. Они известны под наименованием «едома» (народный термин, подчеркивающий, что это едомая земля). Полное и всестороннее описание этих ледово-грунтовых осадков дано в обстоятельной монографии С.В. Томирдиаро [Томирдиаро, 1980]. Этот исследователь выделяет своеобразный комплекс осадков в самостоятельную лёссово-ледовую формацию. В работе показано, что верхний, наиболее молодой покров едомы сформировался во время последней (сартанской) стадии оледенения в условиях континентального сухого климата.

Охарактеризованные в настоящей статье глобальные природные процессы времени последней дегляциации, показывают, какая грандиозная перестройка происходила в формировании геологических образований всего умеренного пояса континентов Северного полушария. Основное значение принадлежало преобразованию общего строения залегающих вблизи поверхности осадков и рельефа. Пока эти отложения исследованы недостаточно и крайне неравномерно. В целом их общая изученность уменьшается с запада на восток.

Особое значение в формировании облика геологического основания современных ландшафтов принадлежит процессам времени последней дегляциации, которые нельзя считать достаточно изученными. Автор полагает, что каждому учёному ясно значение дальнейшего изучения этих образований, как необходимого базиса знаний, на котором должны формироваться представления о строении современных ландшафтов и истории их возникновения.

ЛИТЕРАТУРА

Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.

Волков И.А. Ледниково-подпрудные озёрные бассейны // Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1980. С. 32–42.

Геология и полезные ископаемые России. В шести томах. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России // Ред. Б.В. Петров, В.П. Кириков. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 528 с.

Зыкина В.С., Волков И.А., Дергачева М.И. Верхне-четвертичные отложения и ископаемые почвы Новосибирского Приобья. М.: Наука, 1981. 202 с.

Томирдиаро С.В. Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000.

Чепалыга А.Л. Эпоха экстремальных затоплений в аридной зоне Северной Евразии // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны (Кайнозойский мониторинг природных событий аридной зоны юга России): Материалы международного симпозиума. Ростов н/Д / Азов, 26–29 сентября 2006 г. 2006. С. 166–171.

Volkov I.A., Volkova V.S. Geological information from subaerial sequence as the basic direction in further study of Pleistocene // Loess and paleoenvironment. Moscow, May 26 – June 1, 2003. М.: Publishing House «GEOS» (in English), 2003. P. 62–63.

ПОСЛЕДНЯЯ ДЕГЛЯЦИАЦИЯ, ОКЕАН И АТМОСФЕРА

С.П. Казьмин¹, И.А. Волков², О.В. Климов³

¹Новосибирская геолого-поисковая экспедиция, 630116, Новосибирск, ул. Боровая, 12; e_kazmin@ngs.ru

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3

³Сибирский региональный научно-исследовательский гидрометеорологический институт, 630099, Новосибирск, ул. Советская, 30

Во второй половине XX века новые фактические данные показали, что особенности строения и динамики гидросферы и атмосферы существенно менялись во времени. Резкие колебания теплообеспеченности географической оболочки вызывали изменения структуры атмосферы и гидросферы в связи с разрастанием и сокращением континентальных ледников. Наиболее обширные и разнообразные сведения получены в результате изучения молодых, последних этапов геологической истории, охарактеризованных на палеотемпературной кривой океанических илов. Пе-

риоды потеплений на ней выделены в виде нечетных, а похолоданий – четных стадий МИС (морских изотопных стадий). Первой нечетной стадией обозначено современное потепление – МИС 1. Более древние чередования похолоданий и потеплений выделены как соответствующие стадии (МИС 2 – похолодание, МИС 3 – потепление и т.д.). Выявлены соотношения между развитием континентальных ледников и изменением уровня Мирового океана.

Среди множества различных предположений второй половины XX века правильные взгляды



высказывал и развивал С.В. Томирдиаро [Томирдиаро, 1980]. Он полагал, что развитию континентального оледенения соответствовало понижение уровня Мирового океана, т.е. гляцио-эвстатическая регрессия океана (ГЭРО). На составленной им схематической карте внутренние, наиболее возвышенные части шельфов Земли, ныне покрытые морем, отображены, как суша, т.е. развитие континентального оледенения происходило в результате переноса влаги с океана на континентальные ледники. Последующие исследования подтвердили правильность взглядов о единстве процесса развития континентального оледенения и понижения уровня океана.

Сведения о начальном этапе последней ГЭРО времени похолодания МИС 2 крайне скудные. Известно только, что конец потепления МИС 3 и начало похолодания МИС 2 произошло около 30 т.л.н. [Волков, 1973; Гончаров, 1986]. Именно тогда началась последняя стадия оледенения. Как протекал этот процесс пока не установлено. Ясно только, что он завершился около 20–17 т.л.н., когда уровень Мирового океана был минимальным. Следует подчеркнуть, однако, что процесс гляциации, т.е. активного нарастания общего объема континентальных ледников завершился несколько раньше максимального продвижения ледников и образования их краевых моренных поясов [Гросвальд, 1999]. Данные пояса сформировались уже в самом начале потепления МИС 1. Это следует не только из установленного характера палеотемпературной кривой (быстрый переход максимума похолодания к последующему потеплению), но и выясненным характером второй половины ГЭРО, которая целиком протекала в условиях потепления (МИС 1).

Существующие уже давно предположения о единстве гляциации и понижении уровня океана последней ледниковой стадии (МИС 2) получили важные количественные характеристики [Blanchon, Shaw, 1995]. Установлено, что около 17 т.л.н., уровень Мирового океана располагался на отметке, близкой к -130 м [Fairbanks, 1989]. Сама эта величина свидетельствует о том, сколь огромен был общий объем континентальных ледников в то время и какой интенсивный приток тепла к земной поверхности возник позже. Ведь весь процесс таяния ледников и подъема уровня океана занял всего около 10 тысяч лет. Он завершился около 7 т.л.н., когда уровень Мирового океана приблизился к современному. Поднятие уровня океана протекало неравномерно. Были события его катастрофического поднятия КРЭ (CRE – catastrophic rise event) [Blanchon, Shaw, 1995]. Из них самым большим было КРЭ 1, случившееся 12,2 т.л.н. во время потепления бёллинг, когда уровень Мирового океана

внезапно поднялся на 13,5 м. Какое же это похолодание? Это было начало потепления МИС 1.

Чтобы получить хотя бы самые общие представления о состоянии природы (географической оболочки) Земли во время окончания похолодания МИС 2 и наиболее низкого уровня океана, нельзя оставить в стороне вопрос о состоянии в то время атмосферы. Высота всех континентов по отношению к уровню океана того времени была на 130 метров выше современной. Весь этот верхний слой воды океана был перемещен в твердой фазе в общий объем континентальных ледников. Следовательно, приземный слой атмосферы над материками стал на 130 м выше, а над океаном соответственно ниже, чем теперь (см. рисунок).

Значительно изменились также общие черты геоида Земли. В приполярных областях увеличились горные площади. Ведь центры континентальных оледенений возвышались, по крайней мере, на 3 км над уровнем океана, а внутренние части шельфов, не покрытых ледниками, были сушей [Гросвальд, 1999]. При этом приземный слой атмосферы материков оказался на 130 м выше, а над поверхностью океана на 130 м ниже, чем теперь. Существенно отличалось от современного и общее строение атмосферы. В максимум ГЭРО атмосферное давление 760 мм рт. ст. располагалось на поверхности океана, т.е. на 130 м ниже, чем теперь. На высоте современной береговой линии океана в то время было атмосферное давление, близкое к 747 мм рт. ст. (т.к. давление в приземном слое падает на 1 мм при подъеме на 10 м). Над поверхностью же самих материков оно было еще ниже в зависимости от рельефа. Ясно поэтому, что и вся динамика тропосферы в то время отличалась от современной. Такие отличия строения географической оболочки времени ГЭРО следует учитывать при палеогеографических реконструкциях. Без этого нет возможности правильно оценить последующую динамику общего круговорота воды в природе и изменения в структуре географической оболочки, в результате которых она приобрела современный облик.

Наблюдениями установлено, что дегляциация протекала неравномерно в условиях глубокой аридизации умеренных поясов. Так, например, уровень Каспийского моря в то время снизился от высоты близкой к + 50 м до отметок около – 50 м, а вероятно и более низких [Чепалыга, 2006]. Сток рек почти полностью прекратился. В умеренных поясах широкое развитие получили золотые процессы [Волков, 1971]. Существенно возросло влияние ветров преимущественного западного направления (т.е. дувших с З на В), по скоростям значительно превосходящих современные. Об этом свидетельствуют ориентировка и размеры золотых образований

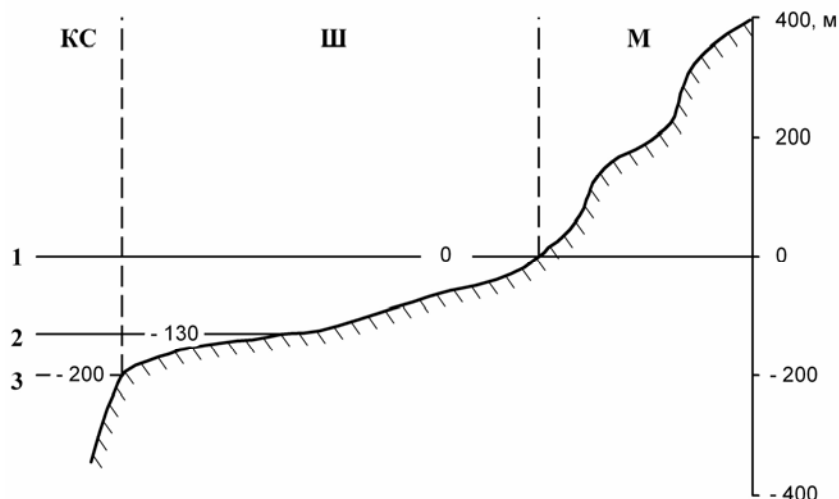


Рис. Минимальные уровни океана в похолодания квартера

М – материк, Ш – шельф, КС – континентальный склон; 1 – современный уровень океана (0 м), 2 – минимальный уровень океана похолодания МИС 2 (-130 м), 3 – минимальный уровень океана похолодания МИС 8 (-200 м). Пояснения в тексте.

(главным образом продольных ветрам субширотно ориентированных гряд) и более крупнозернистый состав материала, которым они сложены, по сравнению с современным.

Все указанные особенности природных процессов вызвали кардинальные изменения в строении геолого-геоморфологической основы современных ландшафтов. Особенно глубокое влияние на становление современного облика географической оболочки Северной Евразии оказал процесс формирования верхнего, самого молодого покрова лесовых отложений (в Сибири ельцовский лесс). Этот покров представляет, в основном, накопление взвешенного эолового наноса времени второй половины ГЭРО, т.е. времени глубокой аридизации умеренных поясов. Ее следует называть Мангышлакской аридизацией, ввиду того, что она наиболее ярко проявилась, как регрессия уровня Каспия. Это произошло по данным радиоуглеродного датирования в период от 20 до 15 т.л.н. [Волков, 1971].

В целом же выяснение особенностей природной среды и проходивших в ней процессов является еще задачей дальнейшего изучения времени начала последнего потепления (МИС 1). Только изучение всего комплекса природных явлений этого периода позволит обрисовать те глубокие изменения, которые происходили и предопределили в основном становление современных ландшафтов. Следует подчеркнуть, что ГЭРО максимума похолодания МИС 2 не была единственной и самой глубокой. Каждой холодной (четной) стадии палеотемпературной кривой, в той или иной мере, соответствовало понижение уровня Мирового океана. Многократно в связи с этим происходили также и изменения общей природы (географической оболочки),

сходные с теми, которыми характеризовалось время последней регрессии океана.

На современном уровне знаний известно, что самым обширным континентальным ледником был среднеледниковый, т.е. времени МИС 8 [Вангенгейм и др., 2001]. В Западной Сибири крайние ледниковые образования его расположены южнее таковых МИС 2 на 350–400 км. Есть все основания полагать, что в максимум этого оледенения уровень океана понижался до внешнего края современных шельфов, т.е. до -200 м (см. рисунок). В то время шельф за пределами ледников полностью или почти полностью осушался. Следовательно, давление атмосферы, отнесенное, к современному уровню океана, было около 740 мм рт. ст., а барический минимум составлял около 20 мм рт. ст.

Из обрисованного в настоящем сообщении фактического материала ясно видно, что каждому похолоданию соответствовало разрастание континентального ледника и соответствующее ему понижение уровня Мирового океана. Вследствие этого атмосферное давление над материками падало, т.е. появлялся барический минимум ГЭРО. В МИС 2 он составлял 13 мм рт. ст., а в МИС 8 – 20 мм рт.ст.

Изложенные данные свидетельствуют о некотором отставании исследований общего синтетического характера от накопленного в последнее время разнообразного фактического (аналитического) материала, дифференцированного, однако, в различных дисциплинах наук о Земле. Теперь открывается обширное поле для изучения общих вопросов периодического закона географической зональности, круговорота воды в природе и динамики атмосферы, на примере всесторонних процессов природной среды в течение квартера. Без знания этой области наук о Земле нет



возможности правильно оценить динамику современных природных процессов, тем более реальных представлений о состоянии природы в ближайшем будущем и дать прогноз влияния антропогенного фактора на естественный ход природной среды.

ЛИТЕРАТУРА

- Вангенгейм Э.А., Певзнер М.А., Тесаков А.С. Зональное расчленение квартала Восточной Европы по мелким млекопитающим // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2001. Т. 9. №3. С. 76–88.
- Волков И.А. Позднечетвертичная субаэральная формация. М.: Наука, 1971. 254 с.
- Волков И.А. Палеогеографическое значение некоторых радиоуглеродных датировок на юге Западной Сибири // Геология и геофизика, 1973. № 2. С. 3–8.
- Гончаров С.В. Граница последнего оледенения на Среднем Енисее: положение и возраст // Докл. АН СССР. Сер. геол. 1986. Т. 290. №6. С. 1436–1439.
- Гросвальд М.Г. Евразийские гидросистемные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999. 118 с.
- Томирдиаро С.В. Лессово-ледовая формация Восточной Сибири в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1980. 184 с.
- Чепалыга А.Л. Эпоха экстремальных затоплений в аридной зоне Северной Евразии // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны (Кайнозойский мониторинг природных событий аридной зоны юга России): Материалы международного симпозиума. Ростов н/Д / Азов, 26–29 сентября 2006 г. 2006. С. 166–171.
- Blanchon P., Shaw J. Reef drowning during the last deglaciation: Evidence for catastrophic sea – level rise and ice sheet collapse // Geology, 1995. V. 23. № 1. P. 4–8.
- Fairbanks R.G. 17,000 years glacio-eustatic sea level record; influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation // Nature, 1989. V. 342. P. 637–642.

НОСОРОГИ РОДА *COELODONTA* В БАССЕЙНЕ ОЗЕРА БАЙКАЛ

Н.П. Калмыков

Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону

Носороги рода *Coelodonta* часто встречаются в палеонтологической летописи бассейна озера Байкал, в том числе Западного Забайкалья, Юго-Восточного и Северного Прибайкалья.

Наиболее древний представитель этого рода – толгойский носорог (*C. tologojensis*), известен из Западного Забайкалья, представленного Селенгинским среднегорьем и Джидинским горным районом, отличающиеся друг от друга характером неотектонических движений, геоморфологическим строением и историей рельефа [Нагорья..., 1974]. В Тугнуйской впадине Селенгинского среднегорья он обнаружен в местонахождении Саган-Нур (рис. 1), где верхнеплиоценовые отложения представлены осадками пролювиального генезиса, выполненные обломками каменного угля [Калмыков и др., 2004]. Носорог из Саган-Нура принадлежит линии целодонтов с относительно удлиненными и стройными конечностями и представляет наиболее древнюю форму в эволюции рода *Coelodonta*. В период его обитания в Тугнуйской впадине произрастала мелколистная (*Betula* sp.) и широколистная (*Castanea* sp., *Fagus* sp., *Quercus* sp.) растительность. Травянистый покров был довольно разнообразным и состоял из Primulaceae, Urticaceae, Gramineae, Caryophyllaceae и *Artemisia* sp. На водоразделах были широко распространены хвойные

леса, состоящие из *Pinus sibirica*, *P. sylvestris* и Taxodiaceae. Споровые растения были представлены Bryales, Polypodiaceae, Ophioglossaceae.

Носорог близкий к толгойскому (*Coelodonta* cf. *tolgoijensis*), известный в составе фауны млекопитающих Хилокской впадины (местонахождение Усть-Обор), продолжал обитать в Селенгинском среднегорье в позднем эоплейстоцене. Помимо него в долине р. Хилок обитали *Canis* cf. *variabilis*, *Equus sanmeniensis* (ранняя форма), *Equus* cf. *nalaikhaensis*, *Spirocerus wongi*, *Bison* sp. [Калмыков, 2003].

В начале неоплейстоцена толгойский носорог в Селенгинском среднегорье существовал совместно с *Sorex* sp., *Ochotona daurica gureevi*, *Ochotona ddogolica*, *Citellus undulatus gromovi*, *Allactaga saltator transbaicalicus*, *Cricetulus barabensis*, *Ellobius tancrei*, *Eolagurus simplicidens simplicidens*, *Microtus fortis*, *M. brandti*, *Myospalax spalax wongi*, Canidae gen.?, *Archidiskodon* sp., *Equus sanmeniensis* (поздняя форма), *Cervus* ex gr. *elaphus*, *Bison* sp., *Spirocerus peii* [Млекопитающие..., 1966; Вангенгейм, 1977]. Об этом свидетельствуют его остатки из отложений верхней части средней толщи местонахождения Толгой в долине р. Селенги.

В позднем неоплейстоцене Селенгинского среднегорья был широко распространен уже другой вид целодонтов – *C. antiquitatis* (шерстистый носорог),

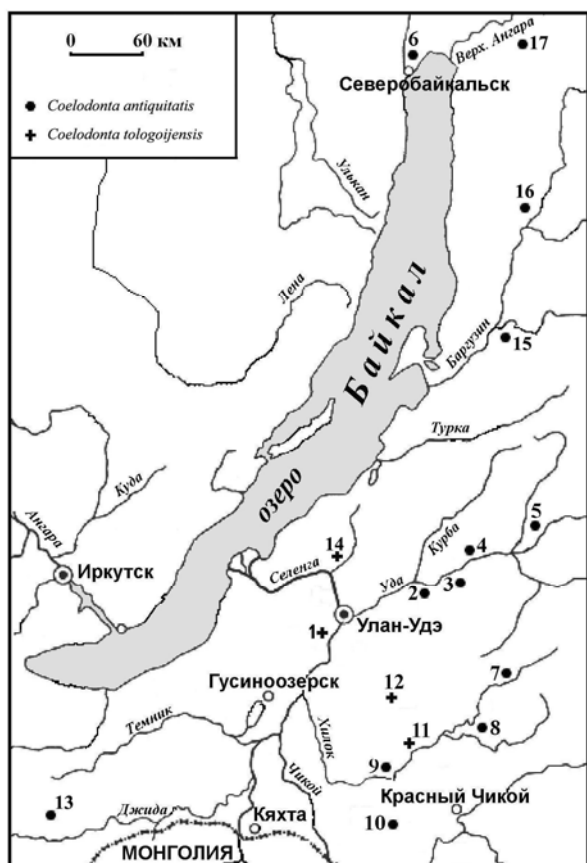


Рис. 1. Основные точки находок носорогов рода *Coelodonta* в бассейне озера Байкал

Тологой (1), Каменка (2), Варварина гора (3), Санный мыс (4), Хотык (5), Северобайкальск (6), Толбага (7), Кандабаево (8), Малый Куналей (9), Подзвонкая (10), Усть-Обор (11), Саган-Нур (12), Санага (13), Засушино (14), Душелан (15), Элэсун (16), Кумора (17)

остатки которого довольно многочисленны в культурных горизонтах стоянок позднелеполитического человека. Судя по составу фауны млекопитающих из поселения Подзвонкая (38900±3300 лет), склоны южной и юго-западной экспозиций Тамирского хребта и долину одноименной реки, кроме шерстистого носорога, населяли *Struthio* sp., *Ochotona* sp., *Marmota* sp., *Canis lupus*, *Vulpes* cf. *vulpes*, *Ursus* sp., *Meles meles*, *Martes* sp., *Mammuthus* sp., *Equus* sp., *E. (Hemionus)* sp., *Cervus* cf. *elaphus*, *Rangifer* aff. *tarandus*, *Bos* sp., *Bison* sp., *Spirocerus kiakhtensis*, *Gazella gutturosa*, *Ovis ammon* [Ташак, Калмыков, 2000].

В долине р. Оны вместе с шерстистым носорогом 30–40 тыс. лет назад обитали *Ochotona* sp., *Marmota sibirica*, *Lepus* sp., *Canis lupus*, *Vulpes* sp., *Meles meles*, *Ursus* sp., *Equus* sp., *Cervus* sp., *Capreolus* sp., *Bison* sp., *Gazella gutturosa*, *Ovis ammon*, остатки которых обнаружены в стоянке Хотык 3. Древесная растительность в это время была пред-

ставлена *Pinus sylvestris*, *P. sibirica*, *Picea* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., *Salix* sp., травянистая – *Ranunculaceae*, *Convolvulaceae*, *Graminae*, *Asteraceae*, *Umbelliferae*, *Sheuchzeriaceae*, споровая – *Bryales*, *Polypodiaceae*, *Sphagnum*, *Lycopodium*, *Botrichium* [Природная среда..., 2003].

Долину р. Брянки 26–40 тыс. лет назад населяли помимо шерстистого носорога *Lepus* sp., *L. tolai*, *Marmota* sp., *Canis* sp., *C. lupus*, *Vulpes* cf. *vulpes*, *V. corsak*, *Mammuthus primigenius*, *Equus* sp., *E. caballus*, *E. hemionus*, *Megaloceros giganteus*, *Camelus* sp., *Cervus elaphus*, *Bison* sp., *B. priscus*, *Spirocerus kiakhtensis*, *Gazella gutturosa*, *Saiga* sp., *Ovis ammon*, известные из стоянок Варварина гора (30600±500 лет) и Каменка 1 (26760±2265 – 40500–3800 лет) [Лбова, 2000; Природная среда..., 2003; Орлова и др., 2005]. Растительный покров в период обитания *S. antiquitatis* и его спутников состоял в основном из травянистой растительности (полыни, плауна булавовидного, папоротниковых) с островками лесной растительности, представленной вязом и древовидной ольхой [Геология..., 1982].

В долине р. Хилок в это время вместе с шерстистым носорогом обитали *Marmota sibirica*, *Ursus* sp., *Hyaena* sp., *Mammuthus primigenius*, *Equus* sp., *E. (Hemionus)* sp., *Cervus* sp., *Bison* sp., *Spirocerus kiakhtensis*, *Saiga* sp., остатки которых обнаружены в стоянке Кандабаево [Константинов, 1994], возраст которой определен в пределах 38460±1100 лет [Орлова и др., 2005]. Несколько позже в этой же долине продолжал обитать шерстистый носорог и другие животные (*Equus* sp., *Rangifer* cf. *tarandus*), их остатки обнаружены в культурном горизонте поселения Толбага, возраст которой 34860±2100 лет [Геология..., 1982]. Еще позднее долину Хилка населяли, кроме шерстистого носорога, *Citellus undulatus*, *Ellobius* cf. *tancrei*, *Lasiopodomys brandti*, *Equus* sp., *Cervus* sp., *Bison* sp., *Saiga* sp. Их остатки обнаружены в стоянке Малый Куналей, возраст которой 21100±300 лет [Константинов, 1994]. В период их обитания в растительном покрове преобладали травы, в том числе злаковые, первоцветные, лютиковые, гвоздичные, гречишные, сложноцветные и полыни.

Долину р. Уды 25–12,7 тыс. лет назад населяли вместе с шерстистым носорогом *Equus* sp., *Spirocerus* cf. *kiakhtensis*, *Cervus* sp., *Capra sibirica*, известные из поселения Санный мыс [Геология..., 1982; Константинов, 1994].

В Джидинском горном районе Западного Забайкалья остатки шерстистого носорога обнаружены на южном склоне Ключевского хребта в делювиально-пролювиальных отложениях местонахождения Санага, где в позднем неоплейстоцене обитали, кроме него, *Equus* sp., *Bison priscus*



[Калмыков и др., 2007]. До настоящего времени остатки ископаемых животных (*Struthio* sp., *Marmota* sp., *Mammuthus primigenius*, *Equus caballus*, *E. hemionus*, *C. antiquitatis*, *Camelus knoblochi*, *Cervus elaphus*, *Capreolus capreolus*, *Rangifer tarandus*, *Bos* (*Poëphagus*) *baicalensis*, *Bison priscus longicornis*, *B. p. deminuthus*, *Ovis ammon*) были известны в основном на востоке горного района в среднем и нижнем течении р. Джиды [Антощенко-Оленев, 1975]. Находки *C. antiquitatis* в верховьях долины р. Цакирки указывают на то, что он был распространен и на западе горного района в верхнем течении р. Джиды.

В Юго-Восточном Прибайкалье носороги из рода *Coelodonta* уже обитали с эоплейстоцена. Их остатки известны из отложений второй толщи местонахождения Засухино, откуда, кроме *Coelodonta* sp., определены *Ochotona* sp., *Ochotonoides* cf. *complicidens*, *Marmota* cf. *sibirica*, *Allophaijomys pliocaenicus*, *Villanyia* cf. *laguriformes*, *Mimomys* sp., *Mimomys* ex gr. *newtoni-pusillus*, *Equus sanmeniensis* (ранняя форма), *Capreolus* cf. *süssenbornensis*, *Bison* sp., *Spirocerus wongi*, а в отложениях третьей толщи помимо *C. cf. tologojensis* – *Ochotona* sp., *O. tologoica*, *Citellus* sp., *Marmota* sp., *Castor* sp., *Prosiphnaeus* sp., *Villanyia* cf. *laguriformes*, *Mimomys* ex gr. *pusillus*, *Microtus* sp., *Microtus* cf. *gregaloides*, *Nyctereutes* sp., *Canis variabilis*, *Xenocyon* sp., *Ursus* sp., *Gulo* sp., *Hyaena brevirostris* cf. *sinensis*, *Felis* sp., *Homotherium* sp., *Archidiskodon* sp., *Equus sanmeniensis* (ранняя форма), *E. cf. nalaikhaensis*, *Cervus* sp., *Capreolus* cf. *süssenbornensis*, *Alces latifrons*, *Bison* sp., *Spirocerus wongi* [Вангенгейм, Сотникова, 1981; Агаджанян, Ербаева, 1983; Калмыков, 2003]. Из отложений позднего неоплейстоцена (Илькирик, Засухино, Зырянск, Татаурово) известны единичные остатки только шерстистого носорога.

В Северном Прибайкалье неоплейстоценовые отложения содержат остатки только *C. antiquitatis*. В Баргузинской впадине для верхне-неоплейстоценовых отложений характерны фоссилии только шерстистого носорога (местонахождение Элэсун), *Equus* sp., *Bison priscus* (местонахождение Душелан). В Верхне-Ангарской впадине во второй половине среднего неоплейстоцена он обитал совместно с *Mammuthus primigenius*, *Equus* sp., *Cervus* sp., *Bison priscus* (местонахождение Северобайкальск, слой 7). Эту впадину шерстистый носорог продолжал населять вместе с *Equus* sp., *Bison priscus occidentalis* (местонахождение Северобайкальск, слой 5) и в позднем неоплейстоцене, в окрестностях оз. Иркана (местонахождение Кумора) обитал только *C. antiquitatis* [Калмыков, 2003].

Таким образом, *C. tologojensis* известен в бассейне оз. Байкал с позднего плиоцена до среднего

неоплейстоцена, который обитал в только в Селенгинском среднегорье. Во второй его половине тологойский носорог, по всей видимости, замещается другим видом – шерстистым носорогом (*C. antiquitatis*), который расширил свой ареал, что необходимо учитывать при палеонтологическом обосновании стратиграфии неоплейстоценовых отложений этого региона.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 06-04-91469 ЯФ).

ЛИТЕРАТУРА

- Агаджанян А.К., Ербаева М.А. Позднекайнозойские грызуны и зайцеобразные территории СССР. М.: Наука, 1983. 190 с.
- Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Забайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1975. 127 с.
- Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогена Северной Азии. М.: Наука, 1977. 172 с.
- Вангенгейм Э.А., Сотникова М.В. Геология и фауна млекопитающих местонахождения Засухино, Западное Забайкалье // Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1981. № 51. С. 106–117.
- Геология и культура древних поселений Западного Забайкалья // Д.Б. Базаров, М.В. Константинов, А.Б. Иметхенов и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1982. 164 с.
- Калмыков Н.П. Фауна крупных млекопитающих плейстоцена Прибайкалья и Западного Забайкалья. Улан-Удэ, 1990. 116 с.
- Калмыков Н.П. Палеогеография и эволюция биocenотического покрова в бассейне оз. Байкал. Ростов-на-Дону: Изд-во РГУ, 2003. 240 с.
- Калмыков Н.П., Будаев Р.Ц., Савинова В.В. Саган-Нур – новое местонахождение биоты позднего плиоцена и неоплейстоцена в Западном Забайкалье // ДАН. 2004. Т. 399. № 4. С. 545–547.
- Калмыков Н.П., Будаев Р.Ц., Шабунцова В.В. Млекопитающие позднего плейстоцена Джидинского горного района (Западное Забайкалье) // Териофауна России и сопредельных территорий: Мат. междуна-род. совещ. М.: Изд-во научных изданий КМК, 2007. С. 181.
- Константинов М.В. Каменный век восточного региона Байкальской Азии. Улан-Удэ–Чита, 1994. 179 с.
- Лбова Л.В. Палеолит северной зоны Западного Забайкалья. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. 240 с.
- Млекопитающие эоплейстоцена Западного Забайкалья / Э.А. Вангенгейм, Е.И. Беляева, В.Е. Гартутт, Е.Л. Дмитриева, В.С. Зажигин. М.: Наука, 1966. 164 с.



Нагорья Прибайкалья и Забайкалья / Н.А. Логачев, И.В. Антощенко-Оленев, Д.Б. Базаров, В.И. Галкин и др. М.: Наука, 1974. 360 с.

Орлова Л.А., Кузьмин Я.В., Лбова Л.В. Радиоуглеродные даты памятников палеолита и мезолита Забайкалья и Монголии // Палеолитические культуры Забайкалья и Монголии (новые памятники, методы, гипотезы). Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2005. С. 88–92.

Природная среда и человек в неоплейстоцене (Западное Забайкалье и Юго-Восточное Прибайкалье) / Л.В. Лбова, И.Н. Резанов, Н.П. Калмыков, В.Л. Коломиец и др. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2003. 208 с.

Ташак В.И., Калмыков Н.П. Среда обитания населения юга Бурятии в начале верхнего палеолита // Каменный век Южной Сибири и Монголии: теоретические проблемы и новые открытия. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000. С. 22–28.

СТЕПИ И ТУНДРОСТЕПИ КАК ЗОНАЛЬНЫЙ ТИП РАСТИТЕЛЬНОСТИ НА ДАЛЬНЕМ ВОСТОКЕ РОССИИ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

И.А. Каревская

Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

В статье обобщены результаты спорово-пыльцевого анализа плейстоценового аллювия, полученные в результате многолетних комплексных исследований флювиального рельефа и рыхлых отложений в Дальневосточном регионе России – от бассейна среднего течения рек Индигирки и Колымы на севере до Амуро-Зейской депрессии и Нижнего Приамурья на юге.

С помощью послыдного спорово-пыльцевого анализа аллювиальных отложений, контролируемого геоморфологической позицией рыхлых толщ, данными литолого-минералогического и термолюминесцентного анализов, в плейстоценовой истории Дальнего Востока выявлены четко выраженные этапы резкой континентализации климата. Они как минимум трижды возникали на протяжении эоплейстоцена, и дважды – во второй половине холодных эпох позднего плейстоцена. Приводимый ниже материал призван показать специфику зональных фитоландшафтов региона, обусловленную этими климатическими этапами.

Отложения, накапливавшиеся в эоплейстоцене, сохранились в верховьях р. Колымы, в бассейнах рек восточного и западного склонов хребта Джугджур и в Нижнем Приамурье. Они подробно изучены нами в долинах рек Нигай, Лантарь, Курун-Урях, Галбар, Кантага и др. Мощность рыхлых толщ составляет от 9 до 45 метров. На восточном склоне хребта Джугджур в бассейнах рек Охотоморского побережья эти отложения лежат преимущественно на уровнях, близких к современному урезу (Лантаро-Немуйская депрессия), в отдельных случаях их кровля находится на относительных высотах около 40 м над урезом – 45-м валунно-галечная толща ал-

лювия на левобережье р. Кантага (левобережье Нижнего Амура). В бассейне рек Май и Учтура разновозрастные осадки лежат значительно ниже уреза и зафиксированы нами в интервале глубин 2–15 м (р. Галбар), в бассейнах рек Зеи, Депа они слагают мощные аккумулятивные толщи.

На спорово-пыльцевых диаграммах этих отложений можно видеть палинозоны, свидетельствующие о неоднократном распространении степных и лесостепных ландшафтов в южной части исследуемой территории, которая в настоящее время относится к южной, средней и северной подзонам елово-лиственничной тайги. Наиболее подробно один из таких этапов остепнения изучен нами по ископаемым спорово-пыльцевым спектрам отложений, относящихся к Кантагскому стратиграфическому горизонту региональной стратиграфической схемы Юго-Западного Приохотья [Решения Межв. стратигр. совещания..., 1987]. Термолюминесцентные датировки лежат в интервале от 730 ('. 88) тыс. лет (валунно-галечный аллювий 40-м террасы р. Кантага) до 980 (Л 40) тыс. лет для сильно выветрелых галечников со щебнем и дрсвой в основании 25-м террасы на стрелке рек Лантарь и Таймень.

В общем составе спорово-пыльцевых спектров отложений, синхронных Кантагскому горизонту, преобладает пыльца трав и кустарничков (50–70%), значительно меньше пыльцы деревьев и кустарников (25–45%), спор – мало (4–7%). Среди трав и кустарничков доминируют зёрна полыней, крестоцветных, осоковых, злаков и богатого разнотравья. В группе деревьев и кустарников преобладает пыльца *Pinus sect. Cembrae* и разнообразных видов *Betula* из *sect. Albae*, *Larix*, *Alnaster*, *Picea sect.*



Euricea, меньше пыльцевых зёрен таких термофильных элементов, как *Abies*, *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus koraiensis*, *Betula* sect. *Costatae*; присутствует пыльца широколиственных пород – *Quercus mongolica*, *Fagus*, *Ulmus*.

Для палеогеографических реконструкций ближайшим районом-аналогом по сходству субфосильных и полученных нами ископаемых спорово-пыльцевых спектров является Приханкайская равнина, где развиты степи в сочетании со смешанными и хвойно-широколиственными лесами. Лесная растительность занимает там не более 15–20% общей площади и приурочена к наиболее повышенным участкам рельефа. Значительная часть территории занята типичными степными лугами, луговыми и разнотравными степями с участками пижмовой степи. Субфосильные аллювиальные спорово-пыльцевые спектры западного района Приханкайской равнины характеризуются преобладанием пыльцы травянистых растений (60%–67%), среди которых преобладают палиноморфы полыней (до 40%), маревых, злаков. В немногочисленной группе пыльцы древесно-кустарниковых пород почти в равных количествах присутствуют зёрна сосны обыкновенной и берёзы маньчжурской. Пыльца широколиственных растений представлена пыльцой дуба монгольского, лещины, ильма, ореха маньчжурского, клёна, граба [Алёшинская, Шумова, 1978].

Сходство субфосильных спорово-пыльцевых спектров Приханкайской равнины и ископаемых спектров из исследуемых нами эоплейстоценовых отложений, позволяют реконструировать широкое распространение на территории исследования в эоплейстоцене открытых незалесённых пространств, занятых степными злаково-полынными растительными сообществами. Лишь в долинах и на защищённых от сильных ветров склонах росли лиственные, берёзовые и темнохвойные леса, богатые в видовом отношении. В наиболее благоприятных местообитаниях в составе древостоя принимали участие такие теплолюбивые и экзотические породы, как кедр корейский, бук, дуб монгольский, ильм, берёзы даурская и пушистая, а также представители семейства ореховых, лоховых, волчегодниковых. То есть на фоне резкой континентализации и, возможно, некоторой аридизации климата в южных районах происходило вытеснение плиоценовых и раннеплейстоценовых южно-таёжных и хвойно-широколиственных формаций стенными (с признаками ксерофитизации) фитоценозами. Этот процесс охватывал значительную территорию: всё нижнее Приамурье, Лантаро-Немуйскую и Амуро-зейскую депрессии, бассейн среднего течения реки Май (рис.). И лишь в север-

ном Приохотье и в Индигиро-Колымском среднегорье росли смешанные светлохвойные и мелколиственные леса.

Следующие этапы полной деградации лесных массивов и замещения их степными и тундростепными сообществами на зональном уровне связаны только с поздним плейстоценом. На протяжении всего раннего и среднего неоплейстоцена на всей исследуемой территории сохранялись таёжные ландшафты.

Распространение тундростепных ценозов как зонального типа ландшафтов на Дальнем Востоке выявляется по спорово-пыльцевым спектрам средних и верхних горизонтов аллювия, слагающего низкие террасы (7–10–12 м и 18–20 м) в верховьях р. Колымы, в Охото-Кухтуйской депрессии. В ископаемых спорово-пыльцевых спектрах преобладает пыльца травяно-кустарниковой растительности (50%–75%), представленной преимущественно *Artemisia* (30–35%), *Cruciferae* (10–12%), *Cyperaceae* (до 10%), *Gramineae* (до 10%). Среди спор (10–15%) доминируют зёрна *Selaginella sibirica* (50–95%). На долю пыльцы древесно-кустарниковых пород приходится всего 1%–8%.

Конец осадконакопления на низких террасах совпадал с криоксеротическими фазами двух позднеплейстоценовых климатических ритмов. Впервые за весь плейстоцен в криоксеротическую стадию первого позднеплейстоценового похолодания на территориях, лежащих к северу от Охото-Кухтуйской депрессии, из растительного покрова полностью исчезали лесные формации. Их место занимали разнообразные травяно-тундровые сообщества: ивняково-осоково-зеленомошные, сфагново-ерниковые. Именно в это время на всей территории Северного Приохотья широкое распространение получили, так называемые тундростепи – криоксерофитные травянистые группировки из плаунка сибирского и полынно-злакового разнотравья, приуроченные к широко распространённым тогда щебнистым склонам и осыпям,

В настоящее время аналоги древних тундростепей сохранились на очень ограниченных территориях. На востоке Чукотки в долине р. Амгуэма Н.Б. Верховской [1986] обнаружены современные фитоценозы, сходные с тундростепными криоксерофитными сообществами холодных эпох позднего плейстоцена. Для рецентных спорово-пыльцевых спектров этой территории характерно крайне низкое присутствие пыльцы древесно-кустарниковых растений (ива, берёза тощая, ольховник, кедровый стланик), высокое содержание спор с господством плаунка сибирского и пыльцы разнотравья. Среди последней преобладают зёрна полыней, злаков, гвоздичных, сложноцветных. Сходные спорово-пыль-

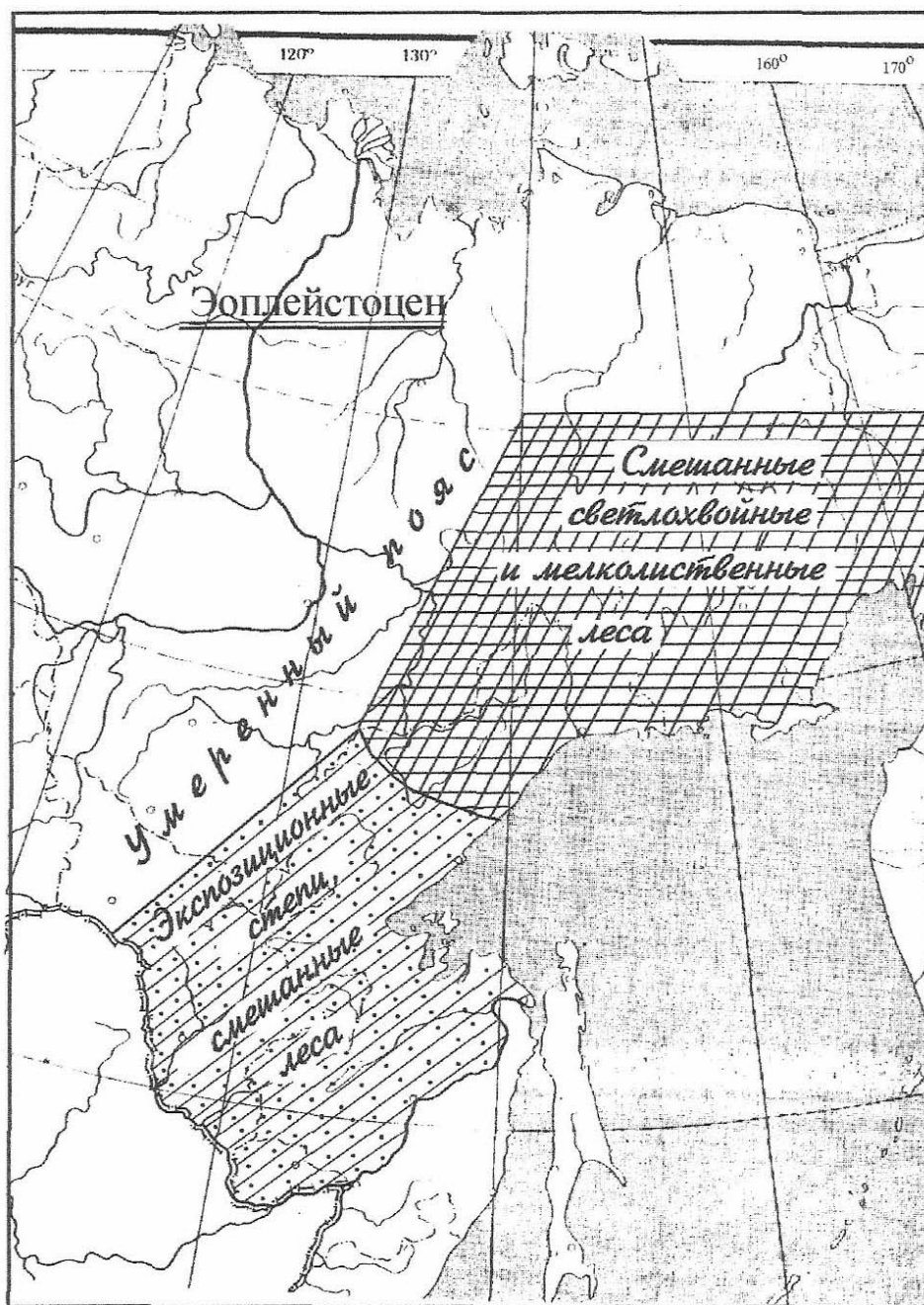


Рис. 1. Структура зональных ландшафтов на Дальнем Востоке России в конце эоплейстоцена

цевые спектры описаны Т.Д. Давидович [1976] для побережья бухты Сомнительной на острове Врангеля.

Последняя плейстоценовая эпоха отличалась в регионе максимальным в плейстоцене похолоданием и континентализацией климата, что проявлялось, главным образом, в снижении зимних температур и уменьшении снежного покрова. В Колымо-Индиго-Индигирском бассейне и в Охото-Кухтуйской депрессии на протяжении всего похолодания абсолютное господство принадлежало травяной и тундровой растительности. В криогигротическую фазу это были типичные ивняково-зеленомошно-осоко-

вые и ерниковые сообщества. Во вторую половину похолодания преобладали тундростепи с криоксерофитными группировками щебнистых склонов из плаунка сибирского и полыней и сухими злаково-разнотравными лугами. Лесные массивы отсутствовали.

Южнее – в западном и юго-западном Приохотье сохранялись лиственные леса и редколесья в сочетании с ерниковыми и крупнокустарниковыми (ольховниковыми и кедрово-стланиковыми) тундрами. Тундростепные сообщества играли подчиненную роль в ландшафтах.



ЛИТЕРАТУРА

Алешинская З.В., Шумова Г.М. Субфоссильные спорово-пыльцевые спектры Приханкайской равнины // Палинологические исследования на Дальнем Востоке. ДВНЦ АН СССР. Владивосток, 1978. С. 60–67.

Верховская Н.Б. Плейстоцен Чукотки. АН СССР. Владивосток, 1986. С. 51–52.

Давидович Т.Д., Иванов В.Ф. Климат прибрежных районов Восточной Чукотки в позднем плейстоцене и голоцене // Геоэкологические условия формирова-

ния верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений на Северо-Востоке СССР. СВ КНИИ ДВНЦ АН СССР. Магадан, 1976. С. 22–23.

Каревская И.А. Ландшафты плейстоцена по меридиану Советского Дальнего Востока // Палинология и стратиграфия. М.: Наука, 1994. С. 144–149.

Решения Межведомственного стратиграфического совещания по четвертичной системе Востока СССР. Магадан, 1987. С. 169–184.

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ ИСКОПАЕМЫХ МИКРОВОДОРОСЛЕЙ

Т.С. Ключиткина, Е.И. Полякова

Московский Государственный университет им. М.В. Ломоносова,
Географический ф-т, t.klyuvitkina@mail.ru;

Море Лаптевых, расположенное в центральной части арктического шельфа Евразии, играет ключевую роль в формировании ледово-гидрологического баланса Северного Ледовитого океана благодаря обильному речному стоку и формированию льдов зимой в пределах лаптевоморской полыньи [Захаров, 1996; Aagaard, Carmack, 1989; Gordeev, 2000]. Согласно новейшим данным, во время максимума последнего оледенения шельф моря Лаптевых был осушен и свободен от покровных ледников [Павлидис и др., 1998; Svendsen et al., 2004; Hubberten et al., 2004].

Целью работы явились детальные реконструкции пространственно-временных особенностей гидрологических условий в море Лаптевых в ходе постгляциальной трансгрессии. Для реконструкций палеоокеанологических условий в море Лаптевых в период постгляциальной трансгрессии был использован новейший метод анализа водных палиноморф, включающих, в первую очередь, цисты морских динофлагеллат и пресноводные зеленые водоросли [Mudie, 1992; Kunz-Pirrung, 1998, 1999; Matthiessen et al., 2000; Kunz-Pirrung et al., 2001; и др.).

В основу работы положены результаты исследований водных палиноморф в 10 датированных (по AMS¹⁴C) колонках донных осадков моря Лаптевых, полученных в интервале глубин 21–270 м. Колонками, в соответствии с результатами AMS¹⁴C датирования [Bauch et al., 2001], вскрыты осадки последних 17,5 тыс. календарных лет.

По материалам изучения водных палиноморф в поверхностных осадках моря Лаптевых [Kunz-Pir-

rung 1998, 1999] выполнены исследования распределения значений АН-критерия и CD-критерия, которые в настоящее время находят все более широкое применение в палеореконструкциях [Mudie, 1992; Matthiessen et al., 2000; Mudie, Rochon, 2001]. В море Лаптевых значения CD-критерия, представляющего собой отношение содержания в осадках пресноводных зеленых водорослей, которые приносятся на шельф с речными водами, и морских цист динофлагеллат, могут быть использованы для реконструкций изменений поступления в море Лаптевых речных вод. Значения АН-критерия (отношение содержания цист автотрофных видов динофлагеллат к цистам гетеротрофных видов [Mudie, 1992]) могут применяться в качестве критерия интенсивности поступления атлантических вод в море Лаптевых.

Результаты изучения водных палиноморф в колонках донных осадков моря Лаптевых позволили осуществить реконструкции гидрологических условий за 17,5 тыс. кал. л.н. Выделены следующие палеогеографические события:

17,5–13,0 тыс. календарных л.н. Согласно составу ассоциаций водных палиноморф, данный интервал в западной части моря характеризовался максимальной продолжительностью морского сезонного ледового покрова, что устанавливается по преобладанию в составе диноцист эвригаллиных холодноводных видов (*I. minutum*, *B. simplex*, *E. karaense* и цист *Polykrikos* sp.) и отсутствию цист автотрофных видов динофлагеллат (АН-критерий = 0).

13,0–11,2 тыс. календарных л.н. Данный интервал отмечен значительными изменениями палеогид-



рологических условий в западной части моря Лаптевых, вызванными возросшей интенсивностью адвекции атлантических вод, что выявлено по увеличению доли североатлантических видов в ассоциациях диноцист и значений АН-критерия. 12,3 тыс. кал. л.н. уровень моря достиг современной изобаты 60 м, что устанавливается по появлению диноцист в нижней части колонки PS51/159-10, однако до 11,2 тыс. кал. лет остаются крайне высокими значения CD-критерия, что позволяет заключить, что данный район шельфа находился в области активного воздействия стока рек Анабар и Хатанга. Около 11,3 тыс. кал. л.н. уровень моря достиг современной изобаты 51 м на внешнем шельфе восточной части моря Лаптевых [Bauch et al., 2001; Polyakova et al., 2005; Ключевиткина, Баух, 2006; и др.], о чем свидетельствует появление в осадках колонки PS51/135-4 диноцист и морских видов диатомей.

11,2–10,3 тыс. календарных л.н. ~11,2 тыс. кал. л.н. в ассоциациях палиноморф внешнего шельфа западной части моря Лаптевых происходит скачкообразное увеличение содержания цист видов североатлантического происхождения. Значения АН-критерия, начиная с 11,2 тыс. кал. л.н., в десятки раз превышают современные. Очевидно, что в этот период в западной части моря отмечается значительное усиление адвекции атлантических вод. Начиная с 11,3 тыс. кал. л.н., атлантические воды оказывают влияние также на гидрологические условия внешнего шельфа восточной части моря Лаптевых [Polyakova et al., 2005; Ключевиткина, 2007; и др.], о чем свидетельствуют увеличение доли североатлантических видов в ассоциациях диноцист и повышенные значения АН-критерия. На внешнем шельфе восточной части моря, в пределах палеодолины р. Яны (изобата 51 м), 11,3–10,3 тыс. кал. л.н. высокие скорости осадконакопления, значения CD-критерия, превышающие современные в ~10 раз, а также высокие концентрации зеленых водорослей и пресноводных диатомей свидетельствуют о лавинообразном осаждении взвешенных речных наносов [Polyakova et al., 2005; Ключевиткина, Баух, 2006; и др.], что характерно для внутренней зоны маргинального фильтра сибирских рек [Лисицын, 1994]. Реконструированные по диатомеям значения солёности поверхностных вод в этот период составляли 9–10, что также характерно для зон лавинной седиментации [Polyakova, 2003].

10,3–9,2 тыс. календарных л.н. В этот период в западной и восточной частях моря Лаптевых в составе ассоциаций диноцист доминируют североатлантические виды, а АН-критерий достигает максимальных значений, что свидетельствует о значительном усилении влияния атлантических вод на формирование водных масс в море Лаптевых в этот

период. 10,3 тыс. кал. л.н. в восточной части моря Лаптевых снижаются значения CD-критерия, уменьшаются скорости осадконакопления (до 17 см/тыс. лет; Bauch et al., 2001] и возрастает солёность (до 15–16; Bauch, Polyakova, 2003], что свидетельствует о смещении к югу устья р. Яны.

9,2–7,4 тыс. календарных л.н. Около 8,9 тыс. кал. л.н. уровень моря достиг современной изобаты 32 м, и началось затопление более мелководного юго-восточного шельфа, о чем свидетельствует появление диноцист и морских диатомей в нижней части колонки PS51/092-12 [Bauch, Polyakova, 2003; и др.]. 8,9–8,6 тыс. кал. л.н. в палеодолине р. Лены отмечаются экстремально высокие концентрации зеленых водорослей и пресноводных диатомей [Polyakova et al., 2005; Ключевиткина, 2007; и др.], высокие скорости осадконакопления и низкая солёность поверхностных вод (<9; [Bauch, Polyakova, 2003]). Следовательно, в этот период в палеодолине р. Лены происходило лавинообразное осаждение речной взвеси, важным компонентом которой является фитопланктон (в первую очередь, диатомеи и зеленые водоросли), в условиях внутренней зоны маргинального фильтра. Высокие значения CD-критерия 9,2–7,4 тыс. кал. л.н. и преобладание эвригалинных видов диноцист указывают на сильное распреснение вод под влиянием стока р. Лены. В западной части моря Лаптевых наблюдается снижение концентраций зеленых водорослей и значений CD-критерия, что отражает смещение к югу береговой линии и устьев рек Оленёк, Анабар и Хатанга. На внутреннем шельфе восточной части моря Лаптевых (колонка PS51/092-12), несмотря на его мелководность, формирование водных масс 8,9–7,4 тыс. кал. л.н., как и в настоящее время, происходило при участии атлантических вод, о чем свидетельствуют высокое относительное содержание североатлантических видов в ассоциациях диноцист и максимальные значения АН-критерия. В восточной части моря Лаптевых установление близких современным гидрологическим условий происходит на внешнем шельфе ~8,6 тыс. кал. л.н., на внутреннем – ~7,4 тыс. кал. л.н., в западной части моря – ~7,0 тыс. кал. л.н., на что указывает формирование комплексов палиноморф, сходных с современными [Ключевиткина, Баух, 2006; и др.], снижение скоростей осадконакопления [Bauch et al., 2001], и установление солёности, близкой современной [Polyakova et al., 2005].

7,4 тыс. календарных л.н. – современность. В западной части моря Лаптевых (колонки PS51/154-11 и PS51/159-10) постоянные значения CD-критерия дают основание полагать, что сток рек Анабар, Хатанга и Оленёк существенно не менялся на протяжении последних 7 тыс. кал. л.н. На



внешнем шельфе западной части моря с 7,0 тыс. кал. л.н. доминируют цисты холодноводных динофлагеллат, а в районе континентального склона – североатлантические виды.

Выполненная работа является первым детальным исследованием водных палиноморф в верхнеплейстоценовых – голоценовых осадках моря Лаптевых и показывает широкие возможности их использования в палеогеографических исследованиях. Полученные результаты существенно дополняют имеющиеся представления о палеогеографии моря Лаптевых и свидетельствуют о возможности и целесообразности использования водных палиноморф для палеоокеанологических реконструкций, в том числе для реконструкций изменений поступления речных вод на шельф и интенсивности адвекции атлантических вод в моря Евразийской Арктики.

Исследования выполнены при финансовой поддержке российско-германской Лаборатории полярных и морских исследований им. О.Ю. Шмидта, Российского Фонда Фундаментальных Исследований (грант 06-05-65267) и ИИТАС (грант 03-51-6682).

ЛИТЕРАТУРА

- Agard K., Carmack E.C.* The role of sea ice and other fresh water in the arctic circulation // *Journal of Geophysical Research*. 1989. № 94. P. 14485–14498.
- Bauch H.A. et al.* Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // *Global Planetary Change*. 2001. № 31. P. 125–139.
- Bauch H.A., Polyakova Ye.I.* Diatom-inferred salinity records from the Arctic Siberian margin: implications for fluvial runoff patterns during the Holocene // *Paleoceanography*. 2003. № 18 (2). P. 501–510.
- Bauch H.A., Polyakova Ye.I.* Late Holocene variations in Arctic shelf hydrology and sea-ice regime: Evidence from north of Lena Delta // *International Journal of Earth Sciences*. 2000. № 89 (3). P. 569–577.
- Gordeev V.V.* River input of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory to the Arctic Ocean // *Lewis E.L., Jones E.P., Lemke P., Prowse T.D. & Wadhams P. (eds.) The Freshwater Budget of the Arctic Ocean*. Kluwer Academic Publisher, Dordrecht. 2000. P. 297–322.
- Hubberten H.-W. et al.* The periglacial environment and climate in Northern Eurasia during the Last Glaciation (LGM) // *Quaternary Science Reviews*. 2004. Vol. 23. P. 1333–1357.
- Kassens H. et al.* Russian and German scientists explore the Arctic's Laptev Sea and its climate system // *EOS Transaction American Geophysical Union*. 1998. Vol. 79. P. 317–323.
- Kunz-Pirrung M.* Distribution of aquatic palynomorphs in surface sediments from the Laptev Sea, eastern Arctic Ocean // *Land–Ocean System in the Siberian Arctic: Dynamics and History / Kassens H., Bauch H.A., Dmitrenko I., Eicken H., Hubberten H.W., Melles M., Thiede J., Timokhov L. (eds)*. Berlin: Springer-Verlag, 1999. P. 561–575.
- Kunz-Pirrung M.* Rekonstruktion der Oberflächenwasermassen der östlichen Laptevsee im Holozän anhand der aquatischen Palynomorphen // *Berichte zur Polarforschung*. 1998. 281. P. 1–117.
- Kunz-Pirrung M., Matthiessen J., de Vernal A.* Late Holocene dinoflagellate cysts as indicators for short-term climate variability in the eastern Laptev Sea (Arctic Ocean) // *Journal of Quaternary Science*. 2001. № 16(7). P. 711–716.
- Matthiessen J., Kunz-Pirrung M., Mudie P.J.* Freshwater chlorophycean algae in recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // *International Journal of Earth Sciences*. 2000. № 89. P. 470–485.
- Mudie P.J.* Circum Arctic Quaternary and Neogene marine palynofloras: paleoecology and statistical analysis // *Head M.J., Wrenn J.H. (eds.) Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts and acritarchs*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas, 1992. P. 347–390.
- Mudie P.J., Rochon A.* Distribution of dinoflagellate cysts in the Canadian Arctic marine region // *Journal of Quaternary Science*. 2001. Vol. 16(7). P. 603–620.
- Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S.* Early to Middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // *Global and Planetary Change*. 2005. № 48. P. 208–222.
- Polyakova Ye.I., Klyuvitkina T.S., Golovnina E.A., Bauch H.A., Kassens H.* High-resolution reconstruction of Lena river discharge during the late Holocene inferred from microalgae assemblages // *Polarforschung*. 2006. Vol. 75 (2–3). P. 83–90.
- Polyakova Ye.I.* Diatom assemblages in the surface sediments of the Kara Sea (Siberian Arctic) and their relationship to oceanological conditions // *Siberian River Run-off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability, and Environmental Significance*. Proceedings in Marine Sciences. R. Stein, K. Fahl, D.K. Fütterer, E.M. Galimov, O.V. Stepanets (eds.). Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 375–400.
- Svendsen J., Alexanderson H., Astakhov V. et al.* Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia // *Quaternary Science Reviews*. 2004. № 23. P. 1229–1271.
- Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Dem'yanov S., Ovsepyan A.* Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal, and foraminiferal faunas // *Global and Planetary Change*. 2005. № 48. P. 223–251.
- Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A., Strezh A., Dem'yankov S., Ovsepyan Y.* Postglacial to Holocene his-



tory of the Laptev Sea continental margin: palaeoenvironmental implications of benthic assemblages // в печати.

Захаров В.Ф. Морские льды в климатической системе. СПб: Гидрометеиздат, 1996. 213 с.

Клювиткина Т.С. Детальные реконструкции палеогидрологических условий в восточной части моря Лаптевых за последние 11,3 тыс. лет / Деп. ВИ-

НИТИ № 1512–В2006 от 06.12.06 // Вестн. Моск. Унта. Сер. 5, географ. № 2. 2007. 26 с.

Клювиткина Т.С., Баух Х.А. Изменения палеоокеанологических условий в море Лаптевых в голоцене по материалам исследования водных палиноморф // Океанология. 2006. т. 46. № 6. С. 911–921.

Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.

К ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА ЗАПАДНОГО ШПИЦБЕРГЕНА В ГОЛОЦЕНЕ

О.В. Кокин, Г.А. Тарасов

Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН

Еще в 50–60-е гг. XX в. ряд исследователей [Ян, 1961; Фейлинг-Ханссен, 1965; Семевский, 1967; Лаврушин, 1969; Троицкий, 1971], изучавших историю развития голоценового оледенения на архипелаге Шпицберген, установили неоднократные колебания ледников в этот период. Однако количество и возраст ледниковых стадий не были установлены однозначно. Результаты более поздних исследований позволяли отвергать некоторые стадии, выделенные ранее, или относить их к другим временным интервалам [Гляциология..., 1985].

Отметим одну очень важную особенность голоценового оледенения Шпицбергена, выраженную в геоморфологическом строении краевых зон большинства ледников. Непосредственно перед краем многих ледников архипелага встречается только один моренный вал, образовавшийся в последнюю ледниковую стадию (трескелен), перед которым отсутствуют более древние моренные образования. Наряду с этим в некоторых долинах Шпицбергена (Факседален, Рейнбокдален, Флатюрдален, Рингхорндален, Исчерндален, Сюнндален, Пассдален, Семмельдален, Рейндален и др.) распространены серии стадияльных морен, формировавшихся на протяжении голоцена [Гляциология..., 1985].

Таким образом, есть все основания полагать, что продвижение большинства ледников в эпоху последних столетий по сравнению с предшествующими голоценовыми стадиями было наибольшим и молодые морены полностью перекрывают более древние [Оледенение..., 1975; Гляциология..., 1985]. В этом состоит одна из особенностей голоценового оледенения архипелага, в то время как в Скандинавии, Альпах, на Кавказе и в других горно-ледниковых областях наблюдается последовательное убывание размеров оледенения в голоцене от ранних стадий к более молодым.

В данной статье в хронологической последовательности представлена история развития оледенения Западного Шпицбергена в голоцене.

12–11 тыс. л.н. Аллеред (древнеголоценовый межстадиал). В результате эвстатического повышения уровня моря, начавшегося 18–20 тыс. л.н., уже около 11 тыс. л.н. на архипелаге началось формирование 60-метровых морских террас (в центральной части Западного Шпицбергена), отложения которых перекрывают верхнеплейстоценовую толщу осадков [Лаврушин, 1969; Оледенение..., 1975]. Однако усилившееся в древнем и раннем голоцене гляциоизостатическое поднятие островов архипелага опережало эвстатическое повышение уровня моря, вследствие чего на протяжении голоцена здесь образовалась лестница морских террас, возраст которых закономерно уменьшается от верхних к нижним.

Поднятие территории различных районов архипелага в древнем голоцене шло неравномерно. Наибольшие скорости и амплитуда поднятий отмечены в восточной части архипелага [Семевский, 1967]. В юго-западной и северо-западной части Зап. Шпицбергена происходило формирование 10–20-метровых террас, в центральной его части – 60-метровых, а на востоке острова и Северо-Восточной Земле – 75–85-метровых террас [Оледенение..., 1975]. Поверхности этих террас во многих местах скрываются под современными ледниками, что указывает на значительно меньшие размеры оледенения в этот период.

11–10 тыс. л.н. Молодой дриас (стадия факседален?). Ранее считалось, что в эту эпоху на архипелаге происходило наступление ледников, обусловивших формирование мощных напорных морен [Оледенение..., 1975]. Позже по данным радиоуглеродного датирования подобные морены напора оказались более молодого возраста. Таким образом,



в настоящее время мы не имеем на Шпицбергене надежно охарактеризованных в возрастном отношении стадиальных морен эпохи позднего дриаса. Но не исключено, что продвижение отдельных ледников в это время имело место. Считается установленным, что оледенение в этот период имело меньшие размеры. Необходимо продолжать работы по датированию древних стадиальных морен, в частности в центральной части о-ва Западный Шпицберген (Рейндален, Семмельдален и др.), часть из которых все же может оказаться древнеголоценового возраста [Гляциология..., 1985].

10–8 тыс. л.н. Пребореал и бореал. Морские террасы, сформировавшиеся в этот этап занимают кутовые части фьордов и нередко проникают по долинам, подходя вплотную к современным ледникам. Есть все основания предполагать, что эти террасы распространяются и под ледники, что свидетельствует об их меньших размерах в этот период. В центральной части Зап. Шпицбергена (Билле-фьорд) пребореалу и бореалу соответствуют террасы высотой 40–60 м (комплекс террас Муа) [Фейлинг-Ханссен, 1965].

По радиоуглеродным датировкам морских моллюсков, отобранных нами во время экспедиции ММБИ в 2006 г. из отложений напорного вала ледника Грэнфьорд (9480 ± 100 , ГИН-13830 и 9400 ± 100 лет, ГИН-13831), можно сделать вывод, что в этот период уже началось морское осадконакопление в кутовой части залива Грэн-фьорд.

8–2,5 тыс. л.н. Атлантика, суббореал (среднеголоценовый теплый межстадиал). В начале атлантического периода, по мнению Л.С. Троицкого [Гляциология..., 1985], произошла активизация ледников, приведшая к формированию в ряде мест стадиальных морен (стадия дамес-морена около 7800 лет назад). Такой вывод Л.С. Троицкий делает на основании радиоуглеродного датирования органического материала из толщи так называемой Дамес-морены, отложенной ледником Паула. На наш взгляд, определение возраста стадии дамес-морены пока преждевременно. Можно также предполагать, что перетложение морских осадков со дна фьорда и формирование стадиальных морен произошло позже, возможно, даже в последнюю стадию трескелен (существование которой установлено более достоверно).

Отметим еще один важный факт. На основании микрофаунистического анализа (по фораминиферам) отложений из напорного вала на полуострове Трескелен (зал. Хорнсунн), образовавшихся в интервале 8380 ± 80 (ГИН-7083) – 7090 ± 200 лет (ГИН-7084), И.А. Погодиной [2002] установлено, что условия среды осадконакопления во фьорде в этот период соответствуют понятию «климатический оптимум». Водные массы имели более высокие темпе-

ратуры по сравнению с нынешними. Ледниковые покровы, вполне вероятно, имели меньшие размеры.

Кроме того, можно предполагать, что напорные морены и стадиальные валы, по которым выделяют голоценовые стадии, образованы подвижками ледников, не отвечающим общей тенденции оледенения архипелага. Так, например, на фоне общего сокращения оледенения архипелага с начала XX в. отмечалось наступание отдельных ледников, носившее в ряде случаев характер резких подвижек (например, пульсация ледника Фриттьоф в 1997 г.).

В период климатического оптимума 5500–5000 л.н. ледники имели наименьшие размеры за весь голоцен. В это время на островах архипелага формируются морские террасы с богатой фауной, содержащие теплолюбивые элементы, которые в настоящее время не обитают в районе Шпицбергена (*Ciprina islandica*, *Mytilus edulis*, *Littorina littorea* и др.) [Фейлинг-Ханссен, 1965; Лаврушин, 1969; Оледенение..., 1975]. В настоящее время значительная часть поверхности этих террас погребена под ледниками, что указывает на существенно меньшие размеры оледенения архипелага в эпоху климатического оптимума голоцена. Потепление не привело, вероятно, к полному исчезновению ледников на архипелаге, о чем свидетельствуют довольно крупные валуны в отложениях террас этого времени, принесенные, видимо, айсбергами [Оледенение..., 1975].

В атлантике и суббореале продолжалось морское и ледниково-морское осадконакопление в кутовых частях Грэн-фьорда, Хорнсунна [Тарасов и др., 1993; Birkenmajer, Olsson, 1997], Ван-Мейен-фьорда [Гляциология..., 1985].

До недавнего времени считалось [Оледенение..., 1975; Гляциология..., 1985], что конец суббореала ознаменовался похолоданием и увлажнением климата и наступанием ледников в пределах архипелага. Стадия этого времени была выделена Л.С. Троицким [Оледенение..., 1975] на основании радиоуглеродных датировок из толщи напорного вала ледника Грэн-фьорд (8000–3250 л.н.). Он считал, что в этом временном интервале в кутовой части Грэн-фьорда происходило морское осадконакопление, а подвижка ледника и образование напорной морены произошло несколько позднее (3000–2500 л.н.). Эту стадию Л.С. Троицкий назвал стадией грэнфьорд.

Полученные радиоуглеродные датировки морских моллюсков (2020 ± 120 (ГИН-13633), 2080 ± 80 (ГИН-13634), 9480 ± 100 (ГИН-13830), 9400 ± 100 (ГИН-13831) лет), отобранных нами во время экспедиции ММБИ в 2005 и 2006 гг., позволяют расширить отрезок времени, когда в заливе шла морская аккумуляция (9400–2020 л.н.). Получается, что подвижка ледника, перетложившая морские осадки кутовой части залива, произошла не раньше



2020 л.н. Скорее всего, это было в стадию трескелен (800–100 л.н.).

К стадии грён-фьорд Л.С. Троицкий относит также некоторые напорные морены, на дистальном склоне которых морские террасы отсутствуют или выражены только у их подножий (например, напорные краевые валы у ледников Ушер, Комфортлесс, Холмстрём). Возраст и торфа, и плавника из толщи напорной морены ледника Ушер определен в 8025 ± 95 ($Tln-46$) и 3620 ± 60 ($Tln-24$) лет [Гляциология..., 1985]. Эти датировки не противоречат образованию данной морены в стадию трескелен, а не грёнфьорд. Достоверных данных о возрасте напорных валов ледников Комфортлесс и Холмстрём пока нет.

Случай с напорным валом Грёнфьорда на Шпицбергене не единственный. Во внутренней части фьорда Хорнсунн, вблизи от мыса Трескелен, находится напорный вал, по отложениям которого были получены датировки от 9770 ± 150 л.н. до 1850 ± 150 л.н. [Birkenmajer and Olsson, 1997]. Формирование вала относится к стадии трескелен.

Таким образом, пока нет оснований считать напорный вал ледника Грёнфьорда стратотипом для выделения одноименной стадии (3–2,5 тыс. л.н.). Однако мы не отрицаем возможности существования ледниковой стадии в это время.

2,5–0,8 тыс. л.н. Субатлантика (позднеголоценовый межстадиал). Абсолютный возраст (1970–800 лет) древесины-плавника, извлеченного из молодых морен ледников, спускающихся в море, указывает на время отступления ледников [Гляциология..., 1985]. Эти данные, вероятно, свидетельствуют, что, по крайней мере, в течение I–XII вв. н.э. на архипелаге имело место сокращение оледенения, что хорошо согласуется с представлениями о теплой и засушливой эпохе в Европе в первом и начале второго тысячелетия нашей эры («второй климатический оптимум»).

0,8–0,1 тыс. л.н. Малый ледниковый период (стадия трескелен). Судя по наиболее молодым радиоуглеродным датировкам органических остатков из современных морен, наступание ледников началось не ранее XIII–XIV вв. и достигло своего максимума, вероятно, в XVIII–XIX вв. [Оледенение..., 1975].

Существование данной стадии бесспорно. Для многих ледников максимальное их продвижение в конце XIX столетия, совпадающее с внешним краем молодых морен, зафиксировано непосредственно на картах. Однако все же существуют некоторые разногласия о времени начала наступания ледников, а также о периоде их максимального продвижения.

0,1–0 тыс. л.н. Современный этап. С начала XX в. по настоящее время большинство ледников отступает [Оледенение..., 1975]. Освободившийся от ледника рельеф местности характеризуется проявлением свежих холмисто-грядовых форм, еще не измененных

экзогенными процессами, т.е. не переработанных процессами перигляциальной денудации и эрозии. Однако активное действие этих процессов, главным из которых является эрозия потоков талых вод, уже началось. Вынос большого объема обломочного материала этими потоками обуславливает высокие скорости осадконакопления во фьордах Шпицбергена.

Таким образом, в настоящее время для голоценового оледенения Западного Шпицбергена более менее точно установлена последняя стадия наступания ледников (стадия трескелен). Существует предположение о наличии еще трех ледниковых стадий, которые древнее стадии трескелен (стадии факседален, дамес-морены, грёнфьорд). Вероятно, что продвижение ледников в эти три стадии было меньше, чем в малый ледниковый период. Существование стадии дамес-морены и ее возраст требуют подтверждения. Достоверные следы стадий факседален и грёнфьорд в настоящее время не известны.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 06-05-64161).

ЛИТЕРАТУРА

- Гляциология Шпицбергена. М.: Наука, 1985. 200 с.
- Лаврушин Ю.А. Четвертичные отложения Шпицбергена. М.: Наука, 1969. 181 с.
- Оледенение Шпицбергена (Свальбарда). М.: Наука, 1975. 276 с.
- Погодина И.А. Раннеголоценовый климатический оптимум в районе архипелага Шпицберген // Комплексные исследования природы Шпицбергена. Вып. 2. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2002. С. 44–48.
- Семевский Д.В. Основные этапы развития архипелага Шпицберген в плиоцен-четвертичное время // Материалы по стратиграфии Шпицбергена. Л.: НИИ-ГА, 1967. С. 216–224.
- Тарасов Г.А., Погодина И.А., Денисенко С.Г. Литолого-фаунистические комплексы рыхлых отложений фьорда Хорнсунн Западного Шпицбергена. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1993. 32 с.
- Троицкий Л.С. О голоценовых стадиях оледенения на Шпицбергене // Материалы гляциол. исслед. Вып. 18. М., 1971.
- Фейлинг-Хансен Р.В. Корреляционная схема позднечетвертичных отложений Норвегии // Труды НИИ геологии Арктики. Т. 143. 1965.
- Ян А. Геоморфологические исследования Польской научной экспедиции на Шпицбергене // Труды НИИ геологии Арктики. Т. 123. Вып. 16. 1961. С. 141–157.
- Birkenmajer K., Olsson I.U. Radiocarbon dating of marine bivalve shells from Holocene moraines at inner Hornsund, South Spitsbergen // Bull. Pol. Acad. Sci., Earth Sci. 1997. V. 45, № 1. P. 59–66.



О РОЛИ «НАДЛЕДИ» В РАЗВИТИИ ПОВТОРНО-ЖИЛЬНОГО ЛЬДА

В.В. Колпаков

Картирование четвертичных отложений Центральной и Северной Якутии подняло вопрос как образовались «гигантские ледяные жилы»? Решая его с позиции геоморфологии автор подошел к закономерностям образования повторно-жильного льда (ПЖЛ) [Колпаков, 1982, 1994]. Поскольку работа не получила отклика, автор посчитал себя вправе к ней вернуться, сосредоточив внимание на грунтовой оболочке, прикрывающей лёд – «надледь».

Неотъемлемым свойством ПЖЛ является сопровождение его покрывкой, предохраняющей его от вытаивания и дающей ему возможность расширяться в стороны от продуцирующей трещины, т.е. становиться повторно-жильным. Лёд и надледь взаимосвязаны как полюса магнита, возникают одновременно, и без одного не может быть другого.

У надледи две главные особенности: первая, что основу ее составляет пылевой материал – супесь нередко песчанистая или глинистая до легкого суглинка, и там, где на карте четвертичных отложений показаны супесь и многолетняя мерзлота, там развит или возможен ПЖЛ при условии, что мощность супеси достаточна, чтобы лёд не растаял. Генезис супеси может быть разный: эоловый, речной, озерных и морских осушек, конусов выноса и др. Глина, песок, гравий, щебень, галечник, щебнистый суглинистый мелкозем для образования надледи не подходят. К пылевой основе надледи как правило добавлены почва и линзочки торфа, растительный детрит, корни растений, ходы и норы землероев. Вторая особенность – тенденция к достижению теплопроводности, при которой сколько бы льда ни прибыло, столько же и вытаивало. Изменение теплопроводности достигается в природе автоматически изменением толщины надледи. Если льда тает столько же, сколько прибывает, надледь не проявляет себя в рельефе. Если льда тает больше, чем прибывает, надледь проседает. Картина проседания, например на Яно-индигирской низменности, имеет грандиозный вид [Томирдиаро и др., 1987]. Верхушки грунтовых столбов, армирующих лет, обрели здесь вид бугров, и если снос материала с них на надледь не успеет ее надстроить, ПЖЛ вытает совсем. Если тепло ко льду пропускается недостаточно, он поднимает и выпячивает надледь; она расползается и утоньшается пока начавшееся пропускаться тепло не остановит прирост льда. Осаждение на надледь нового материала притормаживает таяние льда и побуждает, чтобы лишний материал с надледи постоянно удалялся, а для этого она должна приподниматься над центром полигона, куда грунт может сте-

кать. Оттуда, из воронки, грунт надстраивает столб. Многочисленные обнажения показывают, что надледь в природе удивительно выравнена, хотя в разных районах толщина ее разная. По нашим наблюдениям – от 0,6 до 1,6 м.

Пылевой, супесчаный материал отличается тем, что способен к перемещению в плоскости надледи, а так же к залечиванию на ней разрывов, ям и располыванию бугров. Важно так же, что в мерзлом виде он тверд, не пластичен и не сыпуч.

Надледь как бы чувствует в каком состоянии находится под ней лёд, тает он, нарастет или законсервирован. Она также чувствует похолодания, потепления и другие изменения климата и изменения ландшафта. Мы не знаем, сколь контрастен был микрорельеф едомы при ее накоплении. В голоцене он выравнился. Но там, где едома ложилась на склоны, как в районе метеостанции Воронцово, возможно вся надледь совместно с деятельным слоем надстолбовых воронок смещалась по склону как единое, и это вызвало наклон столбов.

Надледь, не случайно оказавшийся надо льдом грунт или неизвестно откуда взявшийся деятельный слой, как многие представляют, а оболочка или мембрана, обтягивающая собой сверху всё повторно-жильное оледенение, будь то жила, заполняющая часть трещины, окружающей морозобойный блок, или подземный ледник едомы площадью в тысячи км². По сути ПЖЛ в едоме представляет не жилы, а ледник. Жилы что-то пронизывают, здесь же ПЖЛ ничего не пронизывает, а копится одновременно с грунтом, с которым они распределились в пространстве под действием особого природного механизма. При эпигенезе ПЖЛ внедряется в грунт и действительно образует жилы, но решетку из сросшихся жил тоже можно назвать ледником.

Элементарной формой рельефа, на которые расчленяется поверхность при раскрытии морозобойных трещин, является морозобойный блок. При сингенезе грунт в нем обособляется в виде столба, лёд образует вокруг столба обойму, а надледь выделяется в форме кругового козырька, причлененного к столбу. Граница надледи со льдом – плавилище; линия сочленения плавилища и столба – калибратор. По ней определяется какое сечение получит столб. Если в результате летнего разогрева калибратор поднимается выше мерзлой части столба, лёд входит в боковой контакт с талым грунтом, теснит его и столб несколько сжимается. Если калибратор не достигает талого грунта, а при этом и низ надледи остается мерзлым, то лёд отламывает надледь, утал-

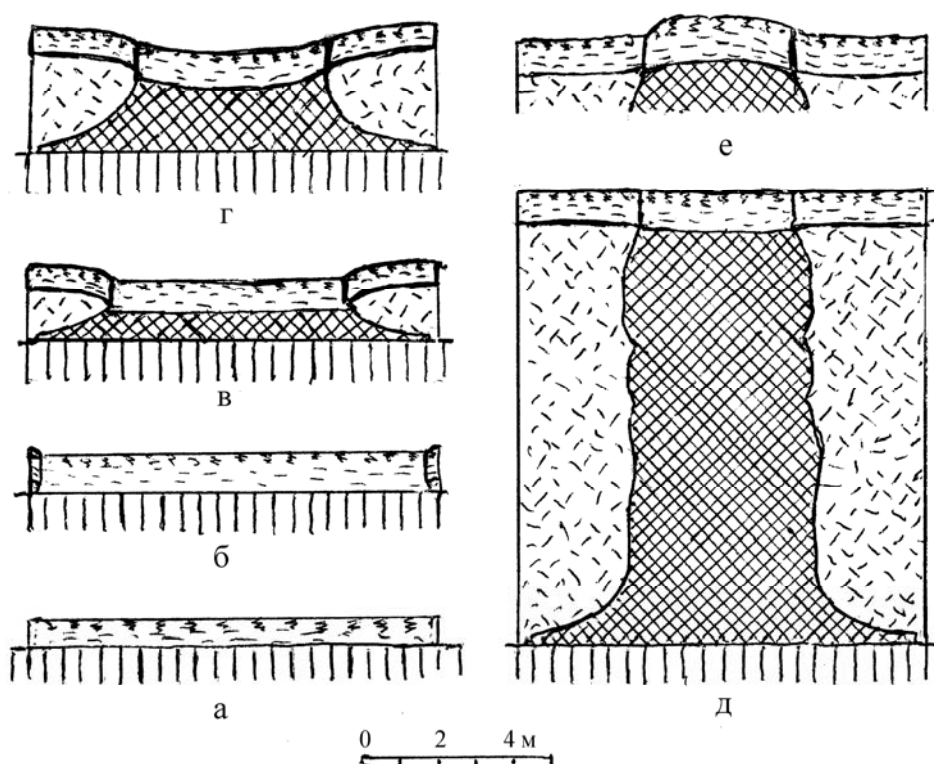


Рис. Развитие морозобойного блока при сингенезе грунта (выпадение пыли) и льда.

а – начало накопления грунта, б – появление льда и надледи, в – расширение ледяного тела и надледи в условиях относительно большей скорости накопления льда чем грунта, г – достижение равновесия в накоплении грунта и льда, д – сокращение и прекращение поступления грунта, выравнивание поверхности, е – таяние льда, западание надледи, выпячивание столба. 1 – повторно-жильный лед, 2 – талый грунт надледи, наверх столба и пр., 3 – мерзлый грунт столба, 4 – подстилающая порода

кивает ее сколько вверх, так что часть ее остается примерзшей к столбу параллельно склону воронки и столб расширяется. Остановка калибратора на границе мерзлого и талого грунта происходит при равном приросте блока по грунту и льду.

Воронка – плоскодонное или вогнутое навершие столба, собирающая материал, отлагающийся на полигоне. Большая часть его в едоме поступила с козырька, занимавшего до 80–90% поверхности. Впечатление об идентичности объемов грунта и льда при одинаковой ширине вертикальных полос в обнажениях обманчиво. При равной ширине объем льда не менее чем в три раза больше объема грунта и во столько же раз площадь надледи больше, чем у воронки. Надо представлять, что грунт включен в лёд, а не наоборот. Загиб слоев в столбах к центру обязан не их сдавливанию, а отвечает форме воронок. В отдельные периоды накопления едомы форма воронок была разная. Видимо параллельно менялась и толщина надледи. Изучая разрезы, следует представлять как надледь в процессе роста едомы взаимодействовала со столбами при образовании их раздувов и перетяжек, связанных с изменением состояния воронок. В воронках и под ними собиралась по-

верхностная и надмерзлотная вода, слагались тундровые условия в отличие от более сухой надледи, поверхность которой представляла степь. Этим объясняется обитание на едоме как тундровой, так и степной фауны и тундрово-степной споро-пыльцевой спектр в материале столбов. Вода в воронках вызывала оплывание склонов, в некоторых накопился торф, в некоторых происходило почвообразование. Плоские слои грунта, как ножом срезанные по границе со льдом, видимо отлагались на дне воронок в очень холодных засушливых условиях, когда склоны воронок становились обрывистыми. Под дном воронок создавались условия для образования слойков и линз сегрегационного льда.

Лёд и пыль брались при сингенезе независимо. Пыль на едому в бассейне Лены поступала из перигляциальных дефляционных пустынь [Геологическая карта СССР, 1986], преодолев десятки километров. Формирование ПЖЛ зависит от объема морозобойных трещин и полноты их заполнения изморозью и замерзающими внешними водами. Лед новых порций вдавливается в ранее накопленный, превращается с ним в единую массу и отжимается к плавильщику. Мерзлые столбы сжатию противостояли. Они не



смяты и не раздроблены. Подвижка льда относительно столбов в зоне криогенеза происходит. Так в обнажении Мус-Хая мы наблюдали, что лёд протаял вдоль контакта со столбом песок из низлежащего слоя на несколько метров. Лёд едомы прирастал интенсивнее грунта, но сколько вытаяло на плавище, расчет не производился. Нижняя граница едомы изучена слабо, так как закрыта свалами или находится под водой. Однако об истории ПЖЛ ледника можно судить только представляя весь его объем. Вызвано ли его появление накоплением супесчаного наилка, похолоданием или выпадением пыли? Есть ли ниже супеси эпигенетические начала или лёд начал накапливаться в самой супеси? Насколько быстро расширялась ледяная решетка? В обнажении Мус-Хая видно, что рост ледника начался с появления эпигенетической решетки в песке, как только над ним возникла супесчаная надледь. На р. Уяндына как только супесь, легшая на галечник, достигла надлежащей мощности, появившийся лёд стал расширяться близко к границе галечника и достиг крайней ширины 8 м, между столбами в то время, как его мощность вблизи продуцирующей трещины достигла всего 0,5 м. Лёд наступал на талую супесь, опираясь на утоньшавшуюся подошву из той же супеси, но успевшей заморозиться. Столь же быстро, случалось происходило расширение ПЖЛ над слоями прочного переплавленного льда.

В формировании аккумулятивных морозобойных блоков ведущее значение имеют растрескивание, определяющее их размеры, и скорости накопления грунта и льда, от соотношения которых зависит ширина столбов и в некоторой мере толщина надледи. В основном же толщина ее диктуется глубиной сезонного протаивания. Фация надледи в равной мере сочетается с фациями столбов и льда.

Имеется много примеров, когда надледный слой мощнее надледи, что объясняется ее перекрытием

склоновыми, золовыми, пролювиальными и др. отложениями. В таких случаях необходимо различать надледь от посторонней покрывки. При встрече с погребенным ПЖЛ надо обращать внимание не погребена ли вместе с ним надледь.

Эпигенетические жилы льда также увенчиваются надледью. Расширение их происходит главным образом путем выпахивания стенок и выволакивания соскобленного материала к границе сезонного протаивания с образованием валиков – некоего подобия конечных морен.

При эпигенезе трещины заполняются не только льдом, но и смесью льда с грунтом, либо одним грунтом. Навершия таких жил имеют вид канав или иной рельеф [Романовский, 1977]. Заполнения трещин песком приводит к механическому растрескиванию вмещающей породы.

Наледная оболочка, надледь – сложная динамически активная составляющая блоков с повторно-жильным льдом. Она мало привлекала внимание исследователей, а между тем, понять обстоятельства появления, ход развития и историю любого тела ПЖЛ без представления об ее постоянном присутствии и изменениях нельзя.

ЛИТЕРАТУРА

- Геологическая карта СССР (Карта четвертичных отложений) масштаба 1:1000000, Q-50,51 (Жиганск), 1986.
- Колтаков В.В. Механизм формирования грунтово-ледовых толщ // Изв. АН СССР. Серия Геогр. 1982. №4.
- Колтаков В.В. Как образовались «гигантские ледяные жилы» // Природа. 1994. №12.
- Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. Новосибирск, 1977.
- Томирдиано С.В., Черненко Б.И. Криогенно-эоловые отложения Восточной Арктики и Субарктики. М.: Наука, 1987.

КРИОГЕННАЯ ТРАНСФОРМАЦИЯ МИНЕРАЛЬНОГО ВЕЩЕСТВА

В.Н. Конищев

В формировании состава отложений современной и плейстоценовых перигляциальных зон процессы циклически повторяющихся процессов промерзания-оттаивания играют большую роль. Их значение является определяющим на стадии мобилизации вещества, и они сопровождают его потом в ходе транспортировки и даже аккумуляции. Отложения, все стадии которых проходили в условиях криогенеза, принято называть криолитогенными. К последним относятся широко распространенные в

Сибири синкриогенные толщи ледового комплекса, покровные лессовидные образования севера Русской равнины и Западно-Сибирской низменности.

По механизму и продуктам преобразования в результате воздействия факторов криогенеза минеральное вещество пород делится на три большие группы – исходные плотные породы, дисперсные породы песчано-алевритового состава и глинистые породы. Наибольшую специфику факторы криогенеза вносят в преобразование песчано-алевритовых



соединений. Основной результат воздействия многократного, циклически повторяющегося процесса промерзания-оттаивания – это дезинтеграция отдельных зерен минералов, составляющих основную массу песчано-алевритовых отложений. Ведущим процессом, приводящим к дезинтеграции минералов является колебание расклинивающего действия тонких водных пленок – криогидратационное выветривание. Расклинивающее действие льда в данном случае не имеет условий для своего проявления, так как величина микротрещин и разного рода дефектов, предопределяющих ход разрушения кристаллов невелика. Льдообразование возможно в более крупных порах грунта, но оно создает необходимые условия для колебания расклинивающего действия тонких водных пленок в микротрещинах. Песчано-алевритовые фракции характеризуются уже достаточно заметным количеством связанной и, следовательно, незамерзшей воды. Поэтому криогенную устойчивость минеральных зерен этого размера необходимо оценивать в системе «частица + слой незамерзшей воды», поскольку факторы криогенного разрушения и температурные напряжения воздействуют опосредованно, через слой незамерзшей воды. Согласно современным моделям прочности мерзлых грунтов их армированность тонкими пленками незамерзшей воды при отрицательной температуре является фактором, повышающим их прочность. Устойчивость минеральных зерен определяется не только и не столько прочностью частицы, а зависит, главным образом, от толщины и свойств адсорбированного слоя незамерзшей воды. Последняя в процессе криогидратационного разрушения играет криопротекторную роль, поскольку ее механические свойства при достаточно низких температурах приближаются к свойствам металла.

Исходя из известных структурно-сорбционных свойств основных породообразующих минералов и анализа кривых фазового состава воды при отрицательных температурах на разных минералах, сделан вывод, что защитная роль незамерзшей воды будет максимальной у слоистых силикатов, меньше – у неизменных полевых шпатов и еще меньше – у кварца, амфиболов и пироксенов. Многочисленные экспериментальные исследования полностью подтвердили этот вывод: пределом криогенной дезинтеграции кварца, амфиболов и пироксенов является размер зерен 0,05–0,01, полевых шпатов – 0,1–0,05, биотита 0,25, мусковита 0,5–0,25 мм. По отношению к факторам криогенеза кварц оказался наиболее неустойчивым минералом.

Многочисленные данные по дифференцированному минералогическому анализу разноразмерных гранулометрических фракций из различных криолитогенных отложений криолитозоны выявили, что

распределение основных породообразующих минералов по гранулометрическому спектру соответствует теоретико-экспериментальной схеме криогенной устойчивости минералов (рис. 1). Максимальные содержания кварца зафиксированы во фракции 0,05–0,01 мм, а полевых шпатов в более крупной фракции – 0,1–0,05 мм, что прямо противоположно их распределению в отложениях сформировавшихся в условиях теплой и умеренной климатических зон.

Отсюда становится понятным, почему в криолитозоне столь широко развиты отложения, в которых зерна размером 0,05–0,1 мм содержатся в большом количестве – до 70–80%. Это объясняется с одной стороны господствующей ролью кварца в составе полимиктовых отложений, а с другой – его минимальной устойчивостью по отношению к факторам криогенеза.

Исследователи уже давно отмечают характерную особенность отложений, сформированных в зоне криогенеза – практически полное отсутствие глини среди криолитогенных отложений и резко подчиненная роль глинистых минералов в составе последних. С одной стороны это объясняется крайней затрудненностью или отсутствием синтетического новообразования глинистых минералов, а с другой, неустойчивостью и деградацией унаследованных дисперсных силикатов. Последнее объясняется тем, что удельная поверхностная энергия глинистых минералов и, соответственно, криопротекторная роль воды существенно ниже, чем у первичных. Этот вывод становится очевидным, если при построении кривых фазового состояния воды в различных типах дисперсных пород пересчет производить не на единицу веса грунта, а на его общую поверхность.

В результате коллоидно-дисперсная составляющая криолитогенных отложений представлена аморфными соединениями, органо-минеральными компонентами, а также гидратированными фрагментами деградированных гидрослюдов, монтмориллонита и каолинита. Подобный состав дисперсной фракции криолитогенных отложений в сочетании с преобладанием в их составе пылеватых фракций является причиной возникновения тиксотропных свойств, пловунности и солифлюкционных явлений.

Криогенное выветривание плотных массивно-кристаллических пород обычно объясняют расклинивающим действием замерзающей воды в открытых трещинах и дефектах пород. В результате возникает обломочная кора выветривания и связанные с ней каменные потоки на склонах. Однако оказалось, что в пределах гранитоидных формаций на территории криолитозоны химическая денудация превосходит механическую, что не должно быть свойственно горным районам в отличие от равнин-

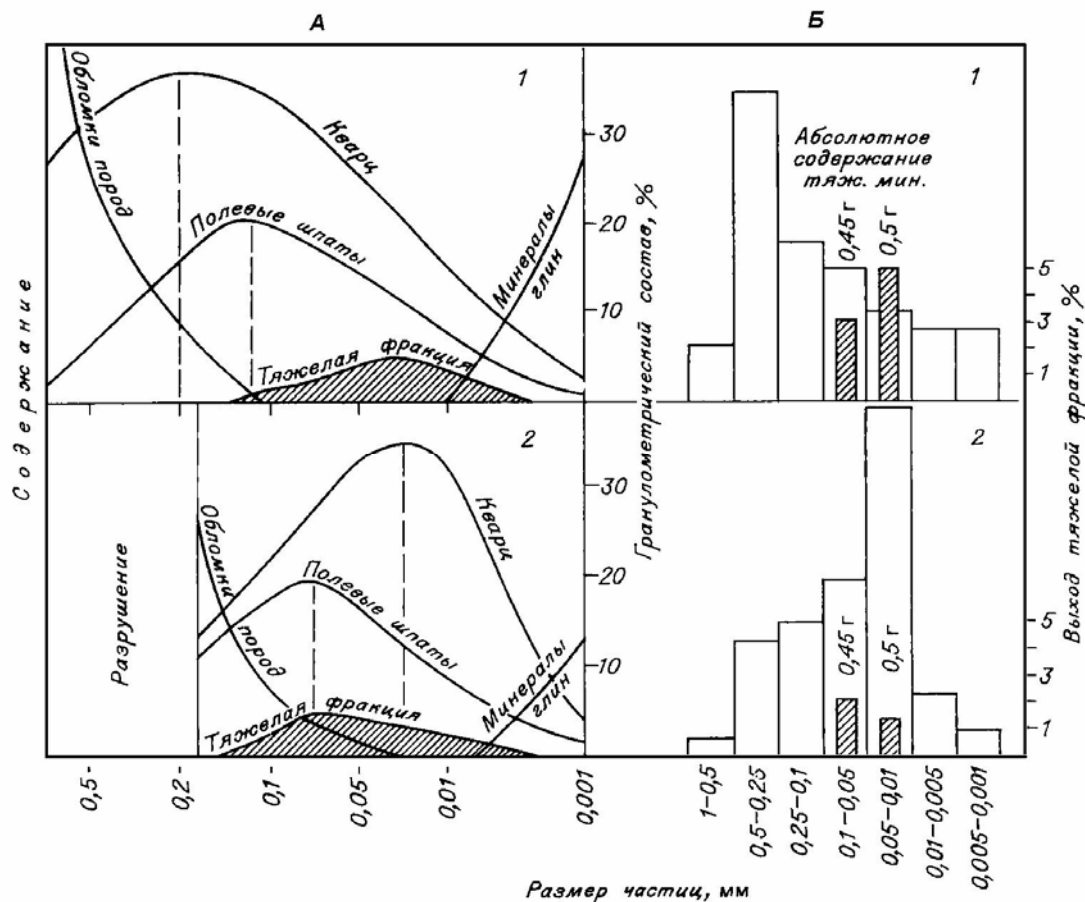


Рис. 1. Перестройка распределения основных минералогических параметров по гранулометрическому спектру при криогенезе

А – качественная схема: 1 – распределение содержаний основных минеральных компонентов по гранулометрическому спектру исходной осадочной породы; 2 – распределение основных минеральных компонентов в продуктах криогенеза;

Б – количественная схема перестройки относительного весового содержания тяжелых минералов (выхода тяжелой фракции): 1 – исходная порода с седиментогенным типом распределения выхода тяжелой фракции; 2 – гипергенный тип распределения тяжелой фракции в продуктах криогенеза.

ных территорий. Исследования показали, что причиной этого парадокса является сама природа кварца как минерала, для которого характерны внутри и межкристаллические замкнутые гипогенные газово-жидкие включения. Они заполнены слабо минерализованными водными растворами, в которых преобладают ионы Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^+ , Cl^- , SO_4^- , HCO_3^- , SiO_3^- . Иногда присутствует газовая фаза – CO_2 , H_2S , H_2 и др. Большая часть включений имеют размер до 0,01 мм, но иногда их размер может быть намного больше. Было показано, что ведущую роль в разрушении кварцевых кристаллов играет замерзание жидкой фазы в этих включениях.

Данный процесс было предложено называть криокриптогенезом. Роль криокриптогенеза уменьшается в ряду граниты (кислые породы) андезиты (средние породы) – долериты (основные породы) – осадочные сцементированные породы. Соответственно меняется и обогащение речных вод, дренирующих геологические формации разного состава растворенными веществами, что никак не свидетельствует об интенсивности собственно химического выветривания.

Работа выполнена при финансовой поддержке грантов РФФИ 06-05-64408-а и Ведущие научные школы.



МИКРОФАУНИСТИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ МАМОНТОВОЙ ФАУНЫ ЛУГОВСКОЕ (ХАНТЫ-МАНСИЙСКИЙ АВТОНОМНЫЙ ОКРУГ)

В.А. Коновалова, Т.А. Липницкая

Томский государственный университет, Томск

Местонахождение Луговское расположено в 25 км западнее г. Ханты-Мансийск и приурочено к краевой части левобережной I надпойменной террасы Иртыш-Обской протоки Марамка. Местонахождение расположено в долине р. Оби, на крайнем юго-востоке Сосьвинско-Белогорского р-на, в пределах Северной (ледниковой) литофациальной зоны Западно-Сибирской равнины [Унифицированная региональная стратиграфическая схема..., 2000].

Первые данные об остракодах из местонахождения Луговское были получены в 2003 году. Приблизительно 80% образцов пород, отобранных из разрезов Луговского, не содержали ископаемой фауны остракод. Несмотря на скудный материал, удалось выделить два комплекса остракод: 1) из нижней видимой части цоколя I надпойменной террасы; 2) из донных отложений ручья (отложения погребенного оврага), вмещающих костеносные горизонты. Видимая мощность отложений цоколя террасы и донных отложений более 1 м [Коновалова, Тетерина, 2004; Лещинский и др., 2006].

В результате бурения были получены новые материалы по микрофауне, позволяющие уточнить таксономический состав выделенных ассоциаций и провести реконструкцию осадконакопления. В двух скважинах (1 и 2), пробуренных в долине современного ручья и вскрывших отложения погребенного оврага (слой 2) на глубину ~4,5 м и ~6 м соответственно, в тонко-, горизонтально-, волнисто-слоистых песчано-глинистых отложениях были обнаружены остракоды. При микрофаунистическом анализе в образцах совместно с остракодами были встречены эоценовые радиолярии, а также спикулы губок, диатомовые водоросли и карпологические остатки. В третьей скважине, пробуренной на глубину 15,25 м и вскрывшей отложения II (?) надпойменной террасы (слой 4) были обнаружены лишь малочисленные радиолярии и единичные спикулы губок.

В разрезе скважины 1 доминируют представители трех родов *Ilyocypris*, *Candona* и *Limnocythere*. В отложениях на глубине 4,1–4,2 м (здесь и далее – интервалы указаны ниже устья скважины) обращает на себя внимание значительное количество ювенильных особей кандонид и присутствие единичных *Eucypris* cf. *foveatus* Порова. Лимноцитеры представлены двумя видами *Limnocythere sanctipatricii* Br. et Rob. и *Limnocythere inopinata* (Baird).

Выше по разрезу микрофауна не обнаружена, лишь в интервале 3,4–3,0 м встречены единичные остракоды. Интервал 2,8–1,9 м характеризуется смешанным составом фауны остракод и радиолярий, присутствуют единичные диатомовые водоросли и спикулы губок. По-прежнему, преобладают ювенильные особи кандонид, появляется вид *Candona neglecta* Sars, присутствуют те же виды лимноцитер, к которым добавляется *Limnocythere dorsotuberculata* Negadaev. В интервале 2,0–1,9 м происходит резкое сокращение фауны остракод на фоне значительного увеличения роли переотложенных радиолярий, затем разнообразие и количество остракод вновь увеличивается. Здесь к основной группе ассоциации добавляются впервые появляющиеся в данном разрезе виды *Candona arcina* Liepin, *Cypridopsis aculeata* (Costa) и единичные *Eucypris* cf. *crassa* (Muller). Надо отметить, что наряду со значительным количеством ювенильных особей кандонид, в ассоциации присутствуют и взрослые формы всех видов, а среди лимноцитер появляются *Limnocythere falcata* Diebel и *Limnocythere grinfeldi* Liepin. В верхней части разреза остракоды исчезают, исключение составляет интервал 0,35–0,25 м, где встречены единичные створки ювенильных особей кандонид и илиоциприсов, здесь же обнаружены единичные эоценовые радиолярии.

В разрезе скважины 2 можно выделить две группы остракод. Первая из них характеризует интервал 6,2–4,5 м и представлена в основном рачками двух родов *Candona* (с большой долей ювенильных особей) и *Limnocythere* (единичны), также обнаружена одна створка *Eucypris* cf. *famosa* Schneider. Бедный таксономический состав возможно свидетельствует о неблагоприятных условиях среды обитания, связанных с изменением трофности или гидродинамикой. Интересно отметить, что появление большого количества эоценовых радиолярий в интервале 4,35–3,6 м совпадает с резким сокращением и исчезновением фауны остракод. Вторая группа характеризует интервал 3,2–0,7 м и состоит из представителей трех родов *Ilyocypris*, *Candona* и *Limnocythere*. Доминирующее положение во второй группе также принадлежит представителям рода *Candona*. Лимноцитеры не так многочисленны, но более разнообразны – появляется вид *Limnocythere baltica* Diebel, который отсутствует в ас-



социации из скважины 1. Остракоды представлены как взрослыми, так и ювенильными формами. На глубине 3,2–2,7 м кантонида представлены только ювенильными особями. Лимноцитеры и илиоципри-сы здесь единичны. В интервале 2,8–2,35 м остракоды представлены единичными экземплярами *Limnocythere dorsotuberculata* Negadaev. На глубине 1,8–1,7 м фауна остракод становится разнообразнее, а в интервале 1,65–0,8 м вновь происходит сокращение количества остракод. В интервале 0,8–0,7 м зафиксировано наибольшее количество ювенильных особей кантонид, лимноцитеры представлены 4 видами.

В разрезе скважины 1 в интервалах 4,35–4,25 м и 2,9–2, м выделены радиолярии, характерные для зоны *Spongotrochus paciferus* – *Heliodiscus lentis* (верхняя часть ипрского – лютетский ярусы эоцена). Они обычны для отложений средней части люлинворского горизонта. В основе ассоциации – *Carpospaera* cf. *politepora* (Lipman), *Thecosphaerella* cf. *melitomma* (Kozlova), *T. sp.*, *Amphistylus* sp., *Stylosphaera* sp., *Amphisphaera* cf. *coronata* (Ehrenberg), *Spongotrochus* cf. *paciferus* (Lipman), *Spongodiscus* cf. *americanus* Kozlova, *S. spp.*, *Heliodiscus* sp., *Clathrocyclas* cf. *elegans* (Lipman), *Calocyclomma* cf. *multiplicatus* (Lipman). В интервале 2,8–2,7 м из прослоя глинистого песка выделены лишь единичные радиолярии рода *Amphistylus* sp. Таксономический состав радиолярий из интервалов 2,7–2,6 м и 2,3–2,0 м имеет черты сходства с ассоциацией из интервалов 4,35–4,25 м и 2,9–2,8 м. Доминируют сферические и дисковидные формы, а циртоидные и спироидные населлярии (колпачково-видные скелеты родов *Clathrocyclas*, *Gorgospyris*, *Tripodiscinus*) представлены единичными экземплярами. В интервале 2,0–1,9 м происходит некоторое изменение таксономического состава радиолярий – уменьшается количество крупных губчатых дисков *Spongotrochus*, тогда как увеличивается доля чечевицеобразных факодисцид (*Phacodiscus* и *Heliodiscus*) и мельчайших населлярий (*Triospyrididae*). Эоценовая составляющая комплекса, отвечающего, по-видимому, зоне *Heliodiscus lentis*, представлена следующими формами: *Thecosphaerella* sp., *Stylosphaera* sp., *Amphistylus* sp., *Prunopyle* sp., *Porodiscus* cf. *uralicus* Lipman, *Spongotrochus* spp., *Spongodiscus* sp., *Phacodiscus* sp., *Heliodiscus* sp., *Clathrocyclas* cf. *elegans* (Lipman), *C. cf. tamdiensis* (Lipman), *C. spp.*, *Gorgospyris* cf. *hemisphaerica* Clark et Campbell, *Tripodiscinus* cf. *sibiricus* (Kozlova), *Triospyrididae* gen. et spp. indet. Кроме того, здесь отмечены единичные фораминиферы. Выше по разрезу (инт. 0,7–0,15 м) отмечены лишь единичные радиолярии *Amphistylus* sp., *Thecosphaerella* sp. *Clathrocyclas* sp.

В разрезе скв. 2 (инт. 4,35–3,6 м) выделен комплекс радиолярий, имеющий сходство с эоценовой

зональной ассоциацией *Heliodiscus lentis*. Состав ассоциации интервала 4,35–3,6 м представлен следующими формами: *Carpospaera* cf. *politepora* (Lipman), *Thecosphaerella* cf. *melitomma* (Kozlova), *T. sp.*, *Stylosphaera* sp., *Heterosestrum* cf. *hirtum* Kozlova, *Prunopyle adelostoma* Kozlova, *Porodiscus* cf. *uralicus* Lipman, *Spongodiscus delenitor* Lipman, *Spongotrochus* cf. *paciferus* (Lipman), *S. sp.*, *Trochodiscus* spp., *Heliodiscus lentis* Lipman, *Podocyrtilis* cf. *papalis* Ehrenberg, *Stichopodium* cf. *microporum* (Ehrenberg), *Clathrocyclas* cf. *elegans* (Lipman), *C. cf. tamdiensis* (Lipman), *C. sp.*, *Anthocyrtila* sp., *Anthocyrtilidium* sp., *Lithomelissa* sp., *Gorgospyris* cf. *hemisphaerica* Clark et Campbell, *Tripodiscinus* cf. *sibiricus* (Kozlova), *Petalospyris* cf. *tricerus* (Ehrenberg), *Dendrosphyris* sp., *Triospyrididae* gen. et spp. indet. Выше по разрезу (инт. 2,8–1,4 м) комплекс радиолярий обеднен – отмечены только сферические и губчатые лепешкообразные формы родов *Thecosphaerella*, *Amphistylus* и *Spongotrochus*.

В разрезе скв.3 лишь в нижней части разреза (инт. 9,4–11,45 м) обнаружены радиолярии *Carpospaera* cf. *politepora* (Lipman), *Thecosphaerella* sp., *Amphistylus* sp., *Amphisphaera* sp., *Stylosphaera* sp., *Hexacantium* sp., *Spongotrochus* sp., *Trochodiscus* sp., *Heliodiscus* cf. *asteriscus* Clark et Campbell, *Clathrocyclas* spp., *Tripodiscinus* sp., *Triospyrididae* gen. et spp. indet. и единичные спикеры губок.

При анализе микрофауны из первых двух скважин, пробуренных в отложениях погребенного оврага, вмещающих костеносные горизонты, интересно отметить две особенности: 1) массовость ювенильных особей (более 60% от общего количества экземпляров всех видов) рода *Candona* в выявленных ассоциациях; 2) при уменьшении количества пресноводных остракод возрастает роль пресноводно-солончатоводных форм (*Cypridopsis aculeata* (Costa), *Cytherissa lacustris* Sars) и переотложенных радиолярий.

Сопоставляя новые данные по остракодам с полученными ранее, можно сделать вывод о безусловном сходстве всех ассоциаций [Коновалова, Терина, 2004].

Экологическая характеристика биоценоза, в составе которого наблюдается преобладание (более 60%) ювенильных особей рода *Candona* на фоне единичных видов других родов, позволяет предположить, что отложения, характеризующие разрез скв.2, накапливались в нестабильной обстановке, связанной с изменением гидрорежима или резкой сменой температуры. Накопление данных отложений, вероятно, происходило в приустьевой части древнего оврага, где велико влияние обской поймы на гидродинамические условия. Формирование же отложений скв. 1 происходило в более спокойной



обстановке (средняя часть оврага). Аналогичный вывод о неустойчивости среды обитания на участке Луговского был сделан нами [Лещинский и др., 2006] при выявлении высокого процента рачков рода *Candoniella* (= *Candona*) в образцах из горных выработок 2002 г. Интервалы, характеризующиеся единичными экземплярами или полным отсутствием остракод на фоне заметного количества переотложенных радиолярий, вероятно, отражают усиление эрозионной деятельности водотока. Интервалы, не содержащие микрофауну, возможно свидетельствуют о периодическом высыхании водоема.

Таким образом, полученные результаты позволяют сделать следующие выводы. В выявленных ассоциациях остракод наблюдается присутствие как озерных, так и потамофильных форм, что предполагает периодическую связь бассейнов седиментации с рекой (возможно, при половодье). Кроме того, основу ассоциаций составляют стенотермохолодолюбивые виды остракод, свидетельствующие о холодном водоеме, в котором происходило формирование отложений. Видовой состав выявленных ассоциаций остракод характерен для интервала, охватывающего конец среднего – поздний неоплейстоцен, что не противоречит ранее полученным данным, в том числе радиоуглеродного датирования ископаемых остатков из костеносных отложений [Зенин и др., 2006; Лещинский и др., 2006]. Что же касается радиолярий, то учитывая явно позднеплейстоценовый возраст вмещающих отложений Луговского, можно предположить, что, вероятно, происходило переотложение морской микрофауны из образований максимального оледенения, вмещающих палеогеновые отторженцы [см. ст. Лещинский и др. в наст. сб.].

Исследования проведены на средства «Музея Природы и Человека» Департамента культуры и искусства Ханты-Мансийского автономного округа (г. Ханты-Мансийск).

ЛИТЕРАТУРА

Зенин В.Н., Лещинский С.В., Золотарев К.В., Грутес П.М., Надо М.-Х. Геоархеология и особенности материальной культуры палеолитического местонахождения Луговское // Археология, этнография и антропология Евразии. Новосибирск: Изд-во ИАиЭт СО РАН, 2006. № 1. С. 41–53.

Коновалова В.А., Тетерина И.И. Неоплейстоценовые остракоды из местонахождения Луговское и их сравнение с комплексами смежных районов // Геология и минеральные ресурсы европейского Северо-Востока России: Материалы XIV Геологического съезда Республики Коми. Сыктывкар: Изд-во Геопринт, 2004. Т. III. С. 319–320.

Лещинский С.В., Мащенко Е.Н., Пономарева Е.А., Орлова Л.А., Бурканова Е.М., Коновалова В.А., Тетерина И.И., Гевля К.М. Комплексные палеонтолого-стратиграфические исследования местонахождения Луговское (2002–2004) // Археология, этнография и антропология Евразии. Новосибирск: Изд-во ИАиЭт СО РАН, 2006. № 1. С. 54–69.

Семенова Л.М. Фауна и распространение остракод (Crustacea, Ostracoda) во внутренних водоемах России и сопредельных государств // Биология внутренних вод. 2005. № 3. С. 17–26.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины: Объяснительная записка. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2000. 64 с.; прил.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ АРХЕОЛОГИЧЕСКИХ ПАМЯТНИКОВ ПРИМОРЬЯ

А.М. Короткий

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток

Характеристика природных изменений в районе памятника Кроуновка-1 [Вострецов и др., 2003] дана через сопряженный анализ природных и культурных отложений в районе памятника. Были изучены разрезы I надпойменной террасы (НПТ) р. Кроуновки непосредственно на археологической стоянке Кроуновка-1 (высотой 4,2 м) и разрезы луговой террасы ниже по реке в 150 м (высотой 2,8–3,2). Несмотря на различия в высоте этих террас над уровнем реки в межень, они образуют единую геоморфологическую поверхность с достаточно выдержанным по геоло-

гическому строению разрезом в нижней части террасы, но резко различным в верхней части.

Непосредственно на археологической стоянке в точке наблюдения 7000 был описан разрез I НПТ р. Кроуновка (Чапигоу) (сверху-вниз, в м).

1. 0,0–0,25 – насыпной грунт дороги.....0,30
2. 0,25–0,55 – почва: песок темно-серый, глинистый, с вертикально-плитчатыми отдельностями, с гидроокислами Fe по плоскостям, с включениями керамики, гальки и раковин моллюсков; подшва почвы более гумусированная, достаточно ровная с трещинами (шириной до 1,5 см) и затеками чёрного гумуса.....0,30



3. 0,55–0,68 – песок зеленовато-серый с желтым оттенком с атакситовой структурой за счет вертикальных трещин и гнезд, выполненных гумусированным песком и супесью, подошва слоя очень неровная с вертикальными структурами выжимания – следы гребневого (грядкового) земледелия.....0,13
4. 0,68–0,83 – песок зеленовато-желтый, неравномерно пятнистой окраской, по всему слою – вертикальные трещины (высотой до 5–10 см, шириной – 0,8–2,0 см) с выполнением гумусированным песком; здесь же округлые структуры диаметром до 10–12 см, образованные светло-желтым глинистым песком, (земле-роины?).....0,15
5. 0,83–0,98 – супесь темно-бурая с зеленоватым оттенком с ровной кровлей и извилисто-столбчатой подошвой слоя, по всему слою – вертикальные и округлые включения зеленовато-желтого мелкозернистого песка, в подошве – клиновидно-округлые выемки и пологоволнистые образования с гнездами зеленовато-желтого мелкозернистого песка.....0,15
6. 0,98–1,08 – супесь красновато-коричневая с неровной кровлей, выступами и светло-бурой супесью мощностью до 0,05 м.....0,10
7. 1,08–1,36 – песок с ровной кровлей и крупно-волнистой подошвой, зеленовато-темновато-бурый, разнозернистый, с гравием и редко вертикальными трещинами, в верхней части слоя – кротовины, выполненные гумусированным песком, в инт. 1,26–1,36 – гнезда разнозернистого, зеленовато-серого, слюдяного песка.....0,29
8. 1,36–1,80 – песок разнозернистый, глинистый, умеренно-ожеженный, с включениями зерен кварца и биотита, цвет – при высыхании светло-красновато-коричневый и бурый, в слое хорошо выражены округлые и трапецевидные пятна, выполненные красновато-бурым песком (кротовины?).....0,44
9. 1,45–2,15 – песок мелкозернистый, слабо глинистый, в инт. 1,90–2,09 – грубослоистый, мелкозернистый, глинистый, буровато-серый и коричневатый-серый; в инт. 2,09–2,15 с линзами крупнозернистого песка.....0,7
10. 2,15–2,60 – песок зеленовато-бурый, бурый, сильно глинистый, разнозернистый с неясной горизонтальной и наклонной слоистостью и узкими вертикальными ожеженными полосами.....0,45
11. 2,60–3,0 – песок разнозернистый, глинистый, зеленовато-серый с голубоватым оттенком, с включениями мелких угольков.....0,40
12. 3,0–4,0 – пачка горизонтально переслаивающихся зеленовато-серых и голубовато-серых песков, пятнисто – и полосчато-ожеженных с линзами охристо-красного песка, в подошве – хорошо окатанный галечник.....1,0

В 150 м ниже по реке за пределами археологического памятника Кроуновка-1 изучен разрез луговой террасы (т.н. 7001) с описанием сверху-вниз (в м):

1. 0,0–0,40 – суглинок песчаный, пористый, в кровле гумусированный, с вертикальными столбчатыми отдельностями, на контакте с нижележащим слоем желто-бурый с пятнистым и точечным ожежением.....0,4
2. 0,40–1,0 – глина буровато-коричневая с пятнами ожежения с вертикальной столбчатой отдельностью, в основании зеленовато-серая, с Fe-Mn оолитами и трубчатыми Fe- конкрециями.....0,6
3. 1,0–1,3 – супесь желтовато-серая с остатками корней трав (чехлики), в основании – прослой и линзы зеленовато-серого алеврита.....0,3
4. 1,3–1,8 – в кровле алеврит зеленовато-голубой, в подошве – темно-серый, с вертикальными остатками водных растений и угольками по всему слою.....0,5
5. 1,8–2,0 – почва: глина темно-бурая, комковатая, с пятнистым и точечным ожежением, в подошве – почти черная, с горизонтальными линзочками гидроокислов и округлыми конкрециями Fe-Mn.....0,2
6. 2,0–2,3 – глина желто-бурая с мелкой галькой.....0,3
7. 2,3–2,6 – пачка зеленовато-серых и голубовато-серых песков, насыщенных мелкой галькой, в подошве – торфянистый алеврит с древесиной.....0,3
8. 2,6–2,8 – галечник в грубозернистом ожеженном песке.....0,2

При сравнении структурно-литологических особенностей разреза I НПТ (надпойменной террасы) а/с Кроуновка-1 и луговой террасы выявляется следующее.

1) В природно-ненарушенном разрезе (т.н. 7001) в инт. 0,40–1,8 м преобладают глины, супеси и алевриты, по своим структурным характеристикам соответствующие пойменным накоплениям [Короткий, 1970]. 2) В разрезе луговой террасы не установлены характерные для Кроуновки-1 нарушения грунта, описанные как кротовины, клиновидно-округлые выемки, вертикальные трещины, выполненные гумусированным песком. 3). В верхней части разреза луговой террасы не обнаружены артефакты, столь характерные для археологического памятника Кроуновка-1. 4). В почве и пойменных отложениях разреза 7001 отсутствуют вертикальные структуры выжимания грунтов, возникшие под действием поверхностных нагрузок.

Значительное различие в строении пойменных отложений луговой террасы (т.н. 7001) и культурного горизонта Кроуновки-1 (т.н. 7000), сложенного песком или супесями, приводит к выводу, что слои 2–9 (инт. 0,3–2,15) разреза 7000 сложно рассматривать как результат пойменных разливов [Короткий, 1970]. Непосредственно на исследуемом участке р. Кроуновки песок в русловой фации и на низкой пойме встречен в незначительном количестве. Это типично для рек, дренирующих базальтовое плато. Отсюда возникает предположение, что слои 2–9 в разрезе культурного горизонта Кроуновка-1 по своему происхождению, скорее всего, являются антропогенными, насыпными.

Этот вывод подтверждается и составом диатомей, встреченных в отложениях культурного горизонта Кроуновка-1 (инт. 0,30–2,15 м). В составе комплекса, по данным Т.А. Гребенниковой, доминируют нетипичные для поймы планктонные диатомеи рода *Auloseira* и разнообразные донные. Обилие древних (вымерших) форм диатомей свидетельствует, что песок образовался за счет перетолжения третичных отложений. В современных наплавах русловой, пойменной и старичной фаций в районе археологического памятника Кроуновки-1 выделен типично речной комплекс диатомей, но древние (вымершие) формы отсутствуют.

Н.И. Беляниной установлена чрезвычайная бедность пылецевых комплексов в слоях 2–9 (т. н. 7000), что соответствует значительному участию человека в формировании отложений археологической стоянки. Этот вывод подтверждается результатами изучения спорово-пылецевых комплексов на других археологических памятниках Приморья [Короткий, 2002; 2003].

Информация о типах ландшафтов, существовавших в среднем–верхнем голоцене в долине р. Кро-



уновка (Чапигоу) и ее обрамления была получена на основании изучения разреза луговой террасы.

Спорово-пыльцевой комплекс, полученный из слоя 7 (т.н. 7001), характеризуется большим содержанием пыльцы широколиственных пород (*Quercus* – 36 %, *Ulmus* – 29%, *Juglans* – 13 %, в том числе *Corylus*, *Carpinus*, *Fraxinus*, *Tilia*). Достаточно обильно представлены березы (*Betula sect. Albae* – до 29 %, *B. sect. Costatae* – 4%, *Alnus* – 13 %). Отмечено присутствие пыльцы кустарниковых форм берез (*B. sect. Fruticosae*) и *Alnaster* (до 10%). В спектре слабо представлена пыльца *Pinus s/q Haploxylon* (до 12 %). Подобный спектр соответствует предположительно начальной фазе накопления отложений в среднем голоцене (Q_{IV}^2 ат¹). Возраст древесины из слоя 8 в разрезе 7001 равен 6800 ± 75 (МАГ – 142). Аналогичный тип спорово-пыльцевого комплекса, по данным Н.И. Беляниной [Павлюткин и др., 1984], был получен из основания разреза высокой поймы (луговой террасы) в долине р. Бол. Казачки, возраст которой соответствует атлантику – (C^{14} дата 6035 ± 54 л.н., ДВГУ – ТИГ-28).

Спорово-пыльцевой комплекс из слоя 5 в разрезе 7001 отличается наибольшей насыщенностью пыльцой широколиственных пород (*Quercus* – 51%, *Juglans* – до 16%, *Phellodendron* – 3%, *Fraxinus* – до 16 %, *Carpinus* – 3% и др. – всего 10 таксонов). В этом спектре отмечено большее, чем в основании террасы, содержание пыльцы *Pinus s/q Haploxylon* (до 20 %), появление пыльцы *Abies* (6%) и *Picea* (7%). Этот тип спектра, вероятно, отвечает конечной термической фазе атлантики (Q_{IV}^2 ат³). Структура спорово-пыльцевых комплексов из 7 слоя в т.н. 7001 вероятно соответствует развитию в долинах ильмово-березовых лесов, по обрамлению и на водоразделах – многопородных широколиственных лесов.

Второй тип спектра из слоя 5 (погребенная почва) отвечает появлению хвойно-широколиственных лесов, а в долинах, в том числе и на луговой террасе, дубово-ореховых лесов, что связано, скорее всего, с прекращением затопления паводками этих поверхностей.

Резко отличный от вышеописанных спектров спорово-пыльцевой комплекс получен из слоя 4. В нем зафиксировано преобладание пыльцы мелколиственных пород (*Betula sect. Albae* – 39%, *Alnus* – 26%), в том числе кустарниковых берез и ольховника. Для комплекса характерно увеличение доли пыльцы *Picea sect. Eupicea* (до 12 %) и *Abies* на фоне снижения содержания пыльцы широколиственных пород (*Quercus* – 16%, *Ulmus* – 10%). В составе пыльцы трав и кустарников отмечено обилие разнотравья (до 60 %). Такой тип спектра соответствует распространению березово-дубовых лесов на ближайших водоразделах и березово-ильмовых в

долине. Подобный тип спорово-пыльцевого спектра, возможно, связан с похолоданием климата на рубеже атлантик-суббореал, хотя не исключается и сильное воздействие пожаров на изменение состава растительности. Аналогичный по структуре спорово-пыльцевой комплекс, но с большим содержанием берез, получен в долине р. Бол. Казачки из средней части разреза высокой поймы (C^{14} – дата 4726 ± 75 , ТИГ-ДВГУ-29) [Павлюткин и др., 1984].

Из вышележащей пачки отложений в т.н. 7001 (слои 3–2 и подошва слоя 1), по своим структурно-литологическим признакам отвечающей пойменной фации, получен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца *Pinus s/q Haploxylon* и *Betula sect. Albae*. Уменьшение пыльцы широколиственных пород (*Quercus* и *Ulmus* в сумме до 22%) и возрастание доли пыльцы *Alnus* (до 30%) не только свидетельствуют об ухудшении термических условий (похолодание климата), но и достаточной заболоченности луговой террасы, что, вероятно, связано с мощными пойменными разливами. Ухудшению дренажа поверхности луговой террасы отвечает обилие пыльцы *Cyperaceae* на фоне уменьшения пыльцы разнотравья. Активное накопление гидроокислов Fe вероятно также объясняется ослабленным дренажем поверхности вод и высоким уровнем грунтовых вод. Полученная из этого слоя C^{14} (дата 2150 ± 53 л.н., МАГ-249) соответствует ухудшению климатических условий в Западном Приморье на границе суббореала-субатлантика [Голубева, Караулова, 1983; Развитие природной среды..., 1988]. Такой ландшафтной обстановке соответствует обилие и разнообразие в составе диатомовых водорослей представителей родов *Eunotia* и *Pinularia*, характерных для заболоченных и переувлажненных мест.

Состав растительности в первой половине субатлантики ($SAT_{IV}^3 I$) соответствовал климатическому режиму. В дальнейшем на ландшафты этой территории сильнейшее влияние оказала деятельность человека, приведшая к изменению не только растительного, но и почвенного покрова.

Делается вывод, что корректное восстановление палеогеографической обстановки во время формирования археологического памятника на данной территории возможно на основании данных спорово-пыльцевого, диатомового и радиоуглеродного анализов, полученных при изучении природных разрезов. Преобладание пыльцы травянистых растений в структуре комплексов на участках пребывания древнего человека в Приморье столь значительно, что приводит некоторых авторов к выделению на данной территории степных ландшафтов. Изучение памятника Кроуновка-1 позволяет сделать вывод, что с середины III тысячелетия до н.э. произошло усиление наводне-



ний, что привело к переходу I НПТ в состояние высокой поймы. Поэтому на месте проживания населением отсыпался песчаный грунт. При изучении разреза Кроуновка-1, отвечающего активному земледелию на данной территории, впервые для территории Приморья установлено применение технологии грядковой культуры.

ЛИТЕРАТУРА

Вострецов Ю.Е., Сергушева Е.А., Комото М., Миямото К., Обата Х. Новые данные о раннем земледелии в Приморье: неолитический комплекс поселения Кроуновка-1 // Проблемы археологии и палеоэкологии Северной, Восточной и Центральной Азии. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2003. С. 373–378.

Голубева Л.В., Караулова Л.П. Растительность и климатостратиграфия плейстоцена и голоцена Дальнего Востока. М.: Наука, 1983. 146 с.

Короткий А.М. Корреляция современного рельефа и осадков для целей палеогеоморфологии. Владивосток: ДВФ СО АН СССР, 1970. 168 с.

Короткий А.М. Географические аспекты формирования субфоссильных спорово-пыльцевых комплексов (юг Дальнего Востока). Владивосток: Дальнаука, 2002. 271 с.

Короткий А.М. Использование спорово-пыльцевого анализа в исследованиях археологических памятников Приморья // Проблемы археологии и палеоэкологии Северной, Восточной и Центральной Азии. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2003. С. 383–386.

Павлюткин Б.И., Пушкарь В.С., Белянина Н.И. и др. Голоценовые отложения бассейна реки Раздольная (юго-западное Приморье) // Палеогеографические рубежи и методы их изучения. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 43–53.

Развитие природной среды юга Дальнего Востока (поздний плейстоцен-голоцен) / А.М. Короткий, С.П. Плетнев, В.С. Пушкарь и др. М.: Наука, 1988. 240 с.

ДИНАМИКА МНОГОЛЕТНЕЙ МЕРЗЛОТЫ В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ (ЮГ ДАЛЬНЕГО ВОСТОКА)

А.М. Короткий, М.А. Бородкина

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток

Вся хозяйственная деятельность в северных и восточных районах страны развивается на фоне широкого взаимодействия многолетнемерзлых горных пород с остальными составляющими комплекса природных и антропогенных условий. Поэтому остаётся актуальным в наше время изучение процессов, связанных с многолетней мерзлотой, её динамикой в прошлом и настоящем. Эти материалы используются для составления прогнозов развития территорий в области её проявления, особенно на юге Дальнего Востока.

Общая площадь южной половины Дальнего Востока, где горы преобладают над равнинами, равна примерно 1,5 млн км² [Южная часть..., 1969]. Особенностью географического положения Дальнего Востока является соседство с Тихим океаном, определяющим муссонность климата и своеобразие современных рельефо- и ландшафтообразующих процессов. В южной части Дальнего Востока отмечается чередование засушливых и сильно влажных годов. Количество зимних осадков бывает различным. Зимой и осенью количество часов солнечного сияния достигает 70–80 %, а в глубине материка 95%. Значительная летняя облачность уменьшает приток солнечного тепла и обуславливает понижение температуры воздуха. Осенью и зимой резко

увеличивается лучеиспускание, и поверхность почвы сильно охлаждается. Наиболее холодными являются северо-западные районы юга Дальнего Востока, где средние температуры января опускаются ниже 30–32°C. Самый тёплый район юга Сахалина, где средняя температура января равна 6,2–11,3°C [Южная часть..., 1969].

Современная многолетняя мерзлота.

Многолетняя мерзлота в настоящее время на Дальнем Востоке имеет широкое распространение. В бассейнах правых притоков Алдана и в центральной части системы Станового хребта максимальная мощность многолетнемерзлой толщи составляет 250 м, на хр. Джугджур и в восточной части Станового хребта она не превышает 120 м, а на севере Буреинского хребта и на хр. Тукуринграджады – менее 60 м. Почти вся остальная территория юга Дальнего Востока, за исключением лишенных мерзлоты Курильских островов, Сахалина, придолинной части нижнего и среднего Амура, бассейна Усури и прибрежной полосы, характеризуется лишь островным развитием многолетней мерзлоты [Южная часть..., 1969]. К югу от долины реки Амур многолетняя мерзлота преимущественно распространена в подгольцовой и гольцовой зонах Сихотэ-Алиня вплоть до 43° с.ш., занимая



практически все среднегорье [Короткий, 1976]. На юге Сихотэ-Алиня многолетняя мерзлота развита локально на абсолютной высоте свыше 1400 м (горы Облачная, Ольховая, Крутая и др.).

Мерзлотный рельеф в его современном виде сформировался преимущественно в верхнем голоцене. К верхнему голоцену приурочено активное образование сети морозобойных трещин и затухание солифлюкции, особенно на склонах северных экспозиций. На заболоченных участках долин получили развитие туфуры. Мерзлотное пучение грунтов с образованием конвективных структур охватило поверхности конусов выноса, первой террасы и днища древних нивальных ниш. Последнему потеплению климата соответствует усиление процессов термокарста и солифлюкции, с которыми связано разрушение бугров пучения в днищах малых долин, образование термокарстовых западин и линейных понижений в обрамлении крупных конусов выноса.

Классификация мерзлотных деформаций в современных и четвертичных отложениях Приморья и Сахалина.

А – котлы кипения (?) в отложениях IV НПТ (каменная терраса р. Киевки, Приморье) и шахтерской морской террасы (к югу от м. Низкого, Западный Сахалин); **Б** – мерзлотно-солифлюкционное течение грунтов с разрывом сплошности в осадках III морской террасы (зал. Анива, о-в Сахалин) и IV НПТ **В** – деформированная почва в кровле V морской террасы (зал. Анива, о-в Сахалин); **Г** – солифлюкционное течение торфянистых алевроитов с мерзлотными трещинами в отложениях тауровской террасы; **Д** – интенсивное смятие морских отложений в разрезе шахтерской террасы (м. Низменный, Западный Сахалин); **Е** – термокарстовая западина в разрезе III НПТ (вяземская терраса, р. Кема, Сев. Сихотэ-Алинь) и шахтерской морской террасы (оз. Малое, Западный Сахалин); **Ж** – слой с мерзлотным пучением валунов в разрезе тауровской террасы (оз. Тауро, Западный Сахалин); **З** – дизъюнктивно-мерзлотные деформации со следами течения грунтов в разрезе лазовской террасы, (р. Киевка, Приморье) и каменной морской террасы (м. Тихоновича, Западный Сахалин); **И** – мерзлотно-блоковые дислокации в разрезе каменной террасы (м. Тихоновича, Западный Сахалин); **К** – погребенные туфуры в разрезе IV НПТ (каменная терраса, р. Киевка, Приморье) и 6–8-метровой морской террасы (пос. Ильинский, Западный Сахалин); **Л** – земляная жила в лагунных отложениях шахтерской террасы (м. Низменный); **М** – трещинно-полигональные грунты в подошве морских отложений надеждинской террасы (м. Изылметьева); **Н** – структуры вдавливания (нептунические

дайки сталагмитового типа) в интенсивно смятых лагунных отложениях бошняковской морской террасы (м. Перевальный); **О** – мерзлотно-оползневые структуры в разрезе сергеевской террасы (м. Тихоновича); **П** – структуры горизонтального сжатия в отложениях сергеевской террасы (м. Витин нос – в 1,2 км к югу от м. Тихоновича); **Р** – структуры мерзлотных микровзбросов в разрезе шахтерской террасы (м. Тихоновича). Данные о типах и местах проявления мерзлотных деформаций и рисунки приведены в публикациях (Морские террасы..., 1997; Короткий, Макарова, 2005].

Динамика развития многолетнемерзлых грунтов в позднем плейстоцене-голоцене. В северных районах юга Дальнего Востока, где и в настоящее время развита достаточно мощная толща многолетнемерзлых грунтов, в эпоху поздневиурского похолодания допускалось многими исследователями более интенсивное проявление геоморфологических процессов, связанных с существованием вечной мерзлоты. Из-за частичного разрушения толщи многолетнемерзлых грунтов в голоцене произошло образование аласных западин в межгорных и внутригорных впадинах, заполненных в настоящее время озерными и болотными отложениями. Большинство мелких озер на низких плакорах к северу от долины р. Амур и на пологих водоразделах в верхнем поясе гор предположительно являются просадочными котловинами, возникшими на участках разрушения крупных бугров пучения [Развитие природной среды..., 1988].

Холодный и относительно сухой климат позднего виурма способствовал широкому развитию на территории Сихотэ-Алинского региона «вечной» мерзлоты, следы которой зафиксированы в рельефе и осадках разных ландшафтно-климатических поясов и зон. Среди структурно-литологических и текстурных признаков криогенеза, зафиксированных в осадках позднего виурма, наблюдаются формы, связанные с промерзанием горных пород, колебанием температур в толще мерзлых грунтов и их протаиванием. Криогенные формы, возникшие за счет промерзания горных пород в погребенном состоянии, представлены полуразрушенными буграми пучения, которые изучены в разрезах I-ой и II-ой надпойменных террас (НПТ) в речных долинах Северного Сихотэ-Алиня [Короткий, Ковалюх, 1987]. Например, в разрезе II-ой НПТ р. Максимовки вскрыта погребенная пачка старично-болотных отложений с асимметрично-прогнутым расположением слоев торфа и торфянистого алевроита. Установлена деформированность верхней торфянистой пачки по простиранию террасы. В центральной части разреза слой торфа срезан и замещен линзой глинисто-песча-



ных отложений с галькой и щебнем, выстилающих днище блюдцеобразного понижения. Подобное строение разреза террасы объясняется промерзанием и пучением линзы обводненного старичного каргинского аллювия.

Более часты на поверхности древних террас и водоразделов крупные термокарстовые западины, выполненные голоценовыми озерно-болотными отложениями или занятые современными озерами. Эти западины встречаются в Сихотэ-Алине на всех гипсометрических отметках почти от уровня моря и до плосковершинных водоразделов гольцовой зоны [Короткий, Ковалюх, 1987].

С широким распространением в позднем вюрме многолетней мерзлоты связано активное морозобойное трещинообразование и формирование крупных грунтовых жил. В ряде случаев удается установить, что фазе формирования трещинно-полигональных грунтов позднего вюрма предшествовали деформации, связанные с солифлюкционными смещениями грунтов. Именно из отложений грунтовых жил и получены наиболее холодные для позднего вюрма спорово-пыльцевые спектры [Короткий и др., 1996]. Похолодания климата в конце позднего вюрма (фазы средний поздний дриас) были интенсивными и сопровождались расширением островной вечной мерзлоты в южной и западной частях Приморья. Нагорные террасы, которые рассматриваются как результат проявления криогенеза в суровых климатических условиях плейстоцена, имеют достаточно широкое распространение в вершинном поясе всех горных систем, включая Сихотэ-Алинь.

Из аккумулятивных образований, связанных с мерзлотными процессами в позднем вюрме, присутствуют курумово-осыпные и каменно-глетчерные образования. Столь же сильное, хотя и менее значительное, чем в лазовское время, получил развитие курумовый процесс, с которым связано образование полей грубообломочного материала (курумы) на уплощенных поверхностях в вершинном поясе гор и каменных рек в тальвегах малых долин, распространенных во всех фациях горного рельефа.

Изменение глобального климата в плейстоцене сопровождалось значительными перестройками структуры природной среды, которым на суше соответствуют, прежде всего, изменения ландшафтов вплоть до их полной смены [Развитие природной среды..., 1988]. Наиболее хорошо сохранившиеся древние формы (крупные нивальные кары, курумы и осыпи, обширные нагорные террасы) соответствуют по масштабам своего проявления холодному и сухому климату палеогеографического рубежа 18–20 тыс. лет назад. В Северном

Сихотэ-Алине и на Сахалине вышеперечисленный комплекс мерзлотных форм рельефа развит практически до современного уровня моря, что объясняется большей континентальностью и суровостью климата позднеледниковья в зоне Татарского пролива. В северной части юга Дальнего Востока широкое, почти повсеместное развитие получили безлесные ландшафты.

Наблюдаемые в рельефе мерзлотные и нивационные формы и сопряженные с ними рыхлые отложения по положению в рельефе, масштабности своего проявления, степени активного существования подразделяются на древние и современные. Древние формы (крупные нивационные кары, курумы и осыпи, обширные нагорные террасы) соответствуют по масштабам своего проявления климату позднеледниковья, когда верхняя граница леса в Южном Сихотэ-Алине опускалась до 700–900 м, а температурный режим соответствовал современному климату Северо-Западного Приохотья [Развитие природной среды..., 1988]. Активные мерзлотные формы в современном климате имеют оптимальный режим для своего развития на абсолютных высотах свыше 1400 м, где в условиях малоснежных зим формируется мощный сезонно-мерзлый слой и островная вечная мерзлота.

Многолетняя мерзлота в Среднем Сихотэ-Алине в настоящее время имеет «островное» распространение и, прежде всего, в гольцовой и подгольцовой зонах (в интервале высот 1100–1700 м). Участкам распространения подземного оледенения отвечают ландшафты горных тундр и подгольцовых стелющихся лесов в верхнем поясе гор, а за его пределами (на абсолютных отметках свыше 750 м) березово-лиственничные леса и мари [Короткий, Гребенникова, Пушкарь, 1996].

Итак, в четвертичное время на юге Дальнего Востока была развита вечная мерзлота, появление которой связано с резким похолоданием климата и усилением его континентализации в северной части Приамурья (начало плейстоцена), а затем в Сихотэ-Алине (средний плейстоцен). Именно этому этапу плейстоцена отвечает наибольшее образование озер во впадинах Нижнего Приамурья (за пределами долины р. Амур). Несмотря на значительные масштабы похолодания, ледниковые явления на юге Дальнего Востока получили развитие только в горных хребтах с наибольшими высотными отметками. Похолодание климата в пределах депрессий и горных территорий, обусловило, прежде всего, громадное расширение ареала криогенных, а в горных районах гольцовых процессов, особенно на востоке и севере региона, где этому способствовала сильная ледовитость Охотского и Японского морей [Развитие природной среды..., 1988].



Многолетняя мерзлота оказывает существенное влияние на природу, и на жизнедеятельность человека. В зависимости от изменений теплового баланса на поверхности земли происходят и изменения теплового состояния толщ вечномёрзлых слоев горных пород, с колебаниями в сторону потепления, то охлаждения. Промерзание почвы зимой и оттаивание ее весной оказывают определенное влияние на гидрологический режим, особенно в зимний период и во время формирования весеннего половодья. Сезонное промерзание почв оказывает большое влияние на хозяйственную деятельность человека (сохранность различных сооружений, в той или другой степени связанных с состоянием грунтов, агротехнические мероприятия при выращивании зерновых, водоснабжение и т. д.).

Таким образом, в области распространения многолетнемерзлых пород на юге Дальнего Востока оценка динамики прошлых и настоящих мерзлотных условий является основой для выявления тенденций развития природных обстановок, на которых базируются инженерно-геологические и географические прогнозы, составляемые с целью охраны и рационального использования природной среды.

ЛИТЕРАТУРА

Короткий А.М. Мерзлотные и нивационные образования в вершинном поясе Сихотэ-Алиня. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. 100 с.

Короткий А.М., Ковалюх Н.Н. Ритмика вечной мерзлоты как отражение изменений климата в позднем плейстоцене — голоцене // Палеогеографические исследования на Дальнем Востоке. Владивосток, ДВНЦ АН СССР, 1987. С. 20–36.

Короткий А.М., Гребенникова, Пушкарь В.С. Климатические смены на территории юга Дальнего Востока в позднем кайнозое (миоцен–плейстоцен). Владивосток: Дальнаука, 1996. 158 с.

Короткий А.М., Пушкарь В.С., Гребенникова Т.А. Морские террасы и четвертичная история шельфа Сахалина. Владивосток: Дальнаука, 1997. 196 с.

Короткий А.М., Макарова Т.Р. Палеогеографические и геоморфологические аспекты устойчивости геосистем в бассейнах горных рек. Владивосток: Дальнаука, 2005. 293 с.

Развитие природной среды юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1988. 240 с.

Южная часть Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. 320 с.

О ВОЗМОЖНОМ РАСПРОСТРАНЕНИИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО КАРСКОГО ЛЕДНИКА В ПРЕДЕЛЫ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА

О.П. Корсакова, В.В. Колька, Д.Р. Зозуля

Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия

В результате исследований, которые проводились на южном и юго-восточном побережье Кольского полуострова (рис. 1), было установлено, что здесь существуют три горизонта осадков ледникового парагенетического ряда. Это морена среднеплейстоценового московского оледенения, представляющая собой базальный горизонт осадочного покрова в Кольском регионе, залегающий в погребенном состоянии ранне-средневалдайский (калининский) горизонт, сложенный ледниковыми и водноледниковыми породами, поздневалдайский (остафковский) горизонт, осадки которого имеют рельефообразующее значение.

Морена московского оледенения представлена супесью или суглинком красновато-коричневого или серого цвета с галькой и валунами. В известных разрезах (рис. 1) она залегает на кристаллических породах и подстилает морские микулинские (например, в обнажении на реке Чапома) или ранневалдайские (как в обнажении на ручье Лудяной) осадки. О среднеплейстоценовом возрасте этой морены могут свидетельствовать результатами гео-

хронологического датирования перекрывающих их межледниковых осадков, возраст которых около 130 тыс. лет [1, 2].

Наиболее широко в Кольском регионе представлены образования ледникового генезиса, сформировавшиеся в результате развития последнего, поздневалдайского, ледника. Это морена, водноледниковые галечно-валунные, песчано-галечные, песчаные осадки; ленточные глины, суглинки, супеси и пески; ледниково-морские валунные супеси, суглинки. Они залегают на дочетвертичных породах, более древних позднеплейстоценовых осадках и выходят на дневную поверхность почти повсеместно. В максимальную фазу распространения (около 23 тыс. л. н.), сформировавший их Скандинавский ледник, полностью перекрывал Кольский полуостров и Беломорскую депрессию [3].

Проведенные исследования позволяют говорить о наличии в изучаемом районе еще одного валдайского горизонта ледниковых образований, образование которого отвечает резкому глобальному похолоданию 60–70 тыс. л. н., что соответствует изо-



Рис. 1. Схема района исследований (А, Б), положение изученных обнажений (В).

топно-кислородной стадии (ИКС) 4. Это – морена (валунный суглинок бурого цвета) мощностью около 3 м, вскрытая в обнажении на р. Каменка под морскими осадками, и водноледниковые слои (разнозернистые пески серого, бурого цвета, с галькой и валунами) мощностью до 7 м на р. Чаваньга (рис. 1). ОСЛ-возраст последних составляет около 63 тыс. лет [2]. Данные отложения ледникового генезиса можно сопоставить с ранне-средневалдайским (калининским) оледенением на северо-западе России.

Калининская морена установлена в разрезах на полуострове Канин, на севере Печорской низменности, на о. Колгуев [4]. При деградации ранне-средневалдайского ледника в осолоненном бассейне формировались также ледниково-морские осадки, составляющие раннеголоценовую абразионную террасу в юго-восточной части Терского берега.

Характеризуя нижнюю валдайскую морену на северном побережье Белого моря, следует учесть факт, что скандинавскими учеными [5, 6] в непосредственной близости от центра Скандинавского оледенения в период времени от 150 до 80 тыс. л. н. установлена безледная обстановка. Кроме того, существуют данные, основанные на электронном парамагнитно-резонансном (ЭПР) датировании по раковинам субфоссильных моллюсков из морских и древнеозерных отложений севера Евразии, которые ставят под сомнение присутствия отложений ледникового генезиса на восточном побережье Белого моря во временном интервале от 120 до 75,5 тыс. л. н. [7].

Вероятнее всего нижняя валдайская морена и соответствующие водноледниковые осадки в пределах Терского берега Белого моря связаны с развитием здесь ранне-средневалдайского Карского ледника. Косвенным доказательством этого могут

быть находки на побережье галек и валунов экзотических пород, не известных в коренном залегании на Кольском полуострове. Ранее сообщалось [8] о находках валунов кремнистого известняка с фауной позднего карбона (*Schwagerina sp.*) в юго-восточной части и известняка с фауной фораминифер, характерных для раннего карбона, в восточной части (нижнее течение р. Поной) Кольского полуострова. Было высказано мнение, что коренными источниками найденных пород могут быть карбоновые отложения на Новой Земле. Их транспортировка объяснялась либо айсбергами [8], либо льдами Новоземельского ледника в московскую эпоху [9]. Последнюю точку зрения можно считать более приемлемой, т.к. осадочные породы, образованные за счет переноса плавучими льдами, являются преимущественно глубоководными.

Исследованиями, проведенными на Терском берегу Белого моря, а также в ходе драгирования донных осадков прилегающего шельфа моря были выявлены валуны и гальки карбонатных пород, не известных в коренном залегании на Кольском полуострове. Выделено три группы этих пород: массивные, органогенно-обломочные и тонкослоистые карбонаты.

Массивные карбонатные породы широко распространены в палеозойских отложениях севера Русской платформы. Однако в одной из галек массивных карбонатов были обнаружены остатки беззачатковых брахиопод. Сходные породы с *Obolus apollinis* Eichw. характерны для ордовикских отложений Пай-Хоя [10]. Обломки органогенно-обломочных карбонатных пород содержат обильную фауну брахиопод, мшанок, иглокожих. В коренном залегании такие породы распространены в карбоновых отло-



жениях северо-западной части Русской платформы (южное и восточное побережье Белого моря) и Тимана, а так же в пермских на Тимане. Обнаруженные обломки тонкослоистых карбонатных пород имеют характерную ленточную текстуру как результат чередования тонких прослоев более крупнозернистого карбоната с микрозернистой глинисто-карбонатной породой. Обнажения силурийских тонкослоистых карбонатов на севере Русской платформы известны в бассейне р. Печора, а валуны их часто встречаются в ледниковых отложениях Терского берега Белого моря на Кольском полуострове.

Поскольку морские осадки в Кольской части депрессии Белого моря сформированы за счет размыва морен, то они включают и некоторую часть обломочного материала, источник которого находился на северо-востоке Русской платформы и который мог транспортироваться и отлагаться Карскими ледниками в ранне-средневалдайское и возможно московское время.

Полученные данные о распространении в пределы Кольского полуострова Карского ледникового покрова имеет практическое значение в плане потенциального россыпенакопления алмазов в морских межледниковых осадках, перекрывающих соответствующие ледниковые породы. Об этом свидетельствует сходные химико-генетические характеристики пиропов из кимберлитов Архангельской провинции и современных отложений Терского берега [11].

ЛИТЕРАТУРА

1. *Molodkov A.N., Bolikhovskaya N.S.* Eustatic sea-level and climate changes over the last 600 ka as derived from mollusk-based ESR-chronostratigraphy and pollen evidence in Northern Eurasia // *Sedimentary Geology*, 150. 2002. P. 185–201.
2. *Корсакова О.П., Молодьков А.Н., Колька В.В.* Геолого-стратиграфическая позиция верхнеплейсто-

ценовых морских образований на юге Кольского полуострова (по геохронологическим и геологическим данным) // Доклады Академии наук, 2004. Т. 398. № 2. С. 218–222.

3. *Mangerud J., Svendsen J.I. & Astakhov V.I.* Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // *Boreas*. Vol. 28. 1999. P. 46–80.

4. *Лаврушин Ю.А., Энштейн О.Г.* Геологические события плейстоцена на севере Восточной Европы и в южной части Баренцева моря (по материалам изучения естественных опорных разрезов) // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода, №64. 2001. С. 35–60.

5. *Lauritzen S.E.* High-Resolution paleotemperature proxy record for the last interglaciation based on Norwegian speleothems // *Quaternary Res.*, 43. 1995. P. 133–146.

6. *Helmens K., Rosonen M., Johansson P., Junger H., Korjonen K.* The last interglacial-glacial cycle in NE Fennoscandia: a nearly continuous record from Sokli (Finnish Lapland) // *Quaternary Science Reviews*, 19. 2000. P. 1605–1623.

7. *Молодьков А.Н.* Сигналы палеоклиматов кислородно-изотопной стадии 5 по данным ЭПР-анализа раковин субфоссильных моллюсков // Мат. 3-го Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Т. 1. Смоленск, 2002. С. 176–178.

8. *Лаврова М.А.* Четвертичная геология Кольского полуострова. М.-Л.: изд. АН СССР, 1960. 234 с.

9. *Яковлев С.А.* Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Тр. ВСЕГЕИ, Т. 17. 1956. 314 с.

10. Геология СССР. Т. II. Под ред. А.И. Зоричевой М., 1963. 1079 с.

11. *Зозуля Д.Р., Чикирев И.В., Корсакова О.П., Гавриленко Б.В.* О перемещении обломочного материала Новоземельско-Карскими ледниками в связи с россыпной алмазоносностью Кольского региона // Геология и геоэкология северо-запада России. Петрозаводск, 2003. С. 41–43.

САМАЯ ЮЖНАЯ НАХОДКА ОВЦЕБЫКА В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ УКРАИНЫ

Т.В. Крахмальня

Национальный научно-природоведческий музей НАН Украины,
ул. Богдана Хмельницкого 15, 01601 Киев, e-mail: tv_krahm@mail.ru

До недавнего времени в Украине достоверно было известно пять местонахождений *Ovibos moschatus pallantis* Н. Smith из отложений позднеплейстоценового возраста [4]. Первые находки костных остатков овцебыка в селе Збранки Житомирской обл. относят-

ся к еще довоенным годам. Пять черепов этого характерного представителя мамонтовой фауны были выставлены на выставке «Четвертичный период на Украине» в Киеве [5]. Позднепалеолитическая стоянка Мезин в Черниговской обл. стала вторым местом, где



были обнаружены черепа и кости посткраниального скелета *O. moschatus pallantis*. Здесь, за период раскопок с 1908 по 1961 годы, были найдены 188 костей данного вида, принадлежащих не менее 17 особям [8]. Также известно, что в Мезине были найдены 14 черепов овцебыков [1]. По количеству находок это самое представительное местонахождение *O. moschatus pallantis* в Украине. В 1951 г. в Киеве, на территории кирпичного завода номер 1, был обнаружен неполный череп овцебыка, принадлежащий самцу [6]. Помимо Мезина еще на двух стоянках человека позднего палеолита были получены материалы по овцебыку. Так, его череп был обнаружен на позднепалеолитической стоянке Бугорок у села Пушкарки в Черниговской обл. [3]. И, наконец, в Добраничевке, расположенной в Киевской обл., среди трех тысяч костей различных животных было определено две кости овцебыка [11]. Позднее Н.Г. Белан [1] описала пяточную кость *O. moschatus pallantis* с этой стоянки. Таким образом, можно говорить о найденных в Добраничевке не менее трех костях, принадлежащих этому крупному копытному. Географическое положение перечисленных местонахождений указывает на то, что костные остатки овцебыка, обнаруженные на позднепалеолитической стоянке Добраничевка (50°02 с. ш.), до 2006 г. можно было считать самой южной находкой *O. moschatus pallantis* в Восточной Европе.

Со времени последней публикации, посвященной овцебыку позднего плейстоцена Украины [1], прошло более 20 лет. В течение этого периода не поступало сообщений о находках костных остатков *Ovibos* в изучаемом регионе. В этой связи имеет большое значение новая находка, о которой было доложено на IV Международной мамонтовой конференции в Якутске в июне этого года [12]. В 2006 г. в Киевской обл., недалеко от села Ходоров, был обнаружен неполный череп самца *O. moschatus pallantis*, который был передан автору настоящей публикации в 2007 г. Модлю А.Ю. В этих местах ранее уже находили костные остатки представителей мамонтовой фауны. Так, в 1950 г. были найдены кости и зуб *Mammuthus primigenius* Blum. [7]. Возможно, были и другие находки и не только хоботных. На сегодняшний день Ходоров (49°55 с.ш.), расположенный южнее всех известных местонахождений овцебыка в Украине, стал самой южной точкой, где был зафиксирован *Ovibos* на изучаемой территории (рис. 1).

Краткое морфологическое описание и сравнение. Череп темно коричневого цвета, что характерно для костей, длительное время находившихся в воде. Сохранилась лишь часть черепа с фрагментами глазниц, лицевой его отдел утрачен (рис. 2). Череп имеет массивный мозговой отдел и принадлежит взрослому самцу. Расстояние между основаниями роговых стержней очень мало и составляет посередине 6,0 мм. Это один из

признаков, по которому различаются самки и самцы овцебыков [9, 10]. Самки *Ovibos* имеют широко расставленные рога, тогда как ширина лба между основаниями последних у самцов часто не превышает 10 мм. Рога у овцебыков указанного рода, как и у нашего экземпляра, идут вначале в стороны, а затем вниз. Роговые стержни сохранились полностью, они довольно короткие (та их часть, которая спускается вниз) и не доходят до уровня основной затылочной кости. В отличие от роговых стержней представителей рода *Praeovibos* они почти вертикально идут вниз, лишь несколько отклоняясь в стороны и вперед в нижней части. Основания роговых стержней длинные, их наибольшая длина равна 186,6 мм. Наибольшая ширина основания рогового стержня до места поворота вниз составляет более 70 мм. Высота основания роговых стержней над лбом спереди – 9,0 мм. Длина вертикально расположенной части рога (по средней линии) достигает 138,0 мм. Проксимальные концы стержней несут следы врастания роговых чехлов (экзостозы).

Крупные орбиты не сохранились полностью (утрачены их передние и нижние части), они значительно выступают в стороны. Толщина орбит – 7,0 мм. Обращает внимание неодинаковое развитие надглазничного желоба (*sulcus supraorbitalis*), который более широкий с левой стороны. И наоборот, надглазничное отверстие (*for. supraorbitale*) на правой стороне черепа крупнее, чем на левой стороне. Вдоль наружного края передней половины надглазничного желоба с обеих сторон располагаются выросты в виде бугров. Наружные края орбит приподняты, поэтому они лежат выше уровня лба. В передней верхней части левой орбиты имеется еще одно, очень крупное отверстие (*fossa lacrimalis et for. lacrimale*), по-видимому, отсутствующее на правой орбите. Наименьшая ширина черепа за орбитами равна 126,0 мм.

Затылок низкий и широкий, слабо сужается к теменной кости. Затылочные мыщелки почти не выдвинуты назад. Их латеральные концы удлинены, загнуты и несут добавочные суставные поверхности. Яремные отростки несколько повреждены. Затылочный гребень хорошо развит, как и наружное затылочное предбугорье. У самок последнее менее выражено, что можно было проследить на черепах из коллекций, хранящихся в музеях Якутска, а также на черепе самки из Мезина. Затылочное отверстие по сравнению с размерами чешуи затылочной кости можно охарактеризовать как маленькое. Его размеры: высота – 21,0 мм, ширина – 35,2 мм. Высота затылка от нижнего края *for. magnum* до ламбдовидного шва – 115,4 мм, высота затылка от верхнего края затылочного отверстия до ламбдовидного шва – 82,0 мм. Наибольшая ширина на затылочной поверхности – 169,0 мм.

Основная затылочная кость короткая, но ее длина все же больше ширины кости на уровне задних мус-



Рис. 1. Карта находок костных остатков овцебыков в позднем плейстоцене Украины

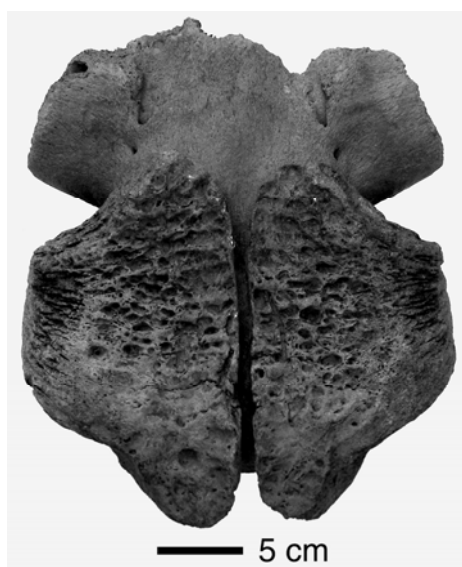


Рис. 2. Череп *Ovibos moschatus pallantis* из Ходорова (вид сверху)

кульных бугорков. Наибольшая длина кости равна 62,8 мм, а ширина посередине – 46,0 мм, ширина на уровне задних мускульных бугорков – 55,8 мм, ширина на уровне передних мускульных бугорков (в их задней части) – 46 мм, ширина на уровне передних мускульных бугорков (в их передней части) – 29,0 мм. Вдоль тела кости проходит гребень, несколько смещенный влево, который заканчивается у начала переднего левого мускульного бугорка. В задней части основная затылочная кость разделена по средней

линии широкой, но короткой, впадиной. Передние бугорки разделены глубокой, расширяющейся к их передним концам, ложбинкой. Их строение довольно своеобразно: как бугорки они представлены только вдоль ложбинки, а в центре – глубокое вдавление. Заметные, но менее глубокие вдавления расположены также вдоль срединного гребня этой кости. По данным А.В. Шера [10] у представителей рода *Praeovibos* срединный гребень на основной затылочной кости отсутствует. На изучаемом черепе хорошо видны рваное и засуставное отверстия, четко выражен шов между теменной и височной костями.

Было проведено предварительное сравнение с представителями *Ovibos moschatus pallantis* из местонахождений Евразии по данным Э.А. Вангенгейм [2] и А.В. Шера [10] и с современными овцебыками. Описываемый череп из Ходорова уступает в размерах по приведенным выше промерам экземпляру с острова Б. Ляховский (ГИН 376/ 81), особенно по ширине черепа за орбитами. Однако, длина основания рогового стержня (ширина основания рогов спереди назад по [2]), равная 186,6 мм, у экземпляра из Ходорова почти совпадает с таковой у черепа, описанного с о. Б. Ляховский – 187,0 мм. Сопоставление выполненных нами промеров со средними значениями таковых для позднеплейстоценовых овцебыков, приведенных в А.В. Шером [10], позволяет отметить, что размеры изучаемого экземпляра укладываются в пределы изменчивости таковых этих черепов, не достигая их средних показателей. Что касается длины основания рогового стержня, то она у экземпляра из Ходорова



намного превышает среднее значение. Ширина черепа за орбитами *Ovibos moschatus pallantis* из украинского местонахождения превышает таковую современных овцебыков, как и длину основания рогового стержня, но уступает им в ширине затылка.

Дальнейшее детальное изучение черепа из Ходорова и описание до сих пор не изученных некоторых материалов из уже известных местонахождений поможет уточнить наши представления о морфологии и географическом распространении *Ovibos moschatus pallantis* не только в Украине, но и в Европе в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белан Н.Г. Овцебык в позднем плейстоцене Украины // Вестн. зоологии. 1985. №2. С. 31–34.
2. Вангенгейм Э.А. Палеонтологическое обоснование стратиграфии антропогенных отложений севера Восточной Сибири. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 182 с.
3. Величко А.А. Геологический возраст верхнего палеолита центральных районов Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. 296 с.
4. Крахмальная Т.В. Позднеплейстоценовый овцебык Украины: состояние изученности // Тез. докладов IV Междунар. мамонтовой конф. Якутск, 2007. С. 41–42.
5. Підоплічко І.Г. Виставка « Четвертинний період на Україні », улаштована при ВУАН // Четвертинний період. Вип. 5. Київ, 1933. С. 113–119.
6. Підоплічко І.Г. Нахождение ископаемых остатков овцебыка // Природа. 1952. № 5. С. 114–116.
7. Підоплічко І.Г. Матеріали до вивчення минулих фаун УРСР. Вип. 2. Київ: Вид-во АН Укр. РСР, 1956. С. 3–235.
8. Підоплічко І.Г. Позднепалеолитические жилища из костей мамонта на Украине. Киев: Наук. думка, 1969. 163 с.
9. Черский И.Д. Описание коллекции послетретичных млекопитающих животных, собранных Ново-Сибирской экспедицией 1885–1886 гг. СПб, 1891. 706 с.
10. Шер А.В. Млекопитающие и стратиграфия плейстоцена крайнего севера Северо-Востока СССР и Северной Америки. М.: Наука, 1971. 310 с.
11. Шовкопляс И.Г., Корниец Н.Л., Пашкевич Г.А. Добраничевская стоянка // Археология и палеогеография позднего палеолита Русской равнины. М., 1981. С. 97–106.
12. Krakhmalnaya T. Late Pleistocene musk-ox of Ukraine: the state of study // Abstracts of IV International Mammoth conference. Yakutsk, 2007. P. 142–143.

ВЛИЯНИЕ СОВРЕМЕННЫХ ЭКЗОГЕННЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ НА СОСТОЯНИЕ ГЕОЭКОСИСТЕМЫ СМОЛЕНСКОЙ ОБЛАСТИ

А.С. Кремень, А.В. Левин

Смоленский государственный университет

При формировании природосберегающей стратегии общественного развития не обойтись без учета географических: емкости географической среды, ее компонентов, и территориальных подразделений, правильного распространения антропогенной нагрузки на природу за счет производственных решений [Кочуров, 2003].

Определенные работы в этом направлении ведутся [Александрова и др., 2002; Кремень и др., 2005, 2006 и др.]. Однако эти исследования недостаточно затрагивают место и роль экзогенных геологических процессов (ЭГП)

Экологическая ситуация в Смоленской области продолжает оставаться напряженной [Государственный доклад..., 2006].

Последние годы эколого-геологические исследования ведутся по ряду направлений, включая выявление источников и оценку степени... экзогенных геологических процессов (ЭГП), установление про-

странственной структуры этого воздействия и закономерностей формирования отдельных аномалий.

На территории Смоленской области экзогенные геологические процессы (ЭГП) оказывают заметное влияние на формирование экологической ситуации. Особенно это актуально для урбанизированных территорий. Так эрозионным процессам в значительной степени подвержены города Смоленск (34%), Дорогобуж (30%), Вязьма (11%). Рославль (52%).

Основной средой развития современных геологических процессов на территории Смоленской области являются четвертичные отложения преимущественно водно-ледникового генезиса, слагающие верхнюю часть геологического разреза на всю глубину техногенного воздействия, которая в среднем по области оценивается в 20 м. Литологический состав пород и их инженерно-геологические свойства в значительной степени, наряду с другими природными факторами, определяют условия развития и



характер распространения ЭП по всей территории Смоленской области

Нами установлено, что наиболее распространенными на данной территории, являются процессы, обусловленные деятельностью вод поверхностных и подземных, а также процессом суффозии. Ведущими из них являются **заболачивание, оврагообразование и береговая эрозия**, а так же процесс **оползнеобразования**.

Ведущим процессом является **заболачивание** территории. Условиями образования данного процесса являются: влажный климат (осадки превышают испарение); наличие пониженных элементов рельефа или плоско-равнинный рельеф; наличие водоупорных пород вблизи поверхности земли, высокое стояние уровня грунтовых вод и активность течения биогенных процессов.

Общая площадь заболоченных земель составляет 20059 км, что составляет около 40% территории Смоленской области. Среднее значение пораженности заболачиванием в границах административных районов изменяется от 2 до 80%. Процесс заболачивания наиболее развит на северо-западе и юго-востоке Смоленской области (Велижский, Руднянский, Холм-Жирковский, Гагаринский Рославльский, Сафоновский и Демидовский районы), где находятся наиболее выраженные в геоморфологическом отношении понижения рельефа с широким развитием комплекса озерно-ледниковых отложений.

Наиболее низкую заболоченность (менее 1%) имеет восточная часть области. Преобладают здесь низинные внепойменные болота. Центральный район области отличается преимущественно развитием низинных болот, большая часть которых приурочена к долинам рек. Заболоченность территории около 3%. Для юга области характерны как верховые, так и низинные болота. Заболоченность этой территории около 2%.

Роль болот и процессов неодинакова в различных ландшафтах. Но в большинстве случаев сохранение их в естественном состоянии более целесообразно. Однако активизация процессов заболачивания на изучаемой территории, вызванная техногенными процессами, не может не вызывать некоторое опасение.

Так практически повсеместно заболачивание отмечается вдоль авто- и железнодорожных магистралей, газопроводов и других линейных объектов. Это обусловлено недостаточным учетом при их строительстве особенностей рельефа и поверхностного стока местности.

Оврагообразование на территории Смоленской области приурочено преимущественно к слабосчлененным полого- и крупнохолмистым ледниковым и водно-ледниковым равнинам, а также к надпойменным террасам крупных водотоков.

Для интенсивного развития оврагов существенное значение имеют наличие в покровной толще слабо связанных, легкоразмываемых пород; интенсивное выпадение атмосферных осадков; низкое положение базиса эрозии речной сети и, как следствие этого, базиса дренирования грунтовых вод; слабая степень залесенности района.

Общая площадь, пораженная процессами овражной эрозии Смоленской области, составляет 18537 км. Значение пораженности территории административных районов изменяется от 2 до 45%, в среднем по обследованной площади составляет 37%.

Наиболее высокая пораженность овражной эрозией наблюдается в Смоленском, Демидовском, Дорогобужском, Рославльском Руднянском, Сафоновском и Хиславичском районах (приложение 2.6.2), имеющей как локальное, так и площадное развитие (площадное развитие составляет от 1–5 до 30–50 км) вследствие строения и структуры геологических пород.

Активизация овражной эрозии так же, как правило, происходит под воздействием техногенных факторов, особенно в пределах урбанизированных территорий, характеризующихся высокой степенью техногенной нагрузки на геологическую среду.

Активные проявления эрозионных процессов оказывают существенное негативное воздействие на здания и сооружения, создавая целый ряд проблем с благоустройством городских территорий, решение которых требует значительных денежных средств. Поэтому ежегодно производится ремонт автодорог, дамб, мостов, разрушенных водными эрозионными процессами. В настоящее время минимальный объем защитных мероприятий от воздействия эрозионных процессов осуществляется лишь в г. Смоленске и автомагистрали Москва – Минск. На остальной территории области защитные и профилактические мероприятия не проводятся.

Процесс **береговой эрозии** наблюдается повсеместно и спровоцирован он действием крупных водотоков это либо участки изменения направления течения, либо береговой линии водохранилищ, что в значительной степени способствует здесь развитию процессов оползне-и оврагообразования.

Активизация процессов береговой эрозии отмечено в долине реки Днепра, городов Смоленск, Дорогобуж; реках Западная Двина, Вазуза, Гжать, Сож, Остер. Протяженность обрывистых участков по береговой линии водотоков составляет 0,5–2,5 км, высота береговых уступов 2–6 м; пораженность по обследованным участкам изменяется от 5 до 25% (линейный коэффициент).

Береговая эрозия чаще встречается в долине р. Днепра, донная эрозия более активна на водораздельной поверхности в овражно-балочной сети.



Процесс **оползнеобразования** на территории Смоленской области имеет естественный и искусственный характер проявления.

Оползни – это широко распространенное грозное геологическое явление. **Они постоянно преследуют деятельность человека** на склонах и откосах, и поэтому недоучет каких-либо факторов и обстоятельств незамедлительно требует расплаты.

Оползни, образовавшиеся естественным путем, на обследуемой территории имеют локальный характер проявления и в геоморфологическом отношении приурочены к склонам долин водотоков, а также к побережьям водохранилищ. Искусственные, антропогенные или техногенные оползни отмечаются практически повсеместно, а особенно в бортах песчано-гравийных карьеров и на участках подрезки склонов.

Зафиксированные оползни обоих типов приурочены к песчано-глинистым отложениям аллювиального, пролювиально-делювиального и флювиально-ледникового генезиса. Ширина оползневых тел изменяется от 2–5 м до 20–25 м при длине соответственно от 1,0 м до 5–10 м и мощности 1,0–2,5 м. Высота стенки срыва в основном не превышает 2–2,5 м. Поверхность скольжения, как правило, приурочена к прослоям переувлажненных песков в толще глинистых отложений. Общая площадь оползневых участков по территории Смоленской области составляет 12241 км², пораженность в пределах границ административных районов слабая, 5 или значительно меньше 5%.

Площадное развитие активных оползней выявлено по эрозионной сети в пределах областного центра – города Смоленска. Площадь участков активного проявления оползней здесь составляет 7 км, пораженность территории городской застройки – более 14%. В зоне воздействия оползневых процессов расположены жилые кварталы и ответственные инженерные сооружения, а также исторические и архитектурные памятники федерального значения.

Защитные противооползневые мероприятия на территории города проводятся в незначительных объемах.

Всего в пределах Смоленской области экзогенными геологическими процессами поражены 88% территории области т. е. 41441 км². Из них заболачиванием – 16621 км², эрозией овражной 15153 км², оползнями – 9667 км². Интенсивность проявления ЭГП отображена на **карте-схеме (рис. 1)**.

Рассмотренные нами процессы, несомненно, играют важную роль в изменении состояний ланд-

шафтов и это важно учитывать при создании оптимальных экологических моделей. Наиболее перспективным в данном направлении являются мониторинговые исследования процесс создания особо охраняемых природных территорий (ООПТ). Данные исследования направлены на сохранение экосистем Смоленской области на формировании научно обоснованной системы особо охраняемых природных территорий разных форм и рангов составляющих своеобразный экологический каркас территории области, что позволит смягчить антропогенное воздействие на экосистемы и, одновременно, к снижению активности проявлений экзогенных геологических процессов.

ЛИТЕРАТУРА

Кочуров Б.И. Экодиагностика и сбалансированное развитие / Б.И. Кочуров. Смоленск: Маджента, 2003. 384 с.

Александрова Т.А. Экологическая обстановка в Смоленской области и пути ее улучшения / Т.А. Александрова и др. // Четвертичные отложения, экология и полезные ископаемые Смоленской области: сборник статей. Смоленск: Ойкумена, 2002. С. 23–46.

Егоренков Л.И., Кремень А.С., Левин А.В. Антропогенное воздействие на территорию водосбора верхнего бассейна реки Угры и пути ее оптимизации // Ресурсосбережение и экологическая безопасность: Материалы докладов V Всероссийской научно-практической конференции // Смоленск, 2006. С. 175–178.

Кремень А.С., Левин А.В. Антропогенный пресс на крупные водозаборы Смоленской области и направления оптимизации их состояния // Основные направления развития современной географии: Материалы докладов представленных на Международную научно-практическую конференцию. Владимир, 2006. С. 37–42.

Кремень А.С., Левин А.В. Экологические проблемы Смоленской области и пути оптимизации ее природной среды // География и экология в школе XXI века. № 10, 2005. С. 26–31.

Информационный бюллетень о состоянии геологической среды на территории Смоленской области за 2006 год. Смоленск: ТЦ «Геомониторинг-Смоленск», 2007. 248 с.

Доклад о состоянии окружающей природной среды Смоленской области в 2003 году. Смоленск, 2005. 168 с.

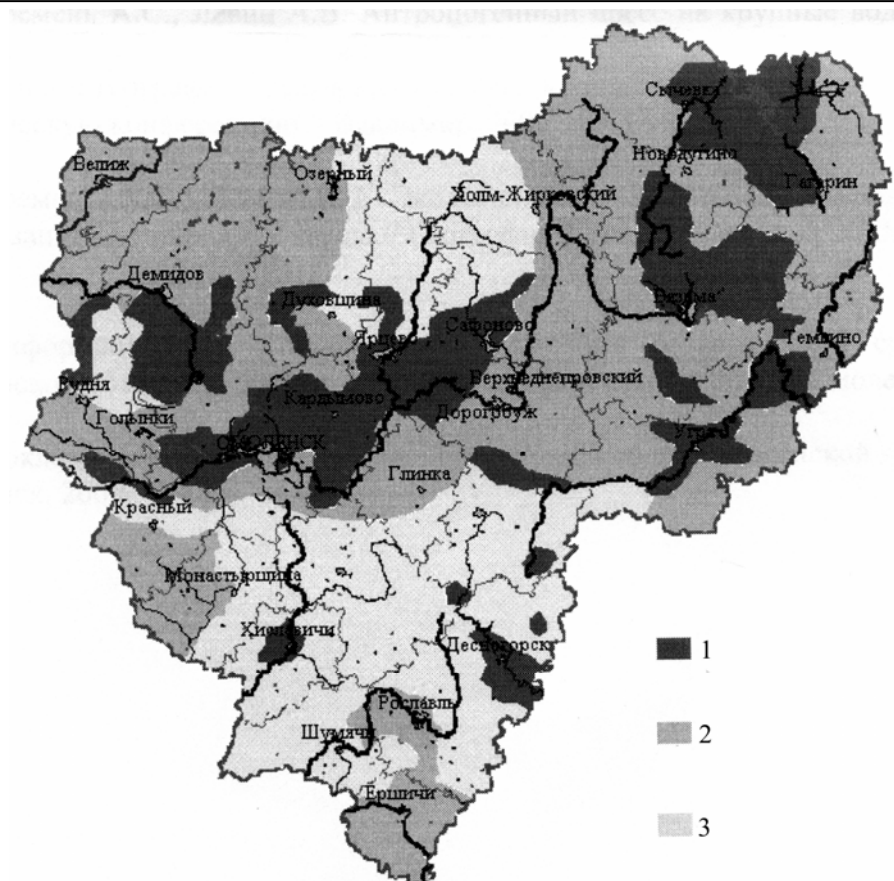


Рис. 1. Характер проявления современных экзогенных геологических процессов на территории Смоленской области

Интенсивность проявления ЭГП: 1 – сильная (площади, подвергнутые экзогенным геологическим процессам составляют более 25%); 2 – средняя (площади, подвергнутые экзогенным геологическим процессам составляют 5–25%); 3 – слабая (площади, подвергнутые экзогенным геологическим процессам составляют меньше 5%)

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЙ ЛЕДНИКОВЫЙ МАКСИМУМ В ГОРАХ СИБИРИ

С.К. Кривоногов¹, В.С. Шейнкман²

¹Институт геологии и минералогии СО РАН, проспект Коптюга, 3, 630090, Новосибирск,
e-mail: carpos@uiggm.nsc.ru

²Институт географии СО РАН, ул. Уланбаторская, 1, 664033, Иркутск, e-mail: vladch@015.net.il

Публикации об оледенении гор юга Сибири показывают значительные концептуальные расхождения по проблеме его возраста и масштабов в позднем плейстоцене. Труднодоступные горные системы восточных районов изучены значительно слабее, чем западных. Тем не менее, даже для Алтая мы не видим единства взглядов по этому вопросу. Долгое время исследователи Алтая напрямую сопоставляли следы оледенений с горизонтами Унифицированной стратиграфической схемы, основанной на Альпийской шкале. [Девяткин, 1965;

Попов, 1972; Свиточ и др., 1973; Окишев, 1982]. Эта точка зрения на оледенение Алтая, отраженная в региональной стратиграфической схеме [Борисов и др., 1980], до сих пор является официальной, так же как и представления об уменьшении размеров оледенения от эпохи к эпохе. Бутвиловский [1993] на основании большого количества радиоуглеродных дат сделал вывод о максимуме оледенения в позднезырянское или сартанское время позднего плейстоцена (последний ледниковый максимум, LGM). Этот вывод совпал с палеогеографической



концепцией Гроссвальда [1987, 1999]. В то же время Шейнкман [1990, 1992, 2002, Sheinkman, 2004], основываясь на большом числе термолюминесцентных дат, сделал вывод, что раннезырянские ледники (океанические изотопные стадии MIS5-4) были крупнее, чем позднезырянские (MIS 2). Пересмотр этих данных и детальное литолого-генетическое изучение опорных разрезов, выполненные в последнее время [Зольников и др., 2004], подтверждают взгляды Шейнкмана.

Похожие разногласия можно увидеть в статьях о масштабах и возрасте оледенений гор Прибайкалья. Сомнительны основанные на радиоуглеродном датировании представления об асимметричном и асинхронном оледенении Северного Байкала [Back and Strecker, 1998]. В этих построениях не учтены особенности строения конечно-моренных комплексов. Генетическая диагностика морен и дополнительное радиоуглеродное датирование [Krivonogov and Takahara, 2003; Krivonogov, et al., 2004] позволили сделать вывод, что морены берегов Байкала, наиболее выдвинутые из его горного обрамления, имеют возраст древнее каргинского (MIS 3), очевидно, древнее LGM. Вывод о позднезырянском ледниковом максимуме в Прибайкалье подтверждается термолюминесцентными датами $70,000 \pm 11,000$ и $72,000 \pm 9000$ лет назад, полученные из максимальной конечной морены Мондинской впадины, верховья р. Иркут [Щетников, 2001]. Наши исследования следов ледниково-подпрудного Дархадского палеозера в Северной Монголии [Krivonogov et al., 2005] также позволяют утверждать, что продвижение раннезырянских ледников было значительнее, чем позднезырянских (рис. 1 А).

Развитие оледенения во внутренних частях Евразии было связано с особенностями регионально-го климата. Так, Short et al. [1991] показали, что изменения климатических параметров, вызванных циклами Миланковича, могли варьировать в разных частях света, особенно в зависимости от континентальности. Поскольку наиболее важным параметром, контролирующим развитие оледенения в континентальной Евразии, является летняя температура [Корейша, 1991; Шейнкман, 1987, 1993], изменения максимальной летней температуры, смоделированные в [Short et al., 1991], могут служить основой для реконструкции региональной истории оледенения. Сравнение позднеплейстоценовой части этой кривой с океанической изотопной кривой SPECMAP, отражающей изменения глобальных запасов льда [Imbrie et al., 1984], показывает очевидное несоответствие между глобальными запасами льда и летними температурами в Сибири (рис. 1 Б). Так, если глобальные запасы льда достигли своего максимума в MIS 2, то наиболее бла-

гоприятные условия для развития оледенения в Сибири существовали в начале позднеплейстоценового похолодания (MIS 5d). Выводы о раннем развитии обширного оледенения сделаны по осадочной летописи Байкала, где обнаружены явные следы значительного оледенения MIS 5d [Karabanov et al., 1998; Прокопенко и др., 2001]. Эти авторы связывают развитие оледенения региона в стадию MIS 5d с уникальной ситуацией, когда достаточное количество влаги, продолжавшее поступать на континент после окончания межледниковой стадии MIS 5e, наложилось на вызванное изменением инсоляции глубокое похолодание стадии MIS 5d. Масштабы последующих оледенений были меньше, чем первого. Всего же, согласно кривой SPECMAP, в Сибири могло быть четыре позднеплейстоценовых ледниковых события (стадии MIS 5d, 5b, 4 и 2).

Аналогичные закономерности установлены в развитии Евразийского ледникового щита в позднем плейстоцене [Svendsen et al., 2004]. Его сибирская часть имела максимальные размеры 70–80 тысяч лет назад, и в дальнейшем сокращалась. Европейская часть наоборот постепенно увеличивалась вплоть до MIS 2. Такая динамика на наш взгляд отражает климатические различия морской и континентальной моделей оледенения.

Таким образом, раннее наступление оледенения в горах Сибири было вызвано уникальным сочетанием большого количества влаги и резкого похолодания. В последующие стадии Сибирь испытывала прогрессивную криоаридизацию, сопровождавшуюся уменьшением поступления влаги с океана и вовлечением ее значительной части в подземное оледенение – мерзлоту. Максимум подземного оледенения, в отличие от наземного, пришелся на MIS 2 [Lisitsyna and Romanovskii, 1998]. На основании приведенных аргументов можно сделать вывод, что, несмотря на увеличение запасов холода, позднеплейстоценовое оледенение гор Сибири постепенно сокращалось. Последний ледниковый максимум (LGM) в Сибири не был максимумом позднеплейстоценового оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

Борисов Б.А., Адаменко О.М., Мацуи В.М., Раковец О.А. Четвертичная система. Стратиграфия // Геологическая карта СССР. Масштаб 1:1 000000 (новая серия). Лист М-(44),45 – Усть-Каменогорск. Объяснительная записка. Ответственный редактор Д.П. Авров. Л.: ВСЕГЕИ, 1980. С. 68–76.

Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во ТГУ, 1993. 252 с.

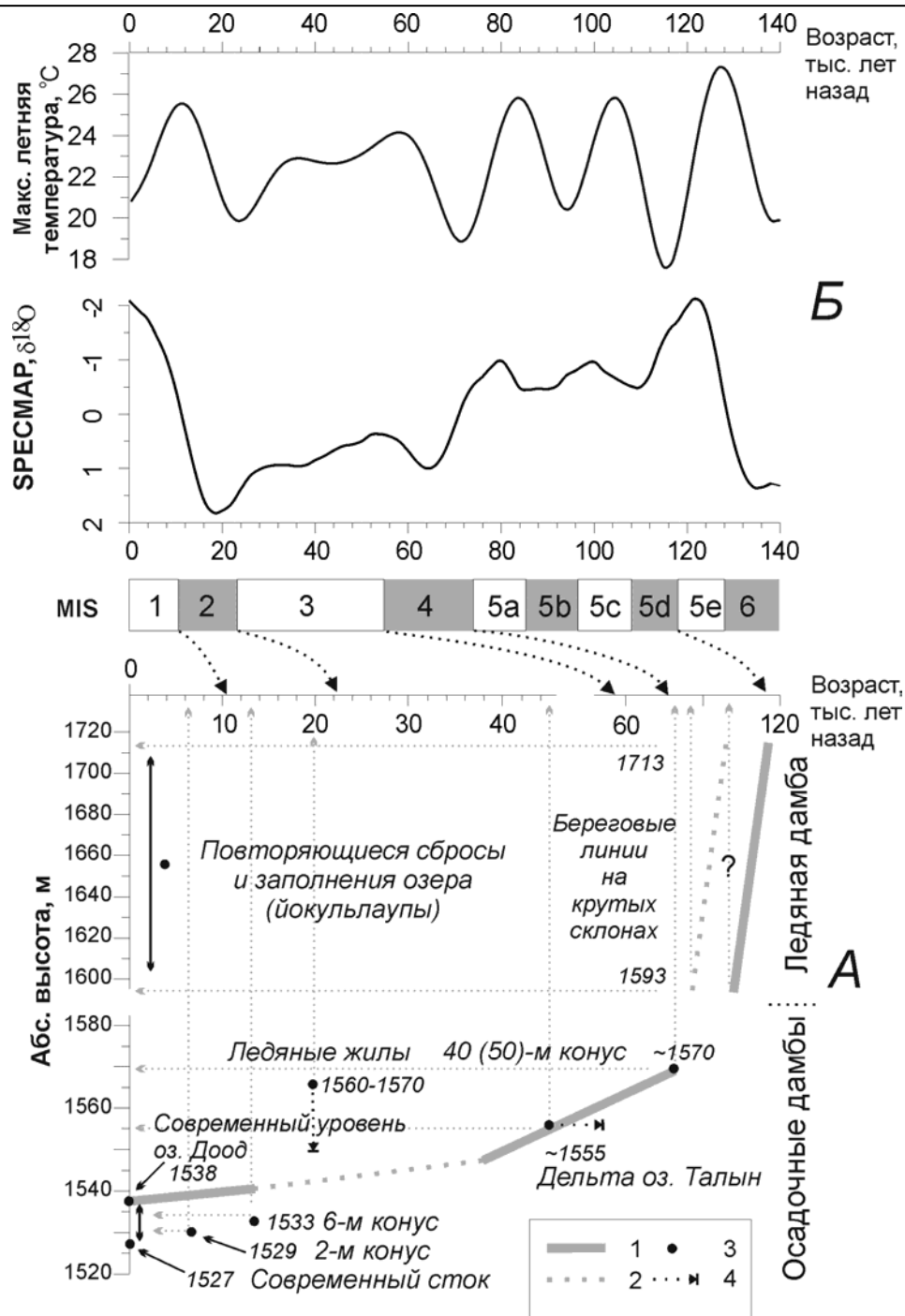


Рис. 1. А – схема развития Дархадского подпрудного палеоозера по [Krivonogov et al., 2005], Б – сопоставление кривых летних температур [Short et al., 1991] и глобальных запасов льда [Imbrie et al., 1984]

1 – установленные изменения уровня озера, 2 – вероятные изменения уровня озера, 3 – события и формы рельефа, обосновывающие возраст озерных уровней, 4 – возможные альтернативы в определении возраста

Гроссвальд, М.Г. Последнее оледенение Саяно-Тувинского нагорья: морфология, интенсивность питания, подпрудные озера // Взаимодействие оледенения с атмосферой и океаном. М.: Наука, 1987. С. 171–186.

Гроссвальд, М.Г. Евразийские гидросферные катастрофы и оледенение Арктики. М.: Научный мир, 1999. 117 с.

Девяткин Е.В. Кайнозойские отложения и неотектоника Юго-Восточного Алтая. М.: Наука, 1965. 244 с.

Зольников И.Д., Мистрюков А.А., Середнёв М.А., Лабеккина И.А. Строение и генезис средних террас Яломанско-Катунской зоны (Горный Алтай) // Геоморфология. № 3. 2004. С. 75–84.



- Корейша М.М. Оледенение Верхояно-Колымской области. М.: Наука, 1991. 144 с.
- Окишев П.А. Динамика оледенения Алтая в позднем плейстоцене и голоцене. Томск: изд-во ТГУ, 1982. 210 с.
- Попов В.Е. О возможности применения геоморфологического критерия к определению возраста четвертичных отложений в ЧаганУзунском опорном обнажении на Алтае // Гляциология Алтая. Вып. 7. Томск: изд-во ТГУ, 1972. С. 104–114.
- Прокопенко А.А., Карабанов Е.Б., Кузьмин М.И., Вильямс Д.Ф. Причины раннего оледенения Сибири при переходе от казанцевского климатического оптимума к зырянскому ледниковому периоду // Геология и геофизика, 2001. Т. 42. Вып. 1–2. С. 64–75.
- Свиточ А.А., Ильичев В.А., Фаустов С.С. Корреляция разрезов Приобского плато и Горного Алтая // Хронология плейстоцена и климатическая стратиграфия. Л.: изд-во ГО СССР, 1973. С. 258–261.
- Шейнкман В.С. Гляциология и палеогляциология горной системы Черского и сопредельных районов Северо-Востока СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1987. 154 с.
- Шейнкман В.С. Плейстоценовое оледенение гор Сибири: анализ и новые данные // Материалы гляциологических исследований. 1990. № 69. С. 78–85.
- Шейнкман В.С. О характере древнего оледенения в горах Сибири // Известия РГО. 1992. № 124 (2). С. 158–164.
- Шейнкман В.С. Об интерпретации следов древнего оледенения в горах Сибири // Материалы гляциологических исследований. 1993. № 77. С. 111–120.
- Шейнкман В.С. Возрастная диагностика ледниковых отложений Горного Алтая и их тестирование на разрезах Мертвого моря // Материалы гляциологических исследований. 2002. № 93. С. 41–55.
- Щетников А.А. Структура рельефа и неотектоника Тункинского рифта. Тезисы кандидатской диссертации. Иркутск, 2001. 19 с.
- Back S., Strecker M.R. Asymmetric Late Pleistocene glaciations in the North Baikal Basin, Baikal Rift, Russia // Journ. of the Geol. Soc. of London, 155. 1998. P. 61–71.
- Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., McIntyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J. The orbital theory of Pleistocene climate: Support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record // Berger A., Imbrie J., Hays J., Kukla G., Saltzman B. (Ed.). Milankovich and Climate. Reidel, Boston, 1984. Pt 1. P. 269–305.
- Karabanov E.V., Prokopenko A.A., Williams D.F., Colman S.M. Evidence from Lake Baikal for Siberian Glaciation during Oxygen-Isotope Substage 5d // Quaternary Research. 1998. 50. P. 46–55.
- Krивonogov S.K., Takahara H. Late Pleistocene and Holocene environmental changes recorded in the terrestrial sediments and landforms of Eastern Siberia and Northern Mongolia. *Proceedings International Symposium of the Kanazawa University 21st-Century COE Program*. 17–18 March 2003. Kanazawa, Japan, 2003. 1. P. 30–36.
- Krивonogov S.K., Takahara H., Kuzmin Y.V., Orlova L.A., Jull A.J.T., Nakamura T., Miyoshi N., Kawamuro K., Bezrukova E.V. Radiocarbon chronology of the Late Pleistocene – Holocene paleogeographic events in Lake Baikal region (Siberia) // Radiocarbon, 2004. V. 46, N 2. P. 745–754.
- Krивonogov S.K., Sheinkman V.S., Mistruykov A.A. Stages in the development of the Darhad dammed lake (Northern Mongolia) during the Late Pleistocene and Holocene // Quaternary International, 2005. V. 136. P. 83–94.
- Lisitsyna O.M. and Romanovskii N.N. Dynamics of permafrost in Northern Eurasia during the last 20,000 years // Collection Nordicana, 1998. 55. P. 675–681.
- Sheinkman V.S. Quaternary Glaciation in the High Mountains of Central and North-east Asia. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L. (Eds.). Quaternary Glaciations. Extent and Chronology, Part III: South America, Asia, Africa, Australia, Antarctica. Amsterdam: Elsevier, 2004. P. 325–335.
- Short D.A., Mengel J.G., Crowlev T.J., Hyde W.T., North G.R. Filtering of Milankovich cycles by Earth's geography // Quaternary Research, 1991. V. 35. P. 157–173.
- John Inge Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funderf S., Gataullin V., Henriksen M., Christian Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjaer K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lysa A., Mangerud J., Matiouchkov A., Murray A., Per Moller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.J., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews, 2004. V. 23. P. 1229–1271.



ПРИРОДНАЯ СРЕДА И ЧЕЛОВЕК В КАМЕННОМ ВЕКЕ ВОСТОЧНОЙ АЗИИ: НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ ИЗУЧЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ

Я.В. Кузьмин

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток (yukuzmin@tig.dvo.ru)

В изучении взаимодействия природы и древнего человека существует несколько основных направлений: 1) природная обстановка существования поселений и культурных комплексов древности; 2) хронология древних культур; 3) использование человеком пищевых и иных природных ресурсов в древности; 4) влияние деятельности человека в прошлом на растительность, животный мир и природную среду в целом.

На Дальнем Востоке России и в прилегающих к нему регионах востока Азии (Япония, Корея, северо-восток Китая) результаты исследований взаимодействия природной среды и человека в прошлом обобщены в серии работ автора [Кузьмин, 2002, 2003, 2004, 2005, и др.], что дает возможность в данной публикации сосредоточиться на методологических проблемах, связанных с рядом важнейших аспектов: 1) возникновение керамики; 2) появление приморской адаптации и рыболовства лососевых пород; 3) начало земледелия.

Геоархеологические исследования памятников начального неолита Приамурья (осиповская и гриматухинская культуры) позволили установить, что поселения с керамикой появились очень рано, около 13000 радиоуглеродных лет назад (л.н.). Природным окружением памятников с древнейшей керамикой были разреженные лесные формации, в которых по сравнению с максимально сухим и холодным временем максимума последнего оледенения усиливалась роль хвойных пород (с возможным появлением элементов широколиственной флоры в Нижнем Приамурье) [Кузьмин, 2004, 2005]. В сопредельных регионах Восточной Азии практически в это же время, около 13700–13300 л.н., на ряде памятников начального неолита также найдена керамика; природным фоном ее возникновения была смена хвойных лесов широколиственными формациями в Японии и на юге Китая [Кузьмин, 2004]. Следует отметить, что керамика в Японии появилась еще *до* начала заметного потепления в беллинг-аллередское время (около 13000–11000 л.н.) [Кузьмин, 2004].

Возникновение приморской адаптации и земледелия на востоке Азии исследуется рядом авторов на фоне изменения природных условий и развития технологий изготовления каменных орудий [Вострецов, 1998; Табарев, 2004; Кузьмин, 2005]. Ю.Е. Вострецов рассматривает изменения в культурной эволюции древнего населения Приморья в рамках «эколо-

гической парадигмы» (см. [Вострецов, 2006а, с. 25; 2006б, с. 32]). При этом он игнорирует факты, полученные в ходе собственных раскопок, которые не укладываются в схему «связи изменений в деятельности людей в зависимости от динамики давления окружающей среды» [Вострецов, 2006б, с. 33]. Так, в южном Приморье им выделено «событие 1» (5400–5200 л.н.), во время которого в континентальной части региона якобы существовало поселение Кроуновка 1 с земледельческой адаптацией [Вострецов, 2006а, с. 27]. Однако в отчете о раскопках этого памятника четко указано, что находки семян проса приурочены к жилищу, датированному около 4790–4640 л.н. [Komoto, Obata, 2004, p. 51], т.е. земледелие относится к *более позднему* времени. Надежных данных о земледелии в Приморье в период 5400–5200 л.н. не существует. Таким образом, вывод о сосуществовании земледельческой и рыболовно-охотничье-собирательской групп в интервале 5400–5000 л.н. [Вострецов, 2006а, с. 27] неверен. Во время так называемого «события 2» (4700–4300 л.н.), согласно Ю. Е. Вострецову [2006а, 2006б], в результате похолодания и регрессии уровня Японского моря происходит разрушение ресурсной базы морских охотников и рыболовов, существовавшей у носителей бойсманской культуры [Вострецов, 1998]. Однако именно в это время, в соответствии с его же данными, на побережье существует памятник Зайсановка 7, имеющий свидетельства морского собирательства и рыболовства [Komoto, Obata, 2005]; около 4000 л.н. отмечено собирательство морских моллюсков на памятнике Зайсановка 1 [Вострецов, 2005, с. 166–168]. Утверждается, что «собирательство моллюсков – неотъемлемая часть систем жизнеобеспечения во время посьетского и гладковского периодов существования зайсановской культурной традиции» [Вострецов, 2005, с. 168]. Ранее был сделан вывод о существовании собирательства морских моллюсков в бойсманской культуре [Вострецов, 1998, с. 245–255]. Таким образом, «новая система жизнеобеспечения» населения Зайсановки 7 [Вострецов, 2006а, с. 28] практически ничем не отличается от «старой» системы бойсманской культуры. Явное противоречие фактического материала и выводов Ю.Е. Вострецова налицо.

Следует отметить, что подобная вольность в выводах в целом характерна для стиля работы Ю.Е. Вострецова, претендующего на роль лидера в изучении доисторической адаптации на юге Даль-



него Востока России (см. [Вострецов, 1998, 2005]). Детальный разбор многочисленных фактических и методологических ошибок Ю.Е. Вострецова, допущенных при интерпретации материалов памятника Бойсмана 1, был дан автором ранее [Кузьмин, 2002, с. 77–83]. Остается констатировать, что игнорирование данных и попытки уложить в прокрустово ложе заведомо ошибочной модели фактический материал продолжают. Все это позволяет утверждать, что получаемые Ю.Е. Вострецовым «выводы» об адаптации древнего населения к природным условиям Приморья около 6000–2000 л.н. ошибочны и не представляют интереса для науки.

Важным направлением геоархеологических исследований является установление времени, места и природных условий возникновения адаптации древнего человека к морским побережьям и начала активного использования морских пищевых ресурсов. На юге Дальнего Востока России древнейшим *прямым* свидетельством приморской адаптации является памятник Бойсмана 2 на юге Приморья (5700–5400 л. н.) (см. [Кузьмин, 2005], с. 150–154). В Японии рыболовство лососевых пород известно с 13000 л.н., собирательство морских моллюсков – с 9200 л.н.; на Корейском полуострове и в Маньчжурии самые ранние свидетельства эксплуатации морских ресурсов известны около 6300–6000 л.н. (см. обзор: [Кузьмин, 2005], с. 166–185). А.В. Табарев [2004, с. 12–13] полагает, что приморская адаптация имела место у обитателей юга Дальнего Востока России и Японии уже в верхнем палеолите, используя для доказательства данного тезиса исключительно косвенные данные – такие, как топография памятников, типология каменных орудий, находки фигурок рыб. На этом основании делается вывод о том, что «...археологические материалы тихоокеанского бассейна позволяют зафиксировать наиболее ранние этапы приморской адаптации в дальневосточной зоне (в первую очередь, на Российском Дальнем Востоке и Японском архипелаге) уже в финальном плейстоцене около 15–14000 л. н.» [Табарев, 2004, с. 31]. Недоказанность этого заключения очевидна. Таким образом, выдвинутое в 1997 г. достаточно осторожное предположение о наличии оседлости и рыболовства лососевых пород у населения финала палеолита Приморья [Васильевский и др., 1997] в дальнейшем принимается как доказанный факт [Табарев, 2004]. Таким образом, миф об использовании морских пищевых ресурсов в финале плейстоцена в Восточной Азии тиражируется [см., напр.: Гаврилова, Табарев, 2006]. Данная ситуация требует вмешательства, поскольку распространение недоказанных выводов приносит вред науке.

Результаты изучения экономики позднего палеолита и неолита Восточной Азии можно предста-

вить в виде схемы (рис. 1). Из нее следует вывод о том, что появление приморской адаптации в Восточной Азии не зависело напрямую от природных условий: если на Японских островах она известна уже около 13000–9000 л.н., то в других регионах востока Азии самые ранние свидетельства использования морских пищевых ресурсов датируются около 6000 л.н. Появление земледелия также не находится в прямой зависимости от изменения природных условий, хотя они могли способствовать распространению культивации чумизы и проса из Маньчжурии на Корейский полуостров и юг Дальнего Востока России [Кузьмин, 2005, с. 189–190]; так же считает Ю.Е. Вострецов [2005, с. 170].

Таким образом, упрощение процесса взаимодействия древнего человека и природы и сведение его к полной зависимости экономики и адаптации древнего населения от природной среды контрпродуктивно. Использование косвенных данных для исследования процесса возникновения приморской адаптации не соответствует существующим в геоархеологии XXI века методологическим стандартам.

Исследования автора поддержаны РФФИ (гранты №№ 94-05-16049, 96-06-80688, 99-06-80348, 02-06-80282, 06-06-80258).

ЛИТЕРАТУРА

- Васильевский Р.С., Крупяно А.А., Табарев А.В. Генезис неолита на юге Дальнего Востока России (каменная индустрия и проблема ранней оседлости). Владивосток: изд-во ДВГУ, 1997. 155 с.
- Вострецов Ю.Е. (ред.). Первые рыболовы в заливе Петра Великого. Природа и древний человек в бухте Бойсмана. Владивосток: ДВО РАН, 1998. 389 с.
- Вострецов Ю.Е. Взаимодействия морских и земледельческих адаптаций в бассейне Японского моря // Российский Дальний Восток в древности и средневековье: открытия, проблемы, гипотезы. Владивосток: Дальнаука, 2005. С. 159–186.
- Вострецов Ю.Е. «Поворотные моменты» в культурной эволюции древнего населения Приморья // Археология, этнография и антропология Евразии. 2006а. № 3 (27). С. 25–32.
- Вострецов Ю.Е. Изучение влияния природных изменений на культурную адаптацию населения Приморья в среднем – начале позднего голоцена (методический аспект) // Россия и АТР. 2006б. № 3. С. 32–38.
- Гаврилова Е.А., Табарев А.В. Археологические данные о способах добычи лосося у древнего населения Северной Пацифики // IV Диковские чтения. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2006. С. 96–97.
- Кузьмин Я.В. Геоархеология Приморья (Дальний Восток России) в 1990-х гг.: основные результаты исследований // Россия и АТР. 2002. № 3. С. 78–87.

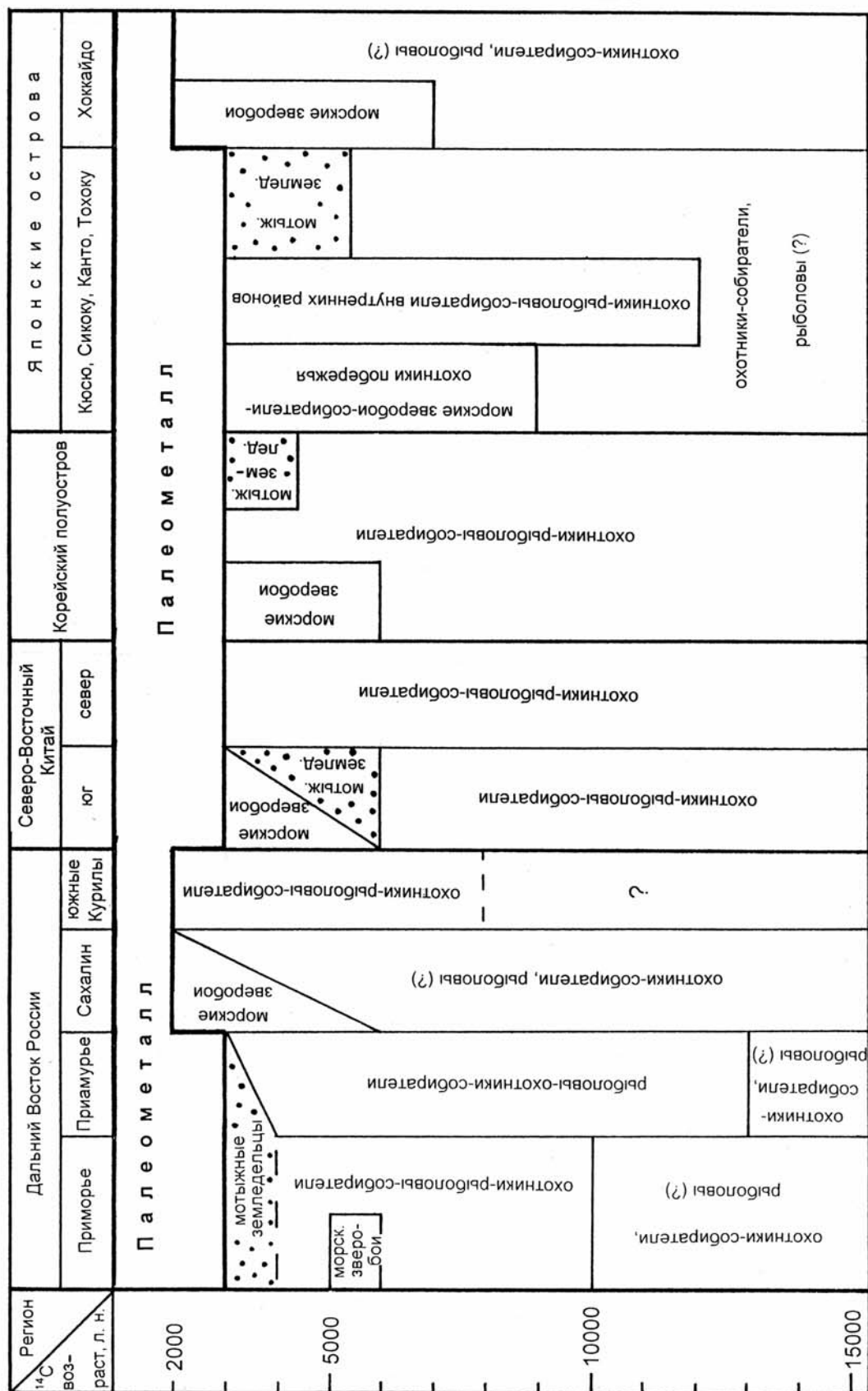


Рис. 1. Основные отрасли экономики каменного века Восточной Азии и их динамика [Кузьмин, 2005, с. 188].



Кузьмин Я.В. Современные проблемы геоархеологии Приморья // Традиционная культура Востока Азии. Вып. 4. Благовещенск: изд-во АмГУ, 2003. С. 76–85.

Кузьмин Я.В. Возникновение древнейшей керамики в Восточной Азии (геоархеологический аспект) // Российская археология. 2004. № 2. С. 79–86.

Кузьмин Я.В. Геохронология и палеосреда позднего палеолита и неолита умеренного пояса Восточной Азии. Владивосток: ТИГ ДВО РАН, 2005. 281 с.

Табарев А.В. Освоение человеком тихоокеанских побережий на рубеже плейстоцена и голоцена. Дисс. ... докт. ист. наук в виде науч. доклада. Новосибирск, 2004. 66 с.

Komoto M., Obata H. (eds.). Krounovka 1 site in Primorye, Russia. Kumamoto: Kumamoto University, 2004. 58 p.

Komoto M., Obata H. (eds.). Zaisanovka 7 site in Primorye, Russia. Kumamoto: Kumamoto University, 2005. 76 p.

ПЕРВОБЫТНЫЙ ТУР (BOS PRIMIGENIUS, BOVIDAE) В РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ РЕСПУБЛИКИ ТЫВЫ

А.В. Лавров¹, В.И. Забелин²

¹ПИН РАН;

²ТИКОПР СО РАН

В позднем плейстоцене первобытный тур обитал в Европе, Северной Африке (вдоль побережья Средиземного моря), на Ближнем Востоке и в Северной Азии: на восток почти до Тихого Океана (включая Забайкалье, Северную Монголию и Манчжурию), а на север приблизительно до 50° с. ш.

На территории Тувы анатомически полных находок тура до недавнего времени не было. Только в 2004–2005 гг. в пределах Центрально-Тувинской котловины в долине р. Барык (левый приток Енисея) был обнаружен и откопан неполный скелет тура. Кости хорошей сохранности (ПИН-5125). В скелете отсутствуют часть позвонков (нет всех грудных и части поясничных), почти все рёбра, концы рогов и лицевая часть черепа. Исходя из сохранности и условий залегания материала можно предположить, что часть позвоночного столба и грудная клетка (средняя часть скелета) были уничтожены в результате частичного размыва костеносной линзы.

Скелет был обнаружен в обрыве 6-метровой террасы (1 надпойменная) левого борта р. Барык в 8 км от его устья. Вместе со скелетом тура были обнаружены небольшое количество костных остатков других видов. Это горизонтальная ветвь нижней челюсти с сильно стёртыми щёчными зубами, принадлежащая *Sapra* или *Ovis* (найден на глубине 2 м); фрагмент рога северного оленя (*Rangifer tarandus*), неопределённые пока 2 фрагмента больших берцовых костей мелких парнокопытных и небольшое количество фрагментов трубчатых костей мелких копытных.

Обрыв террасы имеет высоту около 4 м. Здесь в разрезе сверху вниз обнажаются:

0,00–0,15 м – почвенный гумусовый горизонт (0,15 м);

0,15–1,05 м – супесь буровато-серая, гумусированная с многочисленными корнями растений и столбчатой отдельностью;

1,05–2,10 м – супесь серая, светло-серая, белёсая, со столбчатой отдельностью; в ней в интервале 1,35–1,7 м расположен костеносный горизонт;

2,10–3,08 м – супесь буровато-серая, мелкозернистая до крупнозернистой, в интервале 2,63–2,68 м белёсая, в интервале 2,3–2,6 м с редкими тонкими известковистыми просечками; в интервале 2,10–2,15 м имеется примесь дресвы, отдельность столбчатая;

3,08–3,75 м – супесь тёмно-буровато-серая с многочисленными гумусированными прослойками и линзами мощностью 1–10 см; количество гумусированного материала колеблется от 3–5% (интервал 3,11–3,17 м) до 60–70 % (инт. 3,08–3,11 м);

3,75–4,0 м – галечно-валунный слой (галка 1–2 класса окатанности, в слое примесь мелких валунов осадочных и магматических пород), вмещающий среднезернистый серый гумусированный песок.

Большая часть разреза сложена супесью, которая имеет большое внешнее сходство с покровными лёссовидными суглинками и отличается от них меньшим содержанием глинистой фракции.

Костеносный слой локализован в лёссовидной супеси аллювиального генезиса на глубине 1,3–1,7 м от дневной поверхности. Кости скелета тура были разрознены и залегали на значительном расстоянии друг от друга без сохранения подобия анатомического порядка – площадь вскрышных работ превысила 20 м². Костеносная линза вытянута вдоль русла и бровки обрыва. Предположительный возраст находки, исходя из геоморфологического положения слоя – ранний голоцен.

Основные размеры костей скелета тура ПИН 5125 из долины р. Барык следующие (промеры в мм): ширина заглазничного перехвата (минимальная ширина черепа) – 242,1; высота затылка от нижнего края затылочного отверстия – 182,1; ширина затылка (минимальная) по верхнему краю височных ямок – 210,9; длина окружности основания рогов – 287 (левый) и 283 (правый); длина нижней челюсти – 505,0; длина нижнего щёчного зубного



ряда 167,4; длина альвеолы нижней челюсти – 153,5 мм; длина большой берцовой кости – 454,0; длина бедренной кости – 476,0; длина плечевой – 445,0; длина локтевой вместе с радиальной – 500,5; длина радиальной – 376,8; длина метатарсальных костей – 290,1, метакарпальных – 253,2; длина тазовых костей (седалищно-подвздошных) – 562,0 (реконструированная длина – 570,0). Судя по умеренно стёртым зубам скелет принадлежал взрослому, но не старому животному.

Определение абсолютного возраста находки тура методом радиоуглеродного датирования дало цифру в 9860±160 лет (СО РАН-6336). Это позволяет утверждать, что в позднем плейстоцене и раннем голоцене ареал тура включал котловину между хребтами Западный Саян и Танну-Ола.

В 2005 г. в коллекции Национального музея им. А. Маадыр Республики Тыва (г. Кызыл) были обнаружены два образца принадлежащие туру. Первый образец (ТОКМ-2575) – левый рог с роговым чехлом. Длина по внешнему изгибу с роговым чехлом 1050 мм. Длина окружности у основания рога – 472 мм. Образец был найден М.Ф. Викторовым в 1956 г. на левом берегу Малого Енисея (Бихем) в районе посёлка Кожум (Тоджинский р-н) у Мёрзлого яра. Здесь река подмывает 15-метровый обрыв, сложенный мёрзлыми плейстоценовыми отложениями с жильным льдом. Наличием многолетней мерзлоты объясняется сохранность рогового чехла.

Второй образец – неполный череп первобытного тура. Образец представляет собой левую половину черепа без лицевой части, состоящую из 2 фрагментов. Хорошо сохранились оба сочленовных мыщелка и рог с немного обломанным концом. Длина рога по наружному изгибу – 582 мм (реконструированная длина 630 мм), длина окружности рога у основания – 325 мм. Образец не имел коллекционного номера, но вероятнее всего поступил в коллекцию также в конце 50-х годов. Точное место его находки не известно.

Известных образцы туров из Тувы принадлежат животным средних размеров. Размер рогов

европейских туров достигал 198 см в длину по внешнему изгибу и до 65 см в обхвате у основания рогового стержня.

Первое описанное местонахождение в Туве первобытного тура находится на северо-востоке Республики в Тоджинской впадине, в районе конечной морены азасского оледенения [Минина и др., 1988; Ямских, 1983]. В аллювии высоких террас р. Хамсары были найдены костные остатки *Bos primigenius*, *Cervus elaphus*, *Mammuthus primigenius*, *Bison priscus longicornis*, *Coelodonta antiquitatis*, *Rangifer tarandus*, *Equus caballus*, *Alces alces* и др. Возраст отложений, определённый методом радиоуглеродного датирования (^{14}C), составил 10–13,8 тысяч лет.

Очевидно, что ареал тура включал территорию Тывы в позднем плейстоцене и раннем голоцене, где он был обычным представителем фауны, наравне с северным оленем. Время его вымирания в этой части видового ареала пока не известно.

В историческое время территория обитания тура быстро сокращалась в результате преследования человеком. В Азии ареал первобытного быка в первом тысячелетии нашей эры распался на отдельные очаги. Наиболее крупным азиатским участком ареала во втором тысячелетии нашей эры были степи и зона южной тайги Западной и Южной Сибири к западу от Енисея. Наиболее поздние исторические свидетельства относятся к середине XVIII в., когда стадо туров видели под г. Кузнецком (Алтайский край).

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 05-04-48493.

ЛИТЕРАТУРА

Минина Е.А., Борисов Б.А. Карта четвертичных отложений Тувинской АССР масштаба 1:5000000. Объяснительная записка. Л.: ВСЕГЕИ, 1988. 149 с.

Ямских А.Ф. Палеогеографические условия Тоджинской котловины в голоцене // Природные условия и ресурсы юга Средней Сибири. Красноярск, 1983. С. 3–19.

О ВОЗРАСТЕ ПОСЛЕДНЕГО ЛЕДНИКОВОГО ПОКРОВА НА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РУССКОЙ РАВНИНЫ

А.С. Лавров, Л.М. Потапенко

ФГУНПП «Аэрогеология»

В течение всего периода изучения четвертичных отложений и рельефа северо-востока Русской равнины предлагались различные ответы на затронутый в названии статьи вопрос [5, 10, 13, 6, 11, 12, 4 и др.].

Проблема весьма усложнилась и стала еще более далекой от решения в связи с тем, что в последние 10–15 лет появляются все новые и новые представления о ледниковых событиях позднего плейстоце-



на, о количестве и о границах ледниковых покровов этого периода. Не рассматривая эту проблему в целом, что потребовало бы изложения значительного объема информации, отошлем читателя к опубликованным работам, в которых достаточно подробно изложены как суть проблемы, так и аргументы в пользу той или иной точки зрения [3, 2, 16, 31, 37, 1, 15, 7, 36 и др.]. Остановимся лишь на обсуждении вопроса о положении краевой зоны оледенения в период развития максимального позднеледникового покрова и его возраста. В опубликованной ранее работе [7] авторами приведен обширный комплекс геоморфологических, кинестратиграфических и палеогидрологических фактов, дающих основание для определения положения границы максимального распространения последнего ледникового покрова и установления времени его развития.

Не вдаваясь в повторение опубликованных фактов и аргументов остановимся на анализе материалов, еще не привлекавшихся для этой цели: на результатах палинологического исследования отложений эпохи, предшествовавшей последнему оледенению (средний валдай, MIS-3) и подстилающих основную морену последнего ледника (поздний валдай, MIS-2) на северо-востоке Русской равнины.

Отнесение морен всех изученных разрезов к морене именно последнего оледенения проводилось только после ее детального кинестратиграфического исследования, геоморфологических и палеогидрологических наблюдений, так как в противном случае за морену последнего оледенения легко может быть принята любая более древняя морена, особенно тогда, когда она не является рельефообразующей. Примером подобной ошибки может служить определение возраста морены в районе Марресале на севере Западной Сибири, где датированная морена [25] не является рельефообразующей, а слагает цоколь террасы, как это видно из карты рельефа полуострова Ямал [8].

Количество палинологически изученных разрезов, отвечающих поставленным выше условиям, то есть разрезов отложений, непосредственно перекрытых основной мореной именно последнего (в данном регионе) оледенения, составило четырнадцать. Анализы выполнены Л.Д. Никифоровой, Г.Я. Зайцевой, Г.Н. Бердовской в период с 1971 по 1984 гг. По ним получены 24 радиоуглеродные датировки. Радиоуглеродное датирование проведено в то же время в НИИГ ЛГУ (Х.А. Арсланов).

Результаты радиоуглеродного анализа палинологически исследованных отложений были подвергнуты корректировке с применением калибровочной кривой INTCAL 98 и др. [32, 27, 34, 35, 40, 41].

Анализ четырнадцати палинологических диаграмм дал основание Л.Д. Никифоровой выделить в

хронологическом интервале от ≥ 53 тыс. л.н. до 33,5 тыс. л.н. два крупных периода относительного потепления, сопровождавшихся изменениями растительности как в Западном Притиманье, так и в Печорской низменности. Они названы Л.Д. Никифоровой интерстадиалами. В периоды потеплений – в Западном Притиманье существовали сосново-еловые и елово-березовые леса, на севере Печорской низменности – елово-березовые редколесья, реже лесотундры. Потепления чередовались с периодами похолоданий – повсеместного распространения растительности перигляциальной тундры.

Более древний интерстадиал – шапкинский датирован от >50 до 45 тыс. л.н., более молодой – урдюжский – охватывает период 42–35 тыс. л.н. Оба интерстадиала в хронологическом отношении ограничивались тремя глубокими похолоданиями в интервалах соответственно >53 тыс. л.н.; 45–42 тыс. л.н. и <35 тыс. л.н.

Каких-либо сведений о климатических условиях более позднего времени получить не удалось, возможно, вследствие экзарационного воздействия последнего ледника на средневалдайскую толщу.

К настоящему времени появилось значительное количество работ, в которых рассматривается вопрос о причинах резких климатических изменений в течение MIS-5 abcd, 4 и 3. В большинстве из них эти изменения связываются с палеоклиматической и палеогидрологической обстановками в Северной Атлантике и Северном море. Нестабильность климата и гидрологии объясняется неустойчивостью режимов Лаврентийского, Гренландского и Скандинавского ледниковых щитов, «событиями Хейнриха» [14, 21, 22, 23, 33 и др.]. После публикации работы Х. Хейнриха [29] интенсивные исследования океанических осадков в Северной Атлантике, в районах Северного моря и Арктического бассейна принесли огромное количество сведений, позволивших сделать надежно обоснованные выводы [17, 18, 20, 21, 24, 28, 30, 38, 43 и др.].

Насколько нам известно, установлено существование шести «событий Хейнриха» – Н-I, Н-II, Н-III, Н-IV, Н-V и Н-VI. Их хронология вследствие детального и многократного датирования отложений, содержащих IRD, к настоящему времени определена достаточно точно. Поэтому появилась реальная возможность хронологической корреляции «событий Хейнриха» с периодами изменений характера растительности северо-востока Русской равнины. Выяснилось, что три похолодания, ограничивавшие и разделявшие периоды потеплений – шапкинский и урдюжский интерстадиалы, довольно точно совпадали с событиями Н-III, Н-IV и Н-V [24 и др.]. Время события Н-VI находится за пределами возможностей радиоуглеродного анализа. От-



ложения, синхронные событию Н-II, как уже предполагалось выше, по-видимому, уничтожены экзарацией последнего ледника.

Подводя итог рассмотрению первой попытки корреляции изменений растительности северо-востока Русской равнины с «событиями Хейнриха», отметим, во-первых, вполне удовлетворительное хронологическое соответствие между периодами таяния армид айсбергов в Северной Атлантике и появлением перигляциальных тундр на севере Печорской низменности и Западного Притиманья. Во-вторых, отметим, что хронологическое совпадение таких событий является, в сочетании со стратиграфическим положением палинологически изученных разрезов северо-востока Русской равнины – вполне надежным доказательством поздневалдайского возраста последнего ледникового покрова всего этого региона.

Изложенные выше факты и их корреляция, показывающая столь полное совпадение результатов, полученных на основании независимых и асинхронно проведенных исследований удаленных регионов с применением совершенно различных методов, заслуживает, по нашему мнению, пристального внимания.

Большое количество радиоуглеродных данных, определяющих время последнего оледенения, получено при изучении подморенной толщи разрезов Вастьянский Конь и Мархида [2, 7, 37].

Рассмотрим сначала результаты датирования отложений в разрезе Вастьянский Конь. Ни у кого из исследователей не возникало сомнений в аллювиальном (дельтовом) генезисе песчаной толщи средней части разреза и в аллохтонном происхождении заключенной в ней органики. В основном это тонкие прослои растительного детрита, нередко группирующиеся в пачки мощностью 2–3 м и более. Согласно общему мнению, весь детрит переотложен. Радиоуглеродный возраст его колеблется в довольно широких пределах: от 25,1–31,6 т.л.н. до >50,6 т.л.н. [2, 7, 37 и др.]. Характерно, что основная часть конечных дат получена из образцов большого объема (in bulk), в то время как отобранные вручную мелкие фрагменты, подвергнутые анализу методом ускорительной масспектрометрии (AMS), все, кроме одного, оказались запредельного возраста. Это обстоятельство обращает на себя внимание в связи с возможностью появления влияния некоего субъективного фактора, возможно, при отборе образца. Подобная ситуация – датирование переотложенной органики – в настоящее время может иметь место и в других случаях, например, при определении возраста фораминифер или остатков растений, извлеченных из керна скважин, пробуренных в прибрежной зоне Печорского моря [26, 39 и др.].

В этой зоне, начиная с позднеледниковья, интенсивно абрадируется морена последнего оледенения, содержащая фораминиферы, обломки моллюсков и растительный детрит, захваченные последним ледником из средневалдайских и более древних отложений. При абразии морены и отмывке глинистого материала обломки и раковины вновь переходят в ископаемое, но уже в переотложенное состояние. Их датирование может направить исследователей по ложному пути, заставив делать соответствующие выводы.

В недалеком прошлом по этому же пути уже прошли сторонники антигляциалистической гипотезы, выделяя «комплексы фораминифер» для своих стратиграфических построений.

Возвращаясь к рассмотрению результатов радиоуглеродного датирования подморенной толщи разреза Вастьянский Конь, отметим лишь, что конечные даты, полученные по переотложенному материалу, определяют только и исключительно нижний возрастной предел датированных отложений, а, следовательно, и перекрывающей их морены последнего оледенения, никоим образом не давая оснований относить морену к среднему валдаю, а запредельные радиоуглеродные даты переотложенного материала вообще не могут быть использованы для датирования.

При столь скудной фактологической базе нельзя, по нашему мнению, пренебречь возможностью уточнить возраст морены Вастьянского Коня, используя находку И.И. Красновым [6] бивня мамонта в овраге, прорезающем подморенную толщу. Полученные в последние годы сведения о возрасте этого бивня: 32440 ± 850 тыс. л.н. LU-3973 и 39000 ± 850 тыс. л.н. (при $^{13}\text{C}-21,4$)-T-13200 [37] делают еще более вероятным отнесение морены, образующей краевой вал Вастьянского Коня, к позднему валдаю.

Поздневалдайский возраст последнего ледникового покрова северо-востока Русской равнины косвенно подтверждается не только средневалдайским возрастом отложений, подстилающих его морену. До настоящего времени, насколько нам известно, несмотря на многочисленные целенаправленные исследования отложений, перекрывающих морену последнего оледенения, не удалось обнаружить отложений древнее раннеголоценового возраста [7]. Разумеется, возраст переотложенного растительного детрита, обломков раковин моллюсков, фораминифер и т.п., встречающихся нередко в осадках реликтовых, в основном гляцигенных озер, и датированных методом AMS, ни в коей мере не может быть использован в качестве научного обоснования при аргументации.

Помимо прямого датирования отложений, подстилающих или перекрывающих морену, для определения времени последнего оледенения можно



использовать хронологию элементов гляциодинамики ледникового покрова. В первую очередь – это время серии сёрджей, завершивших периоды активного и пассивного развития последнего ледникового покрова [7].

Сёрджи северо-востока Русской равнины – это явление, во многом отличавшееся от сёрджей Лаврентийского ледникового щита. Они имели значительно меньшие размеры, не разгружались в виде армад айсбергов в океан, так как оканчивались на суше, оставляя, как правило, морфологически весьма характерные, своеобразные формы. Но главным отличием было то, что это явление не носило периодического характера, а пришлось на один, притом весьма узкий хронологический интервал. Судя по многим радиоуглеродным датам [7], это произошло в интервале 10,4–10,1 cal yr. BP, то есть в конце и непосредственно после эпохи позднего дриаса, которому соответствует событие Н-1 в Северной Атлантике и катастрофический выброс холодных пресных вод озера Агасиз через долину современной р. Св. Лаврентия [24].

Не лишним будет отметить, что отложения озера, существовавшего у края ледника и уничтоженного подвижкой сёрджа «Мархида», датированы 11,2–11,3 cal yr. BP, то есть аллерёдом.

Из всего вышесказанного следует не только вывод о поздневалдайском возрасте [MIS-2] последнего оледенения на севере Русской равнины. Учитывая, что фронтальные формы рельефа сёрджей выражены не всегда четко, при вскрытии морены (локальной) какого-либо сёрджа боковой эрозией (в береговых разрезах речных долин) вполне естественным будет вывод о появлении в общем разрезе основной морены еще одного, ранее не встречавшегося оледенения. Не исключено, что нечто подобное имело место в долине р. Пёзы [31, 36], где в нижнем течении этой реки с севера вплотную к современному эрозионному срезу подходит фронт сёрджа «Вижас», почти не выраженный в рельефе [7]. Его локальная морена, отделенная от основной морены отторженцем микулинских отложений, вполне может быть принята за морену самостоятельного оледенения.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Андреичева Л.Н.* Плейстоцен Европейского северо-востока. Екатеринбург: УрО РАН, 2002. 320 с.
2. *Арсланов Х.А., Лавров А.С., Потапенко Л.М., Тертычная Т.В.* Новые данные по геохронологии и палеогеографии позднего плейстоцена и раннего голоцена на севере Печорской низменности // Новые данные геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 101–111.
3. *Величко А.А.* Проблема реконструкции позднелейстоценовых ледниковых покровов на территории СССР // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1979. № 6. С. 12–27.
4. *Девятова Э.И., Посева Э.И.* Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода бассейна р. Мезени. Л.: Наука, 1964. 105 с.
5. *Корчагин А.А.* О конечноморенных ландшафтах бассейна р. Мезень // Изв. Геогр. о-ва. 1937. Т. 60. Вып. 4. С. 623–631.
6. *Краснов И.И.* Результаты изучения четвертичных отложений Большеземельской тундры и Печорской низменности // Бюлл. Комис. по изучению четвертич. пер. 1947. № 9. С. 76–79.
7. *Лавров А.С., Потапенко Л.М.* Неоплейстоцен северо-востока Русской равнины. М., 2005. 222 с.
8. *Лавров А.С., Потапенко Л.М.* Рельеф полуострова Ямал // Квартер-2005. Материалы IV Всеросс. совещ. по изучению четвертич. периода. 2005. С. 212–213.
9. *Лавров А.С., Потапенко Л.М.* Гляциоизостазия севера Русской равнины // Квартер-2005 Материалы IV Всеросс. совещ. по изучению четвертич. периода. 2005. С. 208–211.
10. *Чернов Г.А.* Четвертичные отложения юго-восточной части Большеземельской тундры // Тр. Сев. Базы АН СССР. 1939. Вып. 5.
11. *Чернов Г.А.* Новые данные по четвертичной истории Большеземельской тундры. Бюлл. Комис. по изучению четвертич. пер. 1947. № 9. С. 70–75.
12. *Яковлев С.А.* Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. М., 1956. 311 с.
13. *Янковский В.М.* Основные результаты изучения четвертичных отложений и геоморфологии Малоземельской тундры // Тр. ИНКВА. 1939. Т. 4.
14. *Andrews J.T.* Abrupt changes (Heinrich events) in late Quaternary North Atlantic marine environments: a history and review of data and concepts // Journ. of Quaternary Sci. 1998. 13(1). P. 3–16.
15. *Astakhov V.* Pleistocene ice limits in the northern Russia. Quaternary glaciations Extent and Chronology. Part I: Europe. 2004. P. 309–320.
16. *Astakhov V.I., Svendsen J.I., Mantiouchkov A., Mangerud J., Maslenikova O., Tveranger J.* Marginal formations of the last Kara and Barents ice sheets in northern European Russia // Boreas. 1999. V. 28. N 1. P. 23–45.
17. *Bond G., Broecker W., Johnsen S., McManus J., Labeyrie L., Jouzel J., Bonani G.* Correlations between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice // Nature, 1993. V. 365. P. 143–147.
18. *Bond G., Lotti R.* Iceberg Discharges into the North Atlantic on Millennial Time scales During the Last Glaciation // Science, 1995. V. 267. P. 1005–1010.
19. *Broecker W.S., Kennett J.P., Flower B.P., Teller J.T., Trumbore S., Bonani G., Wolfli W.* Routing of meltwater from the Laurentide Ice Sheet during the Younger Dryas cold episode // Nature, 1989. V. 341. P. 318–321.



20. Cortijo E., Labeyrie L., Vidal L., Vautravers M., Chapman M., Duplessy J.-C., Elliot M., Arnold M., Turon J.-L., Auffret G. Changes in sea surface Hydrology associated With Heinrich events 4 in the North Atlantic Ocean between 40° and 60° N // *Earth and Planetary Science Letters*, 1997. V. 146. P. 29–45.
21. Dansgaard W., Johnsen S.F., Clausen H.B., Dahl-Jensen D., Gundestrup N.S., Hammer C.U., Hvidberg C.S., Steffensen J.P., Sveinbjörnsdóttir A.E., Jouzel J., Bond G. Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record // *Nature*, 1993. V. 364. P. 218–220.
22. Dokken T.M., Hald M. Rapid climatic shifts during isotope stages 2–4 in the Polar North Atlantic // *Geology*, 1996. V. 24, N 7. P. 599–602.
23. Dokken T.M., Jansen E. Rapid changes in the mechanism of ocean convection during the last glacial period // *Nature*, 1999. V. 401. P. 458–461.
24. Dowdeswell J.A., Elvernøi A., Andrews J.T., Hebeln D. Asynchronous deposition of icerafted layers in the Nordic seas and North Atlantic Ocean // *Nature*, 1999. V. 400. P. 348–351.
25. Forman S.L., Jngolfsson Ó., Gataullin V., Manley W., Lokrantz H. Late Quaternary Stratigraphy, Glacial Limits, and Paleoenvironments of the Marresale Area, Western Yamal Peninsula, Russia // *Quaternary Research*, 2002. V. 57. P. 355–370.
26. Gataullin V., Mangerud J., Svendsen J.I. The extent of the Late Weichselian ice sheet in the southeastern Barents Sea // *Global and Planetary Change*, 2001. N 31. P. 453–474.
27. Goslar T., Arnold M., Tisnerat-Laborde N., Hatté C., Paterne M., Ralska-Jasiewiczowa M. Radiocarbon calibration by means of varves versus ^{14}C ages of terrestrial macrofossils from Lake Gościąg and Lake Perespilno, Poland // *Radiocarbon*, 2000. V. 42, N 3. P. 335–348.
28. Grousset F.E., Pujol C., Labeyrie L., Auffret G., Boelaert A. Were the North Atlantic Heinrich events triggered by the behavior of the European ice sheets? // *Geology*, 2000. V. 28, N 2. P. 123–126.
29. Heinrich H. Origin and Consequences of Cyclic Ice Rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the Past 130,000 Years // *Quaternary Research*, 1988. V. 29. P. 142–152.
30. Hesse R., Khodabakhsh S. Depositional facies of late Pleistocene Heinrich events in the Labrador Sea // *Geology*, 1998. V. 26, N 2. P. 103–106.
31. Houmark-Nielsen M., Demidov I., Funder S., Grosfjeld K., Kjær K.H., Larsen E., N., Lavrova N., Lyså A., Nielsen J.K. Early and Middle Valdaian glaciations, ice-dammed lakes and periglacial interstadials in north-west Russia: new evidence from the Pyoza River area // *Global and Planetary Change*, 2001. N 31. P. 215–237.
32. Jöris O., Weninger B. Extension of the ^{14}C calibration curve to ca. 40,000 cal BC by synchronizing Greenland $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ice core records and North Atlantic foraminifera profiles: a comparison with U/Th coral data // *Radiocarbon*, 1998. V. 40, N 1. P. 495–504.
33. Kissel C., Laj C., Labeyrie L., Dokken T., Voelker A., Blamart D. Rapid climatic variations during marine isotopic stage 3: magnetic analysis of sediments from Nordic Seas and North Atlantic // *Earth and Planetary Science Letters*, 1999. V. 171, N 3. P. 489–502.
34. Kitagawa H., van der Plicht J. A 40,000-year varve chronology from Lake Suigetsu, Japan: extension of the ^{14}C calibration curve // *Radiocarbon*, 1998. V. 40, N 1. P. 505–515.
35. Kitagawa H., van der Plicht J. Atmospheric radiocarbon calibration beyond 11,900 cal B.P. from Lake Suigetsu laminated sediments // *Radiocarbon*, 2000. V. 42, N 3. P. 369–380.
36. Larsen E., Kjær K.H., Demidov I.N., Funder S., Grosfjeld K., Houmark-Nielsen M., Jensen M., Linge H., Lyså A. Late Pleistocene glacial and lake history of north-western Russia // *Boreas*, 2006. V. 35, N 3. P. 394–424.
37. Mangerud J., Svendsen J.I., Astakhov V.I. Age and extent of the Barents and Kara ice sheets in Northern Russia // *Boreas*, 1999. V. 28, N 1. P. 46–80.
38. Paillard D., Labeyrie L. Role of the thermohaline circulation in the abrupt warming after Heinrich events // *Nature*, 1994. V. 372. P. 162–164.
39. Polyak L., Gataullin V., Okuneva O., Stelle V. New constraints on the limits of the Barents-Kara ice sheet during the Last Glacial Maximum based on borehole stratigraphy from the Pechora Sea // *Geology*, 2000. V. 28, N 7. P. 611–614.
40. Stuiver M., Reimer P.J. Extended ^{14}C data base and revised calib 3.0 ^{14}C age calibration program // *Radiocarbon*, 1993. V. 35, N 1. P. 215–230.
41. Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G.S., Hughen K.A., Kromer B., McCormac G., Van Der Plicht J. INTCAL98 radiocarbon age calibration, 24,000–0 cal BP // *Radiocarbon*, 1998. V. 40, N 3. P. 1041–1083.
42. Sugden D.E., John B.S. *Glaciers and Landscape. A Geomorphological Approach*. London, 1976. 376 p.
43. Vidal L., Labeyrie L., Cortijo E., Arnold V., Duplessy J.C., Michel E., Becqué S., van Weering T.C.E. Evidence for changes in the North Atlantic Deep Water linked to meltwater surges during the Heinrich events // *Earth and Planetary Science Letters*, 1997. 146. P. 13–27.



ОСНОВНЫЕ ТРЕНДЫ РАЗВИТИЯ АЛЛЮВИАЛЬНОГО ПРОЦЕССА В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ ДОЛИНЫ ДОНА

Ю.А. Лаврушин, Г.В. Холмовой, В.Г. Шпуль

Геологический институт РАН, Воронежский госуниверситет

В позднем кайнозое в долине Дона основные тренды в развитии аллювиального процесса были обусловлены несколькими факторами. Первый из них – это изменения базиса эрозии в связи с трансгрессивно-регрессивными событиями, связанными с глобальными и региональными проявлениями тектоники и соответственно колебаниями уровня Мирового океана и приемных внутриконтинентальных бассейнов. Разномасштабные трансгрессивные и регрессивные события способствовали приоритетному развитию боковой или глубинной эрозии и соответственно сказывались на формировании значительно врезанных террасированной палеодолины или аллювиально-озерных равнин. Вторым фактором, оказывавшим влияние на аллювиальное осадконакопление, был климат, который также оказывал влияние на преимущественное преобладание боковой или глубинной эрозии за счет изменения водности реки и количества переносимых наносов. Наконец, третьим фактором, в особенности для крупных рек, являлись изменения площади водосборного бассейна, которые были связаны в одних случаях с тектоническими процессами, а в других с климатом. Этим фактором обуславливались изменения водности речной артерии.

Наиболее ярко в долине Дона изменения базиса эрозии и климата и их влияние на развитие аллювиальных процессов фиксируются в неогене и квартере.

Схема строения неогеновых отложений показана на рисунках 1 и 2.

Донская депрессия, вероятно, образовалась непосредственно в предмиоценовое время и на востоке Окско-Донской равнины была заполнена лиманными отложениями **байчуровской свиты**, залегающими в эрозионно-тектонической долине глубиной около 80 м. Эта свита с возрастом отложений 19,9 млн лет, определенным по трекам вулканического пепла разреза Горелки, коррелируется с нижним бурдигалом или верхами майкопа. Как первоначально эрозионный врез, так и ингрессия скорее всего были связаны с неустойчивым режимом майкопского бассейна в конце времени его существования и его регрессивной стадией в коцахурском веке. Способствовал глубинной эрозии также и климат – достаточно теплый и влажный. Но приоритет в образовании протяженной в целом меридионально ориентированной депрессии принадлежит тектоническому фактору.

В конце раннего – начале среднего миоцена произошло следующее важное тектоническое событие, которое способствовало образованию глубокого эрозионного вреза, совпавшего с позднетарханской регрессией и последующей стабилизацией береговой линии в Причерноморье. Этот врез заполнен аллювием **уваровской и тамбовской свит**, перекрытых лиманно-морскими отложениями **соосновской свиты и горелкинской серии** (нижний–средний сармат) (рис. 1). Столь глубокому врезу (до +20 м у г. Борисоглебска) способствовал также и влажный субтропический климат.

В конце сармата, после регрессии моря, а также в мзотисе и понте, в раннем и позднем киммерии на юге Восточно-Европейской равнины произошло резкое изменение ландшафтной обстановки – установились степные ландшафты, или саванны. Аллювиальные свиты этого времени – **старинкинская, нижне- и верхнеусманская** Окско-Донской равнины образуют широкие аллювиальные равнины последовательно снижающихся гипсометрически (рис. 2). Столь же широкими и выдержанными выглядят одновозрастные террасы притоков на Среднерусской и Калачской возвышенностях. В обоих случаях для аллювия характерна высокая дифференциация фаций, активная бифуркация русла, а также несколько повышенная нормальная мощность.

В пойменном аллювии отмечается высокое содержание монтмориллонита, что возможно было обусловлено значительной активностью склоновых процессов и соответственно существенного увеличения поступления наносов в русло реки.

Снижение базиса эрозии, связанное с раннекузьянкой регрессией моря, обусловило новое значительное врезание палеодолины, выполненной аллювием **урывской** и затем **белогорской свит**. Для отложений урывской и белогорской свит в основной долине и в притоках свойственно низкое гипсометрическое положение, несколько повышенная нормальная мощность аллювия, отчетливая дифференциация русловой, пойменной и старичной фаций. По данным палинологического анализа в это время доминировала таежная растительность. В строении перекрывающей **тихососновской (нижнегорянской) свиты** уже появляются признаки перигляциального режима.

Для неогенового аллювия в целом характерны следующие особенности.

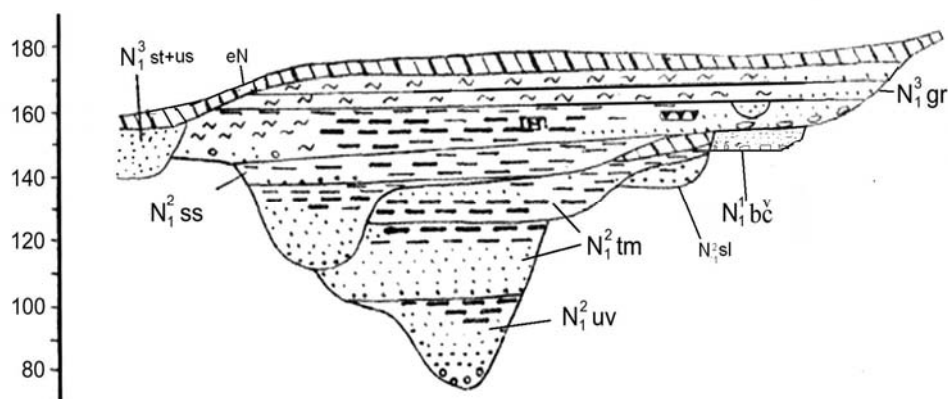


Рис. 1. Схема строения миоцена Окско-Донской низменности. Шкала высот соответствует широте г. Тамбова. Объяснение индексов в тексте.

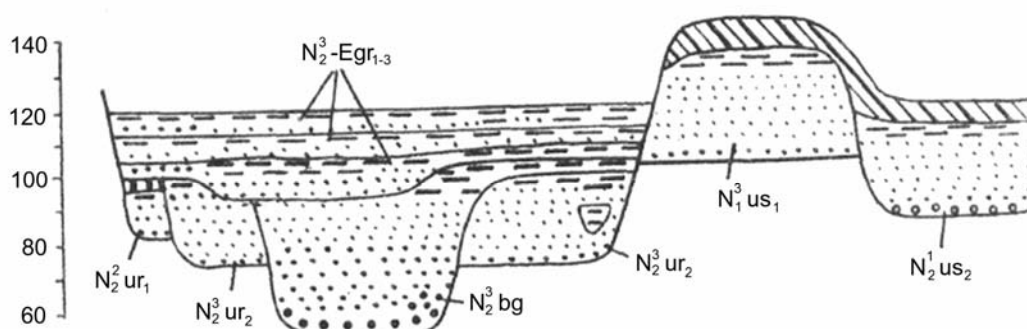


Рис. 2. Схема строения плиоценового аллювия в долине Верхнего Дона. Шкала высот соответствует широте г. Воронежа. Объяснение индексов – в тексте.

1. Образование глубоких врезов и формирование в них аллювия происходило при понижениях базиса эрозии, обусловлено тектоническими и климатическими причинами. В этом отношении выявляются несколько важных тектонических и климатических событий, обуславливавших приоритетное распространение глубинной и боковой эрозии, а также соответствующее распространение аллювиальных равнин или речных террас.

2. В эпохи продолжительной аридизации усиливалась боковая эрозия и формировались обширные аллювиальные равнины.

3. Аллювий основной долины аридных и гумидных обстановок характеризуется различным фациальным строением. Бифуркация русла в аридной обстановке, большой поток переносимых наносов способствовали образованию и широкому распространению различных фаций мелких протоков и подчастую двухъярусности строения аллювиальной толщи.

В квартере тренд развития аллювиального процесса в связи с изменениями положения базиса эро-

зии становится принципиально иными. Это связано с тем, что его изменения связаны часто не только с тектоникой, но и климатом, способствовавшим возникновению оледенений. С началом и максимумом оледенения коррелируются регрессии и соответственно понижение базиса эрозии и, наоборот, с концом оледенения (позднеледниковьями) и межледниковьями – трансгрессии и повышение базиса эрозии. В этой связи в оледенения (за исключением позднеледниковья) в связи с «замиранием» речного стока и регрессией конечных водоемов стока (соответственно понижением базиса эрозии) глубинная эрозия происходила главным образом на поверхности осушенного шельфа или на континентальных склонах. В позднеледниковья в пределах речных долин преобладала, как отмечалось, боковая эрозия. Это происходило за счет повышения уровня базиса эрозии (во время позднеледниковой трансгрессии) и значительного увеличения несомых наносов (в стадию деградации оледенения). Освободившись от значительной доли последних, в речной



долине и в дельте речной поток, двигаясь дальше в субмаринной обстановке, мог производить достаточно интенсивную глубинную эрозию.

Четвертичные аллювиальные свиты (рис. 3) имеют ряд важных отличий, что связано как с климатическими причинами (возникновение и исчезновение оледенений, постоянно меняющаяся разнорядовая климатическая обстановка), так и с существенными неоднократными изменениями площади водосборного бассейна. Кроме того, несомненно, важную роль играли тектонические процессы, которые не всегда однозначно можно учесть. Что касается размеров водосборного бассейна Дона, то очевидным является резкое его уменьшение во время ранне- и среднелепесточных оледенений и восстановление в первоначальном виде в межледниковьях. Как установлено, между межледниковым аллювием и позднелепесточным (стадии деградации оледенения) существует ряд принципиальных отличий, неоднократно описанных рядом исследователей. При этом важно отметить, что различия в тренде развития аллювиального процесса оказываются приуроченными к переходному интервалу времени от оледенения к межледниковью (позднелепесточному), что связано с климатически обусловленным увеличением процессов абляции на ледниковых покровах и резким увеличением водоносности рек и потока наносов. Возникающая интенсивная бифуркация русла приводит в конечном итоге к приоритетному развитию боковой эрозии, образованию широких террас, по своим размерам приближающихся к аллювиальным равнинам и специфическим аллювиальным толщам, за отложениями которых закрепился термин перигляциальный аллювий. Во внелепесточных областях умеренной зоны в ледниковое время широкое развитие получили склоновые процессы, с деятельностью которых связано частичное перекрытие русел малых и средних рек и образование в долинах шлейфов пролювиальных и делювиальных образований. В верховьях Дона подобного типа отложения, образующие слабо наклонные к руслу поверхности, нередко принимаются за пойменный аллювий. Русло же реки представляет собой каналообразную рытвину лишь с зачаточными пойменными образованиями. Отсюда можно говорить о том, что в перигляциальных внелепесточных обстановках, лишенных потока водно-ледниковых вод, в речных долинах малых и средних рек аллювиальный процесс затухал и оживлялся вновь в начале межледниковья. При этом основной тренд этого процесса был связан с глубинной эрозией.

В той же ситуации в долинах крупных рек обычно наблюдается седиментационный перерыв между межледниковым и перигляциальным аллю-

вием, что дает основание предполагать о значительном уменьшении интенсивности аллювиального процесса. Изложенное позволяет сделать вывод о том, что во время крупных климатических изменений квартала, связанных с оледенениями, происходили резкие изменения в тренде развития аллювиального процесса, иногда приводящие к его прерывистости.

Межледниковый аллювий близок по своему строению к современным аллювиальным образованиям. Более подробно о развитии тренда аллювиального процесса в раннем и позднем неоплейстоцене изложено ниже.

Рассмотрим кратко конкретную природную обстановку и направленность аллювиального процесса в четвертичное время.

Эоплейстоцен отличается более нестабильным режимом в основном аридного климата и в бассейне Дона представлен серией настилающихся свит небольшой мощности, в которые врезан аллювий рановской толщи. Последний отражает этап увлажнения и похолодания, выделяемый по палинологическим данным.

Ранний неоплейстоцен начинается **петропавловским** временем, для которого на юге Русской равнины реконструируется теплоумеренный климат, близкий к субтропическому. Судя по фауне разреза Петропавловка, на Среднем Дону климат был несколько теплее современного, и были распространены лесостепные ландшафты. Однако, в основной долине пра-Дона по разрезу Орловка наблюдается смешанная пыльца с преобладанием ели. Это указывает на умеренный и очень влажный климат в верховьях основной долины, соответствующий первому в неоплейстоцене и очень значительному врезанию гидросети почти до современного его уровня.

Покровская аллювиальная свита залегает в виде погребенной террасы в борту ильинской прadolины. Ее формирование совпадает с первой перигляциальной аридизацией, начальный эпизод ее формирования связан с эрозионным врезом, который совпал с увлажнением климата.

Ильинское время, охватывающее интервал от покровского криохрона до донского оледенения, представлено погребенным аллювием, залегающим во врезе на двух гипсометрических уровнях. Наиболее глубокий из них (абрамовский) сложен калачской и веретьевской свитами, менее глубокий – крутоярской свитой. Как и более древние, глубоко врезанные аллювиальные свиты, ильинские толщи по спорово-пыльцевым диаграммам отвечают ландшафтам зоны тайги, то более сомкнутой, то разреженной. При этом самая верхняя крутоярская свита, формировавшаяся при доминировании боковой эрозии, содержит явные признаки холодной аридизации.

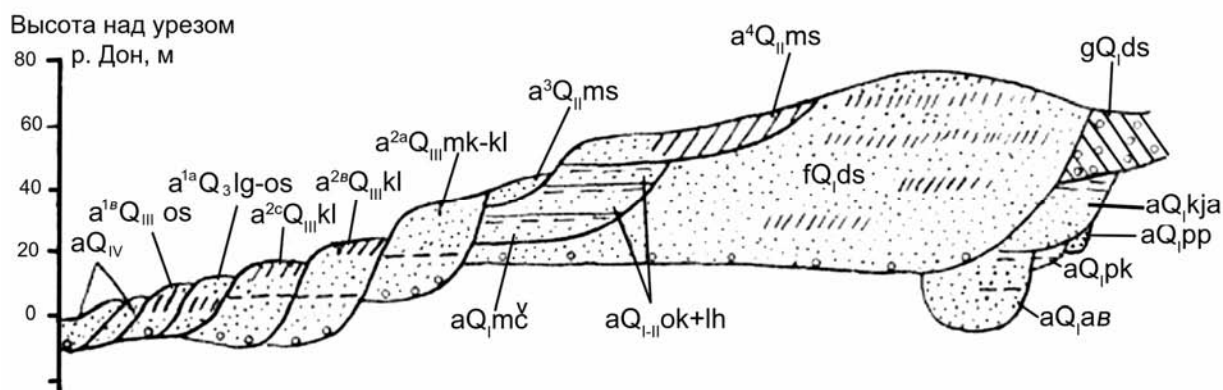


Рис. 3. Строение четвертичных аллювиальных образований в бассейне Верхнего Дона.

Донской криохрон во внеледниковой области представлен долинными зандрами, переходящими в перигляциальный аллювий 5-й надпойменной террасы практически без следов эрозии.

Аллювиальные отложения **мучкапского** и **окско-го** горизонтов, а также **лихвинского, калужского и чекалинского горизонтов** среднего неоплейстоцена образуют новый цикл прислоняющихся и настилающихся аллювиальных свит, выполняющих новую прадолину и слагающих цоколь 4-й надпойменной террасы. Они еще недостаточно изучены палинологически и их идентификация затруднена. Тем не менее, по имеющимся материалам выделенный цикл, скорее всего, связан с тектоническими процессами.

Днепровский (московский) криохрон, с ландшафтами тундростепи, оставил в речных долинах перигляциальный аллювий 4-й и 3-й надпойменных террас, который как и донской, выделяется необычной шириной, облекающим залеганием и высоким гипсометрическим положением, т.е. крайне незначительной глубинной эрозией.

В **микулинское межледниковье**, два последующих межстадиала (аммерсфорт, бреруп) и **калининский криохрон** формировались три уровня аллювия 2-й надпойменной террасы, каждый из которых состоит из нижней – теплой гумидной свиты и верхней – перигляциальной. При этом начальный этап врезания аллювия отвечает этапу увлажнения, выделяемому В.П. Гричуком.

Ленинградский мегаинтерстадиал и ошатовский криохрон представлены аллювием 1-й надпойменной террасы, который также распадается на высокий и низкий уровни. По В.П. Гричуку, для начала межстадиала характерна палинозона N₁ – зона ели (нижний максимум), указывающая на этап

увлажнения, с которым можно связать врезание гидросети. Этапы увлажнения в виде соответствующих палинозон фиксируются и внутри мегаинтерстадиала на уровне IV и V культурных слоев Костенок, соответствующих дунаевскому и кашинскому межстадиалам. О значительных колебаниях гидрологического режима Дона в конце последнего оледенения свидетельствуют также поверхности размыта в кровле аллювия 1-й террасы.

Врез аллювия **современной поймы** традиционно относят к рубежу позднего неоплейстоцена и голоцена при смене климата и ландшафтов от перигляциальной тундростепи до темнохвойной тайги. При этом отмечаются более выраженные эпизоды увлажнения и облесения в аллереде и пребореале, похолодание и возвращение тундры в позднем дриасе.

Таким образом, для квартала в целом под влиянием резких изменений климата и объемов водного и твердого стока сложились следующие особенности аллювиального осадконакопления:

1. Становятся более мелкомасштабными проявления глубинной эрозии и сокращаются мощности аллювиальных свит. Глубины врезов уменьшаются вдвое и измеряются не несколькими десятками метров, а максимально до 10–15 м (рис. 3).

2. Становится закономерным сочетание врезанной «теплой» аллювиальной свиты и настилающейся перигляциальной свиты, отражающее климатический цикл межледниковье + оледенение.

3. Перигляциальный аллювий имеет свои седиментологические особенности строения, отражающие специфику процессов осадконакопления потоков повышенной плотности.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 05-05-65084).



КЛИМТОСТРАТИГРАФИЯ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА ВОСТОЧНОГО СКЛОНА УРАЛА ВО ВТОРОЙ ПОЛОВИНЕ ПОЗДНЕГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНЕ (ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ ИЗ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ)

Е.Г. Лаптева

Институт экологии растений и животных УрО РАН

Одним из главных источников информации о развитии природной среды в позднем неоплейстоцене и голоцене горных территорий являются рыхлые отложения различных карстовых полостей [Tarphonomy..., 1989]. Актуальность исследования таких отложений неоднократно показана при изучении пещер Кавказа [Квавадзе, 1990], Алтая [Природная среда..., 2003], Урала [Историческая экология..., 1990; Струкова и др., 2006]. Перспективность изучения пещерных отложений связана с возможностью получения комплексного материала: палеонтологического, палеоботанического, археологического и др., что важно для проведения стратификации, корреляции и датирования отложений и интерпретации данных.

Репрезентативные палинологические материалы получены из рыхлых отложений шести карстовых полостей восточного склона Урала. На территории восточного склона Северного Урала в пределах распространения формаций подзоны средней тайги изучены отложения из пещер Черемухово-1 (60 24' с.ш., 60 03' в.д.), Усольцевская (60 16' с.ш., 60 09' в.д.), Лисья (60 24' с.ш., 60 06' в.д.), Каква-4 (59 36' с.ш., 60 02' в.д.). В Среднем Зауралье исследованы отложения из пещеры Першинская-1 (57 27' с.ш., 61 27' в.д.), расположенной в подзоне предлесостепных сосновых и березовых лесов. На территории степного Южного Зауралья изучена толща рыхлых отложений пещеры Сыртинская (52 55' с.ш., 58 46' в.д.).

В рамках второй половины позднего неоплейстоцена выделены изменения в растительном покрове для невянского (ленинградского, каргинского) термохрона и полярноуральского (осташковского, сартанского) криохрона. В пределах невянского термохрона для территории восточного склона Урала реконструированы растительные сообщества двух термостадиалов, разделенных одним криостадиалом. В пределах полярноуральского криохрона охарактеризованы изменения в растительном покрове районов восточного склона Урала двух основных этапов: времени максимального разрастания горно-долинных ледниковых покровов на Урале и периода их деградации (позднеледниковья). Для голоцена (современного межледниковья) вы-

делены изменения растительности предбореального, бореального, атлантического и суббореально-субатлантического хронопериодов.

Невянский термохрон (50–25 тысяч лет назад):

– *ранний термостадиал* (=золотомыское потепление=межстадиал Гражданский проспект=интерстадиал Hengelo) – восточный склон Северного Урала – формации перигляциальных кедрово-еловых и сосново-березовых редколесий;

– *криостадиал* (=лохподгортское=леясциемское похолодание) – восточный склон Северного Урала – сообщества перигляциальной лесотундры; Южное Зауралье (>34582 (ИЭМЭЖ-1373) и >34395 (ИЭМЭЖ-1375) л.н.) – перигляциальные степи с участием таежных элементов в сосново-березовых колках;

– *поздний термостадиал* (=позднекаргинское потепление=дунаевский (брянский) межстадиал=интерстадиал Denekamp) – восточный склон Северного Урала (27350±255 (СОАН-5139) л.н.) – перигляциальные лугово-степные формации с участием сосново-березовых и еловых редколесий.

Полярноуральский криохрон (25–10,3 тысяч лет назад):

– *криостадиал* (=салехардо-увальская=бологовско-едровская стадия=этап максимального развития ледниковых покровов) – восточный склон Северного Урала (18780±379 (ИЭМЭЖ-1259) л.н.) – перигляциальные лугово-тундровые формации с участием представителей степной флоры, заросли психрофильных кустарников, березовые редколесья с примесью сосны обыкновенной и сибирской; Южное Зауралье (23617±267 (ИЭМЭЖ-1334), 22050±200 (СОАН-5133) и 17160±190 (СОАН-5132) л.н.) – перигляциальные лугово-степные сообщества с участием представителей арктической флоры;

– *термостадиал* (=среднеобское=плюсковое потепление) – Среднее Зауралье (15580±130 (ГИН-11225) л.н.) – формации перигляциальных лесостепей с участием еловых редколесий; Южное Зауралье – сообщества перигляциальных степей с участием еловых редколесий;

– *криостадиал* (=няпан-сопкейская=вепсовская стадия) – Среднее Зауралье – формации перигляци-



альных лесостепей с участием эфедры, зарослей психрофильных кустарников; Южное Зауралье – а) *первая половина* – перигляциальные степи с формациями еловых и березово-сосновых островных лесов, б) *вторая половина* (13990±340 (СОАН-5134) л.н.) – сокращение лесных формаций и широкое распространение полынных сообществ с участием эфедры и ерниковых зарослей

– *криостадиал* (=ранний-поздний дриас) – восточный склон Северного Урала (12630±80 (СОАН-5141) и 10555±65 (СОАН-5140) л.н.) – сообщества перигляциальных лесостепей с участием зарослей психрофильных кустарников, сосново-березовых и елово-кедровых редколесий.

Голоцен (10,3 тысяч лет назад – настоящее время):

– *предбореальный хропериод* – восточный склон Северного Урала – кедрово-еловые и сосново-березовые редколесья; Среднее Зауралье – еловые и лиственничные формации северотаежного типа;

– *бореальный хропериод* – восточный склон Северного Урала – северотаежные еловые и березово-сосновые леса; Среднее Зауралье – сосново-березовые среднетаежные леса;

– *атлантический хропериод* – Северный Урал – а) *раннеатлантическое потепление* (7213±60 (ИЭМЭЖ-1338) л.н.) – пихтово-еловые и березово-сосновые южнотаежные формации с участием широколиственных пород (вяза и липы), б) *среднеатлантическое похолодание* – увеличение роли сосны сибирской, в) *позднеатлантический оптимум* (5073±173 (ИЭМЭЖ-1339) л.н.) – в южнотаежные формации внедрился дуб; Среднее Зауралье – а) *первая половина* (7380±150 (СОАН-3824) л.н.) – южнотаежные сосновые леса с участием вяза и липы, б) *вторая половина* – светлехвойные подтаежные леса с участием вяза, дуба, липы и орешника;

– *суббореально-субатлантический хропериод* – Северный Урал – а) *раннесуббореальное похолодание* (4930±75 (СОАН-5137) л.н.) – исчезновение вяза и дуба, б) формирование светлехвойных лесов современной подзоны средней тайги; Среднее Зауралье – формации, близкие лесам предлесостепной подзоны тайги.

Таким образом, результаты палинологического изучения рыхлых отложений карстовых полостей восточного склона Урала позволили охарактеризовать изменения в составе растительных формаций, происходившие во второй половине позднего неоплейстоцена и в голоцене. Выполненные исследования еще раз показали перспективность и возможность применения палинологических данных, полученных при изучении рыхлых отложений карстовых полостей горных и предгорных территорий, для палеогеографических реконструкций и уточнения региональных стратиграфических схем.

ЛИТЕРАТУРА

Историческая экология животных гор Южного Урала / Н.Г. Смирнов и др. Свердловск: УрО АН СССР, 1990. 245 с.

Квавадзе Э.В. Актуопалинологические аспекты биостратиграфии и палеогеографии голоцена горных регионов Закавказья: автореф. дис. д-ра геогр. наук. Тбилиси, 1990. 50 с.

Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая / А.П. Деревянко и др. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2003. 448 с.

Струкова Т.В. и др. Первые находки фауны млекопитающих в аллювиально-спелеогенных образованиях позднего неоплейстоцена и голоцена Северного Урала (Черемухово-1) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14, № 1. С. 98–108.

Coles G.M. et al. Taphonomy and the palynology of cave deposits // Cave science. 1989. Vol. 16, № 3. P. 83–89.

СОВРЕМЕННЫЕ ДАННЫЕ О ЗАСЕЛЕНИИ СЕВЕРНОЙ АЗИИ ПАЛЕОЛИТИЧЕСКИМ ЧЕЛОВЕКОМ

С.А. Лаухин

Институт проблем освоения Севера СО РАН, Тюмень e-mail valvolgina@mail.ru

С момента открытия в 1871 г. первого палеолитического памятника в Сибири почти сто лет считалось, что человек появился в Сибири только в позднем палеолите. Лишь в 60-е годы XX в. была признана возможность существования в Сибири и среднего палеолита – мустье. Постепенное накопление материала по палеолиту Северной Азии в 60–70 году сменилось в 80–90 годы взрывным ха-

рактером открытия новых памятников палеолита и уже к началу 90-х годов они достигли такого количества, когда возникла возможность их пространственно-временного анализа [13]. К этому времени изучение эволюции природной среды в плейстоцене Северной Азии достигло такого уровня, когда стали возможны поиски причинно-следственных связей между эволюцией природной среды и про-



странственно-временным распределением памятников палеолита [19]. Ниже приводятся результаты такой работы. Социальные, технико-типологические и, особенно, антропологические факторы по объективным причинам учитывались гораздо меньше. Поэтому важно было избегать увлечения географическим детерминизмом. Исключению этой опасности уделялось особое внимание.

Важнейшим событием начала XXI века в разработке проблемы заселения Северной Азии палеолитическим человеком было открытие стоянки Засухино [12], хотя неожиданным оно было лишь для специалистов плохо знакомых с литературой по четвертичной геологии 70–80-х годов. Еще тогда (и позже) было обращено внимание на танатоценозы териофауны местонахождений Ключево, Засухино и др., которые позволяли предполагать участие человека в их создании [1,2]. Строение разреза Засухино сложное и возраст культурных уровней нуждается в уточнении, но уже сейчас можно считать, что заселение Северной Азии началось раньше 1 млн. лет назад, и началось оно с Забайкалья. Стоянка Засухино, вероятно с перерывами, существовала более 300 тыс. лет и до 720 тыс. лет назад (тлн), насколько известно сейчас (если исключить памятники типа Улалинки, лишенные материалов для датирования их методами естественных наук), была единственной в Северной Азии. Около 720 т.л.н. датирован климатостратиграфическим и палеомагнитным методами нижний культурный слой стоянки Карама на Алтае [5]. Между 620 и 720 т.л.н. Южный горный пояс Сибири (ЮГПС) был заселен от Забайкалья (Засухино) до Алтая и Кузнецкой котловины – стоянка Мохово 1 [4, 17]. Возможно, в это время были уже заселены верховья Ангары и Северо-Минусинская котловина. В начале среднего неоплейстоцена (420–360 т.л.н.) ЮГПС был заселен от Алтая до низовий Амура (стоянки Усть-Ту, Кумары и др.); в промежутке располагались стоянки Таргалык А в Туве [3]; Разлог, Разлив и др. в Северо-Минусинской котловине [9].

В Северной Азии известно около тысячи памятников палеолита: меньше 10-и раннего, около 200 – среднего, остальные – позднего палеолита. Для большинства из них геохронология изучена недостаточно полно, и(или) недостаточно надежно, и(или) недостаточно точно. Среди памятников предположительно среднего палеолита большинство относится к галечной культуре. Они датированы средним плейстоценом, а к среднему палеолиту могут быть отнесены только условно; лишь около десятка из них могут быть мустьерскими. Большинство палеолитических памятников не имеют материалов для датирования их методами естественных наук. Только около 100–150 из них имеют такие

материалы и еще 150–200 памятников имеют такие данные, но не вполне надежные. Поэтому есть возможность сопоставить первоначальное заселение конкретных частей Северной Азии и другие события в истории палеолита с палеогеографическими событиями только по данным 300–350 палеолитических памятников.

В раннем и начале среднего неоплейстоцена (800–360 т.л.н.) население ЮГПС было малочисленным. Это обусловило длительное обитание домустьерских и ранних мустьерских сообществ в разобщенных экологических нишах, что явилось причиной узкой специализации поселенцев и препятствовало их расселению в ЮГПС. В начале максимального оледенения около 300 т.л.н. число экологических ниш, благоприятных для обитания человека, резко сократилось. На Алтае началось заселение пещер [14, 18]. Тогда же на Алтае появились древнейшие мустьерцы. В ЮГПС тогда сохранились лишь наиболее адаптабельные представители раннего и начала среднего палеолита. В малочисленных убежищах того времени могло возникнуть демографическое пересыщение. Перенаселенность редких рефугиумов времени максимального оледенения обусловило резкое расселение из них людей на переходе к межледниковью около 250–260 т.л.н. Открылось много благоприятных экологических ниш в ЮГПС, но адаптированные к условиям максимального оледенения люди «по принципу пружины» не только широко расселились в ЮГПС, но вышли из него к северу, произошли миграции на север. Эта волна миграций проходила по модели кочующих разведчиков вдоль рек, текущих с юга на север. По пути их миграций известно более 50 памятников в верхнем течении Ангары, около ста – на Лене, включая Диринг-Юрях, и достигли Чукотского полуострова – стоянки на р. Кусьвеем и др. [8]. Эта волна миграций не привела к заселению районов к северу от ЮГПС, т.к. ЮГПС был заселен еще слабо и не было необходимости расселяться за его пределы. До конца среднего неоплейстоцена в ЮГПС сосуществовали люди среднего и раннего палеолита (Усть-Каракол 1 на Алтае, Усть-Ижуй 1 на Енисее). Не исключена миграция и в конце последнего оледенения среднего неоплейстоцена – стоянка Мунгхарыма 1 на Вилуе [15], но постоянное население оставалось в ЮГПС. Там в локальных нишах происходила специализация мустьерцев. В каждой нише создавалось своя адаптация. За 200 тыс. лет узкая специализация достигла уровня, когда стала затруднительна адаптация даже к небольшим изменениям природных условий. 50 т.л.н. в ЮГПС на базе местного среднего палеолита возник поздний палеолит [6].



Около 20 тыс. лет мустьерцы и люди позднего палеолита сосуществовали в ЮГПС. Узко специализированные мустьерцы изначально населяли более благоприятные экологические ниши. Возникновение позднего палеолита с самого начала произошло не в редких центрах, а в пределах всего ЮГПС, включая предгорья [6]. Произошло оно в конце 1-го оледенения позднего неоплейстоцена (зырянского, ранневюрмского, ранневисконсинского). Вероятно, во время того оледенения в экологически благоприятных нишах ЮГПС произошло полное демографическое насыщение и племена более адаптированные к суровым природным условиям этого (зырянского) оледенения начали осваивать территории ЮГПС за пределами благоприятных ниш. Не имея возможности для узкой специализации в локальных нишах, они все шире населяли ЮГПС. Предполагается, что с освоением этих неблагоприятных территорий и связано возникновение в ЮГПС позднепалеолитической культуры в Северной Азии на базе местной мустьерской культуры. При этом миграции из соседних регионов не исключаются.

Несмотря на известные в позднем неоплейстоцене миграции мустьерцев в Северную Азию (по меньшей мере, с Ближнего Востока и с ЮВ Европы), население ЮГПС пополнялось, в основном, носителями позднепалеолитической культуры, не локализованными в отдельных нишах. В течение не очень благоприятного в природном отношении средневюрмского (в Северной Азии каргинского) времени, судя по дальнейшему его поведению, население ЮГПС постепенно достигло демографического насыщения. Около 30–32 т.л.н. в Северной Азии произошло кратковременное, но довольно резкое конощельское похолодание. Оно потребовало расширения охотничьих угодий и демографическое насыщение ЮГПС переросло в пересыщение. Узкая специализация в то время уже не позволила мустьерцам пережить это похолодание. Самое молодое (около 30 т.л.н.) мустье известно на стоянке Сибирячиха (Алтай). Освоение сохранившихся к тому времени жизненных неудобий в ЮГПС и локальных ниш, освободившихся от мустьерцев, не решило проблему демографического пересыщения, а к северу от ЮГПС простирались огромные незаселенные просторы Северной Азии, где в конощельское время природные условия мало отличались от условий в ЮГПС. Это обусловило миграции позднепалеолитических людей на север и заселение ими новых территорий.

Естественно, что палеолитический человек, более чем за млн лет адаптированный к горной ойкумене с ее мозаичной природной средой, стал осваивать именно горные районы на востоке и северо-

востоке Северной Азии. В течение 1–2 тыс. лет позднепалеолитический человек проник на Чукотском полуострове за Полярный круг [19], а 28 т.л.н. освоил предгорья в низовьях Яны около 71 с.ш. [16, 20]. Однако благоприятных экологических ниш к северу от ЮГПС было мало, а демографическая емкость их была невелика. Поэтому для заселения нагорий к востоку от Енисея потребовалось всего 4–5 тыс. лет и уже тогда (и раньше) делались попытки выхода на юго-восток Западно-Сибирской равнины (10), которые, однако, не увенчались заселением этой части равнины. 28–25 т.л.н. незаселенными оставались только равнины Северной Азии. Однако население ранних стадий позднего палеолита еще не способно было осваивать равнины.

Палеолитическому человеку потребовалась экологическая, технологическая и социальная подготовка к освоению равнин Северной Азии. На эту подготовку ушло около 10 тыс. лет. Освоение равнин произошло в сартанское ледниковое время, когда ухудшение палеоклимата опять потребовало освоения новых территорий и «выдавило» избыток позднепалеолитического населения из горных районов востока Северной Азии на равнины. Возникновение индустрии средних стадий позднего палеолита, вероятно, явилось одним из результатов адаптации человека к равнинным условиям обитания. Формирование в максимум последнего (в Северной Азии – сартанского) оледенения гигантской перигляциальной гиперзоны привело к миграциям палеолитических охотников на огромные расстояния за стадами мамонтовой фауны, что привело к заметной унификации (например, микролитизации) индустрий [7, 11] и потребовало перестройки социальной организации. Раньше в экологически благоприятных нишах горной ойкумены обитали небольшие группы племен или отдельные племена. Охота на равнинах потребовала объединения их в большие коллективы. В результате на равнинах СВ Якутии человек проник до 71 с.ш. (стоянка Берелех). На западе Западно-Сибирской равнины в конце XX в. были известны стоянки палеолита только к югу от 52–53 с.ш. Теперь они на этой равнине открыты около 62 с.ш. (стоянки Луговская, Бахта) и вероятны около 68 с.ш. Вряд ли такие перестройки человеческих сообществ были бы возможны, если бы в пределах старой (каргинской) ойкумены было достаточно жизненного пространства и ресурсов для позднепалеолитического населения сартанского времени. Нельзя исключать и природные факторы. Даже в холодные этапы каргинского времени сплошная мерзлота на Западно-Сибирской равнине распространялась лишь до 60 с.ш., а тундровая растительность не могла прокормить стада мамонтовой фауны. Лишь развитие перигляциаль-



ной тундростепи в сартанское время создало достаточные кормовые ресурсы, а распространение многолетней мерзлоты от гор Казахстана до Ледовитого океана сделали возможным формирование и обширные миграции стад мамонтовой фауны по практически не заболоченной Западно-Сибирской равнине. Распад сартанского оледенения и перигляциальной гиперзоны совпадает с формированием культур поздних стадий позднего палеолита с их уже региональными (не «гиперзональными») особенностями. Увеличение плотности палеолитического заселения Северной Азии, теперь включая и равнины, продолжалось до конца неоплейстоцена.

ЛИТЕРАТУРА

1. Антощенко-Оленев И.В. Кайнозой Джидинского района Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 126 с.
2. Антощенко-Оленев И.В. История природных обстановок и тектонических движений в позднем кайнозое Западного Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1982. 156 с.
3. Астахов С.Н. Первоначальные этапы заселения Тувы // Палеогеография каменного века. Красноярск: КГПУ, 2000. С. 20–21
4. Деревянко А.П., Зыкина В.С., Маркин С.В. и др. Первые раннепалеолитические объекты Кузнецкой котловины. Новосибирск: ИАЭ СО РАН, 1992. 62 с.
5. Деревянко А.П., Шуньков М.В., Болиховская Н.С. и др. Стоянка раннего палеолита Карама на Алтае. Новосибирск: ИАЭ СО РАН, 2005. 86 с.
6. Деревянко А.П., Шуньков М.В. Становление верхнепалеолитических традиций на Алтае // Археология, этнография и антропология Евразии. Т. 19, № 3. 2004. С. 12–50.
7. Деревянко А.П., Молодин В.И., Зенин В.Н. и др. Позднепалеолитическое местонахождение Шестаково. Новосибирск: ИАЭ СО РАН, 2003.
8. Диков Н.Н. Палеолит Камчатки и Чукотки в связи с проблемой первоначального заселения Америки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1993. 68 с.
9. Дроздов Н.И., Дроздов Д.Н., Кофтун Д.В., Артемьев Е.В. Раннепалеолитическое местонахождение гора Чанинская на Красноярском водохранилище (Куртаковский археологический район). Иркутск: ИГУ, 1996. С. 69–72.
10. Зенин В.Н. Основные этапы освоения Западно-Сибирской равнины палеолитическим человеком // Археология, этнография и антропология Евразии. 2002. № 4. С. 22–44.
11. Зенин В.Н., Лецинский С.В., Борисов М.А., Старцева С.В. О некоторых результатах поиска и разведки палеолитических местонахождений Томь-Енисейского междуречья // Проблемы археологии, этнографии и антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: ИАЭ СО РАН, 2000. Вып. VI. С. 124–130.
12. Лбова Л.В., Резанов И.Н., Калмыков Н.П. и др. Природная среда и человек в неоплейстоцене (Западное Забайкалье и Юго-Восточное Прибайкалье). Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2003. 207 с.
13. Лаухин С.А. Концепция поэтапного заселения Северной Азии палеолитическим человеком // Доклады АН. Т. 332, № 3. 1993. С. 352–356.
14. Лаухин С.А. Особенности заселения Северной Азии палеолитическим человеком // Глобальное расселение гоминид. М.: ИГ РАН, 1997. С. 156–172.
15. Мочанов Ю.А., Федосеева С.А. Ноосфера и археология // Наука и техника в Якутии. Вып. 1. 2001. С. 28–33.
16. Питулько В.В. Палеолитическая Янская стоянка: новые данные о расселении человека в Арктике. II Северный археологический конгресс. Тезисы докладов. Екатеринбург – Ханты-Мансийск: Чароид, 2006. С. 26–28.
17. Форонова И.В. Палеотериологическая характеристика кедровской свиты в связи с возрастом палеолитической стоянки Мохово 1 (Кузнецкий бассейн, юго-восток Западной Сибири) // Палеогеография каменного века. Красноярск: КГПУ, 2000. С. 137–138.
18. Шуньков М.В. Золотое сечение Ануя // Наука из первых рук. Т. 1, № 4. 2005. С. 56–64.
19. Laukhin S. New Data About the Northern Asia Settlement by the Paleolithic Man // Miscelánea en homenaje a Emiliano Aguirre. Vol. IV. Arqueología. Madrid. 2004. P. 265–279.
20. Pitulko V.V., Nikolsky P.A., Giryа E.Yu. et al. The Yana RHS Site: Humans in the Arctic Before the Last Glacial Maximum. Science. Vol. 303, N 5654. 2004. P. 52–56.



РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ В КЛИМАТИЧЕСКИЙ ОПТИМУМ ГОЛОЦЕНА В ДЕЛЬТЕ ПЕЧОРЫ

Д.В. Левашенко

Институт географии РАН, г. Москва

При поиске аналогов современного потепления, наиболее чувствительными индикаторами, которого являются заполярные и высокогорные области, исследователи очень часто обращают внимание на климатический оптимум голоцена. Подробная модель природных процессов, связанных с изменением климата, нами была воссоздана в устьевой части р. Печора. Наблюдения проводились по правому берегу реки в нескольких километрах к северу от мыса Болванский Нос (68° 08' с.ш., 54° 12' в.д.). Территория наших наблюдений относится к северной подзоне южных гипоарктических тундр [5], в области вечной мерзлоты.

В результате поисков были найдены выходы древних торфяных залежей. Наиболее мощная 2,5-метровая толща подверглась тщательному исследованию на спорово-пыльцевой и ботанический анализ, из горизонтов отбирались образцы для определения абсолютного возраста по C^{14} . Нижний слой торфа от отметки 250 см до 165 см (за нулевую отметку принят уровень бровки разреза) сильно насыщен древесными макроостатками. Среди них встречаются фрагменты веток и стволов ели, березы, ольхи, а также семена этих деревьев. Довольно часто на обломках веток присутствует кора. В этом горизонте была найдена корневая часть ствола ели с диаметром комля 35 см. Торф, с глубины 210–200 см, определен как древесный евтрофный. На спорово-пыльцевой диаграмме (СПД) (см. рис.) выделяются три палинологические зоны: I (250–150 см), II (150–80 см) и III (80–0 см) (рис. 1).

Палинологический состав I зоны разреза наиболее близок спорово-пыльцевым спектрам современной крайнесеверной тайги [4;1]. 5800 л.н. существовали разреженные еловые леса в сообществе травяно-кустарничкового зеленомошного комплекса. Постепенное потепление привело к разрастанию ели и увеличению видового разнообразия растений. Сократились площади, занятые кустарниковой березой и карликовой ивой, появились бореальные виды папоротников. Наибольший расцвет растительности, по всей видимости, соответствовал разреженному еловому лесу в составе, которого, присутствовала лиственница. Южнее в это время ареалы широколиственных пород продвигались к северу [3;2], что отмечается по появлению заносной пыльцы липы, вяза, лещины. Сосна

практически отсутствовала в составе древостоя. Предполагается, что появление лесных островов занятых сосной, которые довольно часто встречаются в современной таежной зоне Нижней Печоры, произошло позже. Дальнейшее накопление влаги в почве, на фоне не снижающихся температур, явилось причиной замещения ельников березняками. Обильное постоянное или периодическое увлажнение на водораздельных участках способствовало развитию сфагновых болот. В пониженных участках рельефа, в условиях заболачивания, распространение получили кустарниковая ольха, осоки, вахта. Середина этого этапа имеет абсолютную дату 5520 ± 200 л.н.

Начало похолодания, отразившееся на составе растительности, определено датой 5050 ± 80 л.н. Исчезают древесные виды, доминирующее положение занимают кустарники. С похолоданием в долинной части Печоры был сформирован ерниковый травяно-кустарничковый комплекс южной тундры, близкий по составу современному.

Анализируя другие палинологические данные оптимума голоцена в бассейне Печоры, представляется наиболее убедительным то, что при изменении климата лесные биоценозы устанавливались за более короткое время в долинной части Печоры, чем в пределах плакорных областей, удаленных от меридиональных водных магистралей. Спорово-пыльцевые диаграммы с высокой степенью детальности отражают последовательные смены растительных сообществ в довольно узком временном интервале, около 1000 лет.

Из представленного материала приводим следующие выводы:

1. Для устьевой правобережной полосы Печоры характерна следующая смена растительных группировок: зеленомошное еловое редколесье с незначительной примесью древовидной березы → заболоченный разреженный березовый лес → ерниковый травяно-кустарничковый комплекс.

2. Изменения растительного покрова происходили под воздействием климата, который можно представить в виде постепенно меняющихся условий: теплый, с возрастающими температурами и средней степенью влажности этап → теплый этап, на фоне которого происходило нарастание влажности → похолодание до климатических условий зоны современных южных тундр.



ЛИТЕРАТУРА

1. Арсланов Л.Д., Лавров А.С., Никифорова Л.Д. О стратиграфии геохронологии и изменении климата среднего и позднего плейстоцена и голоцена на северо-востоке Русской равнины // Плейстоценовые оледенения Восточно-Европейской равнины. М., 1981. С. 45–54.
2. Величко А.А., Андреев А.А., Климанов В.А. Динамика растительности и климата в тундровой и лесной зонах Северной Евразии в позднеледниковье и голоцене // Короткопериодные и резкие ландшафтно-климатические изменения за последние 15000 лет. М., 1994. С. 4–60.
3. Никифорова Л.Д. Динамика ландшафтных зон голоцена Северо-Востока Европейской части СССР // Развитие природы территории СССР в позднем плейстоцене и голоцене. М.: Наука, 1982. С. 154–162.
4. Никифорова Л.Д. Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке Европейской части СССР // Дисс. канд. географ. наук, 11.00.04. Утв. 18.06.80. М., 1979. 358 с.
5. Ребристая О.В. Флора востока Большеземельской тундры. Л.: Наука, 1977. 334 с.

ИСТОРИЯ СКОРОСТЕЙ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ В СЕВЕРНОМ ЛЕДОВИТОМ ОКЕАНЕ В ТЕЧЕНИЕ ПОСЛЕДНИХ 130 ТЫС. ЛЕТ

М.А. Левитан¹, Р. Штайн²

¹Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН; Москва, ул. Косыгина 19.
E-mail: levitan@geokhi.ru

²Alfred-Wegener-Institute for Polar and Marine Research; Germany, Bremerhaven.
E-mail: rstein@awi-bremerhaven.de

По материалам, полученным во второй половине прошлого века, создалось широко распространенное мнение о крайне низких скоростях пелагического осадконакопления в Северном Ледовитом океане, измеряемых в миллиметрах в тысячу лет. К настоящему времени уже обоснованно доминирует точка зрения о том, что характерные скорости седиментации в этом районе составляют первые сантиметры в тысячу лет.

Надежно датированных колонок с хорошо выполненным стратиграфическим расчленением в Центральной Арктике немного. Нами собраны данные по этим колонкам, расположение которых показано в [Левитан, Штайн, 2007]. Отобраны разрезы, приуроченные к глубоководному ложу, континентальным склонам и подножьям, при этом из рассмотрения исключались, как правило, колонки, в которых имелись пачки отложений подводных оползней, турбидитов и т.п. В целом осадки представлены глинистыми и обломочно-глинистыми гемипелагическими терригенными отложениями с варьирующим содержанием грубообломочного материала ледового разноса и биогенного карбоната кальция, представленного в основном остатками фораминифер. Упрощенная батиметрия взята из банка данных «Ocean data view» (www.pangaea.de).

В результате проделанной работы нами впервые составлены схемы распределения скоростей осадконакопления (СО) для каждой из последних пяти изотопно-кислородных стадий (ИКС). Таким образом, освещена история СО за последние 130 тыс. лет для Северного Ледовитого океана.

На схеме СО для ИКС 5 видно, что градация свыше 5 см/тыс. лет была распространена только в районе пролива Фрама и на южном окончании хребта Ломоносова. Градация 1–5 см/тыс. лет охватывала континентальные окраины Северной Гренландии и Баренцево-Карского бассейна, а также обширные участки котловины Нансена и хребта Ломоносова. СО менее 1 см/тыс. лет зафиксированы для хребта Гаккеля, котловины Амундсена и котловины Макарова.

Для ИКС 4 характерен несколько иной характер распределения СО. Унаследованно сохраняется градация более 5 см/тыс. лет в проливе Фрама и можно предположить ее развитие также вдоль континентальных окраин морей Баренцева, Карского и Лаптевых. На хребте Гаккеля и в котловине Макарова оконтурены области с минимальными (менее 1 см/тыс. лет) СО. Обширные площади дна в котловинах Нансена и Амундсена, а также на хребте Ломоносова служили ареной седиментации с СО от 1 до 5 см/тыс. лет.

Во время ИКС 3 появились области с СО более 10 см/тыс. лет. Они приурочены к континентальным окраинам Северо-Восточной Гренландии и моря Лаптевых. Градация 5–10 см/тыс. лет окаймляет ранее указанную градацию с севера и по направлению к центральной части пролива Фрама. Есть основания считать, что она занимала обширные площади вдоль континентальных окраин морей Баренцева, Карского и Лаптевых. Кроме того, отмечено точечное развитие СО от 5 до 10 см/тыс.



лет в северной части хребта Ломоносова. Градация 1–5 см/тыс. лет расположена к северу от областей развития СО 5–10 см/тыс. лет, занимая плато Ермак, южную часть котловины Нансена и большую часть хребта Ломоносова. Весьма обширные участки морского дна в котловинах Нансена, Амундсена и Макарова, а также на хребтах Гаккеля и Менделеева были ареной замедленной седиментации с СО менее 1 см/тыс. лет. Нельзя не отметить неравномерность осадконакопления вдоль простирания хребта Ломоносова.

В течение ИКС 2 существовали области с СО свыше 20 см/тыс. лет, например, на континентальных окраинах Баренцева моря и, в меньшей степени, моря Лаптевых. Градации 10–20, 5–10 и 1–5 см/тыс. лет последовательно окаймляли их в северном направлении. Кроме того, как и в ИКС 3, отмечена градация 10–20 см/тыс. лет на континентальной окраине Северо-Восточной Гренландии. Почти всю Центральную Арктику (хребет Гаккеля, котловину Амундсена, северную половину хребта Ломоносова, котловину Макарова, хребет Менделеева) занимала область развития СО менее 1 см/тыс. лет.

Во время ИКС 1 СО свыше 20 см/тыс. лет достоверно закартированы на континентальной окраине моря Лаптевых и Баренцева моря. На севере Карского моря столь высокие значения известны лишь непосредственно к северу от Новой Земли (в кутовой части желоба Святой Анны). В фэне р. Мак-Кензи СО достигают 135 см/тыс. лет. Отмеченная полоса распространения градации свыше 20 см/тыс. лет вдоль континентальной окраины Евразии окаймляется в северном направлении зонами развития СО 10–20 и 5–10 см/тыс. лет. Северо-Восточная Гренландия в это время уже не служила достаточно мощным источником терригенного вещества. Небольшое поле значений более 10 см/тыс. лет на западном склоне плато Ермак и в проливе Фрама скорее связано с разгрузкой осадочного материала из таявших морских льдов и айсбергов, выносившихся Трансполярным Дрейфом из Центральной Арктики. Градация СО 1–5 см/тыс. лет в своем распространении в основном четко отражает циркумконтинентальную зональность седиментации, однако на хребте Ломоносова скорости осадконакопления такого порядка развиты довольно широко. За этим исключением во время ИКС 1 практически вся Центральная Арктика являлась ареной медленной (менее 1 см/тыс. лет) седиментации.

Таким образом, последовательное рассмотрение представленных схем СО выявило достаточно сложную картину истории изменения скоростей седиментации. Более или менее очевидна циркумконтинентальная зональность СО для каждой из рассмотренных ИКС. Для того, чтобы разобраться

в полученных данных, мы разделили континентальные окраины Северного Ледовитого океана на гляциальные и негляциальные. В пределах глубоководного ложа были выделены подводные хребты различного генезиса и глубоководные котловины. Для всех типов структур были рассчитаны средние арифметические СО для каждой из проанализированных ИКС. Полученные результаты показаны в таблице, опубликованной в [Левитан и др., 2006].

Для гляциальных окраин получен четкий тренд изменения СО: возрастание от ИКС 5 к ИКС 2 и затем – уменьшение в течение ИКС 1. Эта закономерность полностью совпадает с результатами аналогичного анализа для Норвежско-Гренландского бассейна [Левитан, Штайн, 2005]. Отметим, что те же особенности ранее были отмечены для изменения объемов льда в Северном полушарии [Loutre, Berger, 2003].

В пределах негляциальных окраин описана иная закономерность: возрастание СО от ИКС 5 к ИКС 3, далее небольшое уменьшение в ИКС 2 и затем увеличение СО во время ИКС 1. Это объясняется, вероятно, специфическими соотношениями ледникового, флювиального и абразионного факторов на данном типе континентальных окраин в течение последних 130 тыс. лет.

В среднем тренды изменения СО для хребтов и котловин в пелагиали совпадают: наблюдается четкое уменьшение от ИКС 5 к ИКС 2 и затем – возрастание в ИКС 1.

Скорее всего, столь различные (практически противоположные) тренды для гляциальных окраин и пелагических районов объясняются одинаковыми климатическими изменениями в течение ледниково-межледникового цикла, которые проявляются в воздействии на СО оледенений разного типа: континентальных (плюс шельфовых) в первом случае и океанического (пакового льда) – во втором. Действительно, нарастание континентальных ледников приводило к продвижению краев ледниковых щитов при максимальном развитии оледенений на бровку шельфа и – через совокупность целого ряда седиментационных механизмов в условиях понижавшегося уровня моря – к усиленной поставке осадочного материала в соседние морские бассейны. При дегляциации мощные потоки талой воды поддерживали высокую интенсивность питания бассейнов седиментации осадочным веществом. Затем в результате прекращения этих процессов и достижения высокого уровня моря в условиях теплого климата межледникового СО в прилегающих морских бассейнах заметно ослабевали (прежде всего это явление касалось терригенного материала, т.к. интенсивность биогенной седиментации отчасти подчиняется другим законам).



ЛИТЕРАТУРА

Обширные по площади покровы пакового льда, естественно, таяли быстро в летние сезоны межледниковий, поставляя на дно осадочный материал криозолей. При похолоданиях и – тем более – оледенениях скорость таяния уменьшалась, доходя до минимума в течение максимума последнего оледенения. Таким образом, описанный тренд изменения СО для структур пелагических районов Центральной Арктики доказывает, что за исключением гравититов большая часть терригенного осадочного материала поступает на дно при таянии морских льдов и айсбергов. Интересно, что именно на отложения ИКС 2 приходится наибольшее развитие перерывов в седиментации [Poore et al., 2003]. Таким образом, и в Арктике выполняется правило Бергера [Левитан, 1980] о том, что частота встречаемости перерывов в океанических бассейнах обратно пропорциональна средней скорости седиментации.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 05-05-64342), Программы Президиума РАН № 16, Программы № 14 ОНЗ РАН, ФЦП «Мировой океан».

Левитан М.А. Перерывы в осадочном чехле Атлантического океана // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1980. Т. 55. № 3. С. 111–116.

Левитан М. А., Штайн Р. Влияние оледенения Северного полушария в последнем климатическом цикле на скорости седиментации и состав осадков в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики // Геология морей и океанов. М.: ГЕОС, 2005. Т. 1. С. 23–24.

Левитан М.А., Штайн Р. История скоростей осадконакопления в ледовой зоне седиментации за последние 130 тыс. лет // Литология и полез. ископаемые. 2007 (в печати).

Левитан М.А., Лаврушин Ю.А., Штайн Р. Очерки истории осадконакопления в Северном Ледовитом океане и морях Субарктики за последние 130 тыс. лет. М.: ГЕОС, 2007 (в печати).

Loutre M.F., Berger A. Marine isotope stage 11 as an analogue for the present interglacial // Global Planet. Change. 2003. V. 36. P. 209–217.

Poore R.Z., Osterman L., Curry W.B., Phillips R.L. Late Pleistocene and Holocene meltwater events in the western Arctic Ocean // Geology. 1999. V. 27. P. 759–762.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ СТРЕСС, ЭНЗООТИЧЕСКИЕ ЗАБОЛЕВАНИЯ И ВЫМИРАНИЕ МАМОНТОВ СЕВЕРНОЙ ЕВРАЗИИ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА

С.В. Лещинский

Томский государственный университет

В 2003–06 гг. автором проведено палеоэкологическое исследование около 20 тысяч костей и зубов мамонтов из научных коллекций различных учреждений России и зарубежья на предмет выявления следов энзоотических заболеваний. Детально изучены некоторые палеофаунистические материалы Института археологии и этнографии СО РАН, Музея «Природы и Человека» (г. Ханты-Мансийск), Томского государственного университета, Института экологии растений и животных УрО РАН, Нижнетагильской государственной социально-педагогической академии, Музея им. В.И. Вернадского (г. Москва), Института систематики и экологии животных Польской АН (г. Краков), Зоологического института РАН и других организаций. В первую очередь, были обработаны материалы известных зверовых солонцов сартанского криохрона Западной Сибири: Шестаково, Кочегур, Волчья грива и Луговское, с содержанием остатков мамонтов более 90% от общего объема. Анализу подверглись и хорошо документированные коллекции

крупных млекопитающих возрастом ~ 25–10 тыс. лет: район Гари (Свердловская область), Берелех (Якутия), Краков Спаджиста Стрит (Польша), Красноярская курья (Томская область) и другие. При сравнении использовались опубликованные материалы по нарушениям обмена веществ, особенно, энзоотическим и эндемическим заболеваниям опорно-двигательной системы современных и ископаемых млекопитающих, в том числе, человека [Рохлин и др., 1934; Чепуров и др., 1955; Ковальский, 1974; Деревянко и др., 2003; Лещинский и др., 2003 и др.].

Проведенные исследования показали, что в конце плейстоцена крупные травоядные Северной Евразии испытывали мощный геохимический стресс. Его проявления зафиксированы массовыми деструктивными изменениями костей и зубов, несомненная причина которых – энзоотические заболевания, вызванные минеральным голоданием [Лещинский, 2006 а, б]. Во всех указанных коллекциях остатки с деструктивными изменениями представ-



ляют рядовое явление. Самые сильные нарушения зафиксированы на костях и зубах *Mammuthus primigenius* Blum. (предварительно 30–60% и более от общего объема остатков вида в разных коллекциях). Наиболее типичными признаками остеодистрофии являются остеопороз, остеолиз, остеопороз, остеомалиция, атрофия хряща, окостенение связок, экзостозы, переломы с образованием ложных суставов, язвы и бороздки трения на суставных поверхностях (рисунок). Дистрофические нарушения хрящевой и костной тканей по отделам скелета имеют разное значение, но чаще отмечаются на ребрах (в отдельных коллекциях практически 100%), позвонках (до 90%), черепе (до 75%) и длинных костях конечностей (до 40–70%). Самым распространенным является остеопороз (истончение костных перекладин, расширение пор, гаверсовых и фолькмановских каналов), фиброзная остеодистрофия и заболевания суставов. Причем, редификация костей при остеопорозе наблюдается во всех возрастных группах, включая новорожденных мамонтов. Таким образом, начало заболевания часто приходилось на внутриутробный период и объясняется минеральным голоданием самок в период беременности. При остеопорозе характерны остеоид-остеома и остеобластома (сечением до 6 см) в телах позвонков, а также каверны, и сквозные прижизненные отверстия (до 7,5×2 см) в остистых отростках. Причем, встречаются серии из грудных позвонков, демонстрирующие различные стадии заболевания. Четко выражены деструктивные изменения ребер в виде остеопороза, переломов с неполным сращением и недоразвитости головок. Диагностика заболеваний суставов более сложна из-за редкости образцов с соединительной и хрящевой тканью. Однако, следы деструкций на суставных поверхностях слабо выветренных костей дистальных отделов конечностей определяются однозначно. Наиболее интересными являются бороздки трения и участки истирания компактного слоя, возникшие в результате некроза и рассасывания гиалинового хряща с последующим обнажением трущихся костей. Такие изменения часто сопровождаются узорами, фиссурами и язвами (важно отметить случаи частичного заращения дефектов).

Как показали результаты рентгеноскопии костей, в том числе, позвонка мамонта из Луговского, пробитого орудием древнего человека, усиленная резорбция кости при остеопорозе внешне может быть слабо выражена [Зенин и др., 2006]. Поэтому, доля остатков с признаками остеодистрофии, очевидно, выше, чем выявлено. На занижение доли деструкций в значительной степени влияет и практика избирательного отбора палеонтологических образцов. В большинстве коллекций Северной Евразии

содержится только часть материала (не более 60% от общего объема обнаруженных остатков), полученного при раскопках местонахождений (Костенки, Мезин, Шестаково, Волчья грива и др.). Это объясняется тем, что коллекции пополнялись преимущественно за счет целых костей и зубов, а фрагментарный и «нестандартный» (хрупкий, рыхлый и проч.) материал после краткого полевого анализа в большей степени выбрасывался. Кроме того, многие экспонаты были обнаружены при народно-хозяйственной деятельности. Поэтому, при обилии поступающего материала предпочтение отдавалось целым морфологически нормальным костям, ныне составляющим основу большинства сравнительных коллекций, а ископаемые остатки с признаками заболеваний опорно-двигательной системы практически не собирались.

Таким образом, факт массового количества костей мамонтов с деструктивными изменениями не был ни освещен, ни тем более объяснен до настоящего времени. Более того, распространено мнение, что деструктивные изменения на остатках ископаемых млекопитающих плейстоцена и в частности мамонтов – немногочисленны. Палеонтологами даже в крупных по количеству остатков и хорошо документированных коллекциях обычно описываются единичные образцы с нарушением формы – наиболее яркие и явные изменения костей и зубов. В таких случаях, исследователи пользуются широким и несколько размытым понятием – «патология», в то время как, деструктивные нарушения наблюдаются и в элементах скелета с неизменной формой и, тем самым, остаются не замеченными. Нередко явные деструктивные изменения считают вполне нормальными [Мащенко, 1992].

Анализ публикаций по мамонтовым «кладбищам» Европы указывает на остатки, принадлежащие больным животным [Кузьмина, Праслов, 1992; Wojtal, 2001] или на связь местонахождений с благоприятными геохимическими ландшафтами [Верещагин, Кузьмина, 1977; Korin, 2005], являющимися, по сути, районами развития зверовых солонцов – своеобразных минеральных оазисов. Несмотря на это, абиотические связи изучаются все еще поверхностно и глубокому анализу не подвергаются. Между тем, они лежали в основе зависимости крупных млекопитающих плейстоцена от классов геохимических ландшафтов, что во многом связано с минеральным голоданием [Leshchinskiy, 2001].

Рубеж ~ 25 тыс. л.н. для территории Северной Азии связан с началом резкого развития кислых и кислых глеевых геохимических ландшафтов, характеризующихся острой нехваткой щелочноземельных и щелочных элементов (в основном, Ca, Mg и Na). Вероятно, это связано с последним подэ-



тапом активного тектогенеза, максимальное проявление которого выражается комплексом надпойменных террас. Резкое увеличение скорости тектонических поднятий Западно-Сибирской плиты фиксируется с 50 тыс. л.н. и продолжается в настоящее время. Структурно-геоморфологические исследования показывают, что в новейший тектонический этап Обь-Енисейское междуречье испытало блоковые поднятия от 50 до 200 м [Лукина, 1997]. Анализ альтитуд отложений нижнего неоплейстоцена юга Западной Сибири позволил автору выделить районы со средними показателями движений (в среднем – позднем неоплейстоцене): юг приледниковой зоны +50 м; восток Барабинской равнины +60 м; Томь-Колыванская равнина +200 м; юг Чулымо-Енисейской равнины и Приенисейский район +250 м. Близкие параметры поднятий отмечены на северо-востоке Азии [Уфимцев, 1984]. Активная тектоника Северной Азии в конце плейстоцена, вероятно, обусловлена общим воздыманием горных областей в центре континента, особенно, Тибета и Гималаев (3–4 км за четвертичный период). Важно то, что неотектоническая активность, как весьма интенсивная, оценивается не только в Азии, но и в Европе [Трифонов, 1999]. Например, Польские Карпаты в квартере поднялись ~ на 170 м, а Татры – на 200 м, причем за последние 200 тыс. лет – не менее 40 м [Bac-Moszaszwili, 1995; Zuchiewicz, 1995].

Подъем территорий активизировал процессы расселения в большей части регионов. Фактором, усилившим этот процесс, вероятно, послужило резкое падение уровня Мирового океана. В итоге ландшафты Н-класса (кислые), достигнув к концу плейстоцена максимума своего распространения, сегодня остаются определяющими на большей части Северной Евразии. Только в таежно-лесной зоне Западно-Сибирской равнины зафиксировано 73% случаев недостатка Ca, Mg, Na и Co, 70 – Cu, 80 – I, 55 – Mo, 50 – B, 49 – Zn. В тундровых, лесотундровых и заболоченных ландшафтах дефицит жизненно необходимых элементов еще более значителен, что приводит к периодическому минеральному голоданию травоядных млекопитающих [Ковальский, 1974; Перельман, 1975]. Уместно отметить, что в современных энзоотических районах, где заболеваниями поражено до 50% и более поголовья сельскохозяйственных животных, падеж молодняка составляет 10–50%, а в тяжелых случаях – до 100%. Следовательно, в современных неблагоприятных геохимических ландшафтах часть особей адаптируется. Однако, бесплодие самок в этих условиях достигает 50%. Более того, в таких очагах некоторые виды млекопитающих без минеральной подкормки не выживают. Таким образом, палеоэкологический анализ по-

зволяет оценить ситуацию на большей части Северной Евразии в конце плейстоцена как неблагоприятную для жизнедеятельности мамонтовых популяций, которые были обречены на вымирание.

Проведенные исследования говорят о глобальном масштабе и необратимости процессов нарушения связей между популяциями крупных млекопитающих и абиотической средой 25–10 тыс. л.н., а также прогрессирующем усилении геохимического стресса к концу плейстоцена. Вероятно, одним из его отражений стало адаптивное уменьшение почти в 2 раза размеров сибирских мамонтов уже в первую половину сартанского криохрона [Лещинский, Бурканова, 2005]. Резкий разрыв абиотических связей, вызванный кардинальным преобразованием геохимических ландшафтов, по-видимому, стал главной причиной широкого развития энзоотических заболеваний и, в конечном счете – вымирания мегафауны Северной Евразии. Очень высокий процент заболеваний скелетных тканей позволяет с уверенностью говорить о большом падеже животных, что могло послужить толчком к активному освоению человеком северных территорий. Изобилие падали, возможность легкой добычи слабых и больных животных, вероятно, стали причинами появления новых типов разнообразных орудий на пластинах и пластинках, вкладышевых изделий, украшений, особенно характерных для средней и поздней поры позднего палеолита.

Исследования проведены на средства гранта Президента РФ (№ МК-3291.2004.5) и Инновационной образовательной программы ТГУ (2006 г.). За возможность изучения научных коллекций и помощь в работе автор признателен А.П. Деревянко, Л.В. Степановой, В.Н. Зенину, Ю.Б. Серикову, П.А. Косинцеву, О.П. Бачура, Т.В. Кузнецовой, Г.Ф. Барышникову, А.Н. Тихонову, Е.М. Буркановой, А.В. Файнгерцу, А. Надаховскому и П. Войталу.

ЛИТЕРАТУРА

Верецагин Н.К., Кузьмина И.Е. Остатки млекопитающих из палеолитических стоянок на Дону и верхней Десне // Мамонтовая фауна Русской равнины и Восточной Сибири / Труды ЗИН АН СССР. 1977. Т. 72. С. 77–110.

Деревянко А.П., Молодин В.И., Зенин В.Н., Лещинский С.В., Маценко Е.Н. Позднепалеолитическое местонахождение Шестаково. Новосибирск: Изд-во ИАЭТ СО РАН, 2003. (Палеолит Западно-Сибирской равнины) 168 с.

Зенин В.Н., Лещинский С.В., Золотарев К.В., Грутес П.М., Надо М.-Х. Геоархеология и особенности материальной культуры палеолитического местонахождения Луговское / Археология, этнография и ан-



тропология Евразии. Новосибирск: Изд-во ИАиЭт СО РАН, 2006. № 1 (25). С. 41–53.

Ковальский В.В. Геохимическая экология. М.: Наука, 1974. 299 с.

Лещинский С.В. Особенности экологии мегафауны и палеолитического населения северной Евразии в конце плейстоцена // Современные проблемы археологии России / Материалы Всероссийского археологического съезда. Новосибирск: Изд-во ИАиЭт СО РАН, 2006 а. Т. I. С. 211–214.

Лещинский С.В. Палеоэкологические исследования, тафономия и генезис местонахождения Луговское // Археология, этнография и антропология Евразии. 2006 б. № 1 (25). С. 33–40.

Лещинский С.В., Бурканова Е.М. Динамика размера мамонтов в сартанское время на юге Западно-Сибирской равнины и ее палеоэкологическое обоснование // Проблемы палеонтологии и археологии юга России и сопредельных территорий: Материалы Междунар. конф. Ростов-на-Дону: ООО «ЦВВР», 2005. С. 54–56.

Лещинский С.В., Бурканова Е.М., Орлова Л.А. Кочегур – новое мамонтовое местонахождение – зверовой палеосолонец на юго-востоке Западно-Сибирской равнины // Вестн. Том. гос. ун-та. 2003. Прил. № 3 (II), апрель. С. 126–128.

Лещинский С.В., Мащенко Е.Н., Пономарева Е.А., Орлова Л.А., Бурканова Е.М., Коновалова В.А., Тетерина И.И., Гевля К.М. Комплексные палеонтологостратиграфические исследования местонахождения Луговское (2002–2004 гг.) // Археология, этнография и антропология Евразии. 2006. № 1 (25). С. 54–69.

Лукина Н.В. Четвертичные движения юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Четвертичная геология и палеогеография России. М.: ГЕОС, 1997. С. 110–115.

Мащенко Е.Н. Структура стада мамонтов из Севского позднеплейстоценового местонахождения (Брянская область) // Тр. ЗИН РАН. 1992. Т. 246. С. 41–59.

Перельман А.И. Геохимия ландшафта. М.: Высш. шк., 1975. 342 с.

Рохлин Д.Г., Рубашева А.Я., Сергиевский Ф.П. «Уровская» или кашин-бековская болезнь в свете клинко-рентгенологических и палеопатологических данных // Вестн. рентгенологии и радиологии. 1934. Т. 13. Вып. 1/2. С. 115–130.

Трифонов В.Г. Неотектоника Евразии // Труды ГИН РАН. Вып. 514. М.: Научный мир, 1999. 252 с.

Уфимцев Г.Ф. Тектонический анализ рельефа (на примере Востока СССР). Новосибирск: Наука, 1984. 183 с.

Чепуров К.П., Черкасова А.В., Акулов Н.М., Островский И.И., Мартынюк Д.Ф. Уровская болезнь. Благовещенск: Амур. кн. изд-во, 1955. 199 с.

Vac-Moszaszwili M. Diversity of Neogene and Quaternary tectonic movements in the Tatra Mountains // Folia Quaternaria. 1995. № 66. P. 131–144.

Leshchinskiy S.V. Late Pleistocene beast solonetz of Western Siberia: «mineral oases» in mammoth migration paths, foci of the Palaeolithic man's activity // The World of Elephants: Proceeding of the 1st Intern. Congr. Rome, 2001. P. 293–298.

Zuchiewicz W. Selected aspects of neotectonics of the Polish Carpathians // Folia Quaternaria. 1995. № 66. P. 145–204.

Wojtal P. The woolly mammoth (*Mammuthus primigenius*) remains from the Upper Palaeolithic site Krakow Spadzista Street (B) // The World of Elephants: Proceeding of the 1st Intern. Congr. Rome, 2001. P. 367–372.

КОМПЛЕКСНЫЕ ПАЛЕОНТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КЕРНА СКВАЖИН МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ МАМОНТОВОЙ ФАУНЫ И ПАЛЕОЛИТА ЛУГОВСКОЕ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

С.В. Лещинский¹, Е.М. Бурканова¹, С.Н. Бабенко¹, В.А. Коновалова¹,
Е.А. Пономарева²

¹Томский государственный университет, г. Томск

²ЗСНИЦ, г. Новокузнецк

Проведенные исследования генезиса, тафономических особенностей, палеогеографии и палеогеодинамики местонахождения Луговское (~60°57'30" с.ш., 68°32'20" в.д.) [Зенин и др., 2006; Лещинский, 2006; Лещинский и др., 2006] получили органичное

продолжение в виде бурения на данном участке шести разведочных 20-метровых скважин. Анализ 200 образцов керна подтвердил факт переотложения большей части ископаемых остатков, что говорит о весьма динамичном седиментогенезе во вто-



рую половину сартанского криохрона и указывает на размыв костеносных горизонтов с последующим локальным переносом костей и зубов млекопитающих.

Комплексные исследования скважин Луговского, пройденных в интервале абсолютных высот от 30 до 0 м в широтном отрезке долины Оби, опровергают гипотезу существования Мансийского ледниково-подпрудного озера в центральной и, тем более, южной части Западной Сибири во время сартанского похолодания [Архипов, Волкова, 1994 и др.]. Полученные результаты являются весомым дополнением к материалам по палеонтологии и стратиграфии, а также археологии плейстоцена, которые указывают на несостоятельность концепции прекращения северного речного стока и, следовательно, подтопления западносибирского региона в интервале 23–10 тыс. радиоуглеродных лет назад [Величко и др., 2000; Зенин, Лещинский, 2001; Mangerud et al., 2004 и др.].

При анализе сводного разреза четвертичных отложений в районе Луговского выделяется две главные особенности геологического строения. Первая – невыраженность в рельефе II и I надпойменных террас (н.т.), и поймы – разновозрастных образований позднего неоплейстоцена – голоцена. Вторая – в целом глинистый состав отложений каргинско-сартанского возрастного интервала, по-видимому, связанный с размывом и постоянным переотложением пойменных и аллювиально-озерных осадков. В ходе камеральной обработки материала выделено пять основных разновозрастных толщ.

Наиболее древними образованиями (толща I) на исследованном участке являются породы цоколя II н.т. с альтитудой кровли 14–16 м. Отложения представлены серым кварцевым песком мощностью более 15 м. Принято считать данные образования аллювием талагайкинской свиты с термолюминесцентными датами – 660 160 и 740 170 тысяч лет [Волкова, 1966 и др.]. Результаты работы, проведенной авторами, показали, что относительный возраст пород может находиться в интервале раннего – позднего неоплейстоцена, но не моложе 100 тыс. лет. Формирование отложений происходило в условиях обширной речной системы, в окружении таежных хвойных лесов (сосна, ель, пихта) с примесью березы и участками заболоченных пойменных лугов. Ведущее положение среди трав принадлежало водно-болотным (осоки, рдест, ежеголовник) и злаковым ассоциациям с участием ксерофитов (полыни, маревые). Существенную роль играли сфагновые мхи и папоротники. Также много переотложенных спор, пыльцы, семян, диатомей и лигнитизированной древесины. Несмотря на относительную насыщенность отложений ископаемыми

остатками, уверенно датировать образования цоколя не представляется возможным. Предварительно (как и предшественниками) они отнесены к талагайкинскому термохрону с умеренно-бореальной климатической обстановкой.

Толща II – основная часть II н.т. и цоколь I н.т. – представлена переслаивающимися светло-, темно-серыми супесью, суглинком и глинистым песком. Очень вязкие и пластичные отложения (мощностью более 13 м) залегают на выше описанном аллювии со стратиграфическим несогласием. В пределах ледниковой литофациальной зоны и южнее данную толщу связывают с так называемой Кондинской равниной, но интерпретируют по-разному – как образования I, II или III н.т. Отсутствует и более общее мнение в отношении генезиса (аллювиальный и аллювиально-озерный пойменный, озерный ледниково-подпрудный, эстуарный и дельтовый) и даже возраста (от казанцевского до каргинского) отложений [Волкова, 1966; Зайонц, Зилинг, 1972 и др.]. Относительный возраст отложений, выявленных в зачистках 2002 г., предварительно был оценен авторами концом казанцевского термохрона – ермаковским криохроном [Лещинский и др., 2006]. Комплексный анализ нового (кернового) материала скорее заставляет говорить о каргинском возрасте указанной толщи и генетически связывать ее с существованием обширной поймы в приустьевом участке праОби/Иртыша, либо эстуарно-дельтовыми условиями, однако, для решения проблемы генезиса необходимы дополнительные исследования. Осадконакопление нижней половины толщи проходило в умеренной бореально-холодной климатической обстановке. По находкам ископаемых семян и плодов восстановлена ассоциация заболоченного разнотравного луга, где водно-болотные растения практически составляют 100 %. Доминирующая группа – Сурегасеae, но также встречены травы семейств Ranunculaceae, Brassicaceae, Rosaceae. По данным спорово-пыльцевого анализа в пределах исследуемой территории в начале указанного временного отрезка были распространены мелколиственные леса с преобладанием в древостое березы и, возможно, осины, участками пойменных частично заболоченных лугов. В дальнейшем увеличивается роль хвойных деревьев на фоне довольно высокого содержания водно-болотных трав, а также маревых и полыни, что, может указывать на распространение суходольных лугов или повышение роли эоловых процессов в формировании отложений. Выше по разрезу наблюдается сокращение лесных сообществ и переход к открытым ландшафтам. Также, необходимо отметить значительное снижение доли переотложенных миоспор по отношению к образова-



ям толщи I, что, возможно, связано с уменьшением интенсивности водной эрозии.

Смена очередного режима седиментации фиксируется размывом аллювиально-озерных отложений II н.т. и последующим заполнением вреза осадками I н.т. (толща III), имеющими ограниченное распространение. Данные отложения представлены горизонтально- и волнисто-слоистыми, иногда, массивными глинистыми песками мощностью около 2,5 м. Литологическая характеристика указывает на аллювиальный генезис пород (пойменная фация или, возможно, субфация прирусловой отмели). Относительный возраст отложений уточнен до объема первой половины сартанского криохрона (~ 23–16,5 тыс. л.н.). Врез объясняется выравниванием продольного профиля пр.Оби / Иртыша из-за тектонического подъема Западно-Сибирской плиты и падения уровня Мирового океана при наступлении похолодания. Географические и геодинамические условия данного интервала были весьма нестабильны. Результаты литофациальных исследований свидетельствуют о периодических быстрых сменах режима осадконакопления, что может объяснять плохую сохранность микропалеонтологических остатков. Из образцов удалось выделить лишь бедные палиноспектры, состав которых позволяет реконструировать только общие черты ландшафта. Основой, по-видимому, являлись зеленомошные заболоченные пространства с участием березы и примесью сосны, что, возможно, свидетельствует о холодной (лесотундровой?) климатической обстановке. Причем к концу интервала из-за очередной смены геодинамического режима, по-видимому, начинается прогрессирующее развитие верховых и пойменных болот.

Образования IV толщи – тонко-слоистые песчано-глинистые отложения (до 6 м и более), вмещающие костеносные горизонты местонахождения, наполовину заполняют погребенный овраг, разрезающий краевую часть I н.т. под прямым углом. Происхождение и рост оврага связаны с дальнейшим понижением базиса эрозии, очевидно, по неотектоническим причинам и продолжавшимся в первую половину сартанского криохрона падением уровня Мирового океана, что фиксируется большинством исследователей шельфа Евразии [Атлас..., 1991 и др.]. Глубина эрозионного вреза от поверхности I н.т. по данным бурения составила более 11 м. Реконструированный овраг склонового типа, линейной формы (длина более 500 м, ширина от 10 до 20 м) с асимметричным V-образным или корытообразным поперечным профилем и, вероятно, ступенчатым продольным профилем. Подобный тип эрозии характерен для зоны современной тундры, где весьма развиты V-образные и щелевидные крутые овраги

длиной до 500 м и более, глубиной до 10–30 м при ширине до 20 м. Причем, наибольшая сеть оврагов приурочена к долинам рек, берегам морей и озер [Косов, 1959]. Генезис отложений, заполняющих овраг, весьма сложен – его основу составляет овражный и пойменный аллювий. Также, в седиментации значительную роль играли гравитационные процессы на склонах выявленной эрозионной формы (обвалы, оползни, плоскостной смыв, грязевые потоки и др.). Несомненно, накопление части материала произошло при ветровой деятельности и нивации. Стратиграфическая ситуация и результаты радиоуглеродного датирования ископаемых остатков (14 анализов) очевидно указывают на позднесартанский – раннеголоценовый (~16,5–9 тыс. л.) возраст отложений. Не противоречат этому и обнаруженные палеолитические артефакты (271 экз.), морфология которых основана на вкладышевой технике. Две C^{14} -даты (~ 18 и 30 тыс. лет) из этого стратиграфического уровня, а также фрагменты костей и зубов в современных осадках говорят об активных процессах переотложения на протяжении всего сартанского криохрона и голоцена.

Палеогеографическая реконструкция для костеносных отложений выглядит наиболее полной. Так, по карпологиическим данным выявленные семена и плоды отражают околотовную растительность береговой линии. Ископаемые флоры соответствуют заболоченным лугам с единичным участием деревьев (возможно, в виде колков) и лишь в верхней части толщи IV доля дендрофлоры заметно возрастает. Термофильные растения отсутствуют, встречаются достаточно холодолюбивые виды среди трав и древесных форм. По результатам палинологического анализа при накоплении данных отложений растительность в целом отражала зону таежных, очагами разреженных мелколиственно-хвойных лесов. Причем, в разрезе (снизу вверх) наблюдается постепенное изменение ландшафтов от суходольных лугов (с ксерофитами – *Chenopodiaceae* и *Artemisia* sp.) в пределах хвойно-березового редколесья (?), до хвойного леса с примесью древовидной березы и участками заболоченных пойменных лугов, и водоемов типа «окоп». Таким образом, растительные ассоциации существовали в условиях умеренно-холодного климата, вероятно, суровее современного. По данным анализа остракод осадконакопление в пределах оврага протекало в условиях пересыхающего, мелководного умеренно-холодного (до 11–15 °C) пресного водоема. Бассейн седиментации был периодически связан с рекой (вероятно, при половодье), что обуславливало частые и резкие смены температуры и гидродинамики. На это указывает массовость ювенильных особей рода *Candona* (более 60% от всех экземпляров), которые не могут нормально развиваться во



временных и мелких постоянных водоемах [Семенова, 2005]. Также, встречены представители родов *Ilyocypris* и *Limnocythere*, характеризующие мелководные водоемы и/или прибрежные части крупных водоемов полупроточного типа.

Образования V толщи сформированы в голоцене. Этому периоду соответствуют отложения поймы, почвенные горизонты и донный осадок в пределах погребенного оврага с переотложенными остатками млекопитающих, а также обломками керамики.

В заключение необходимо сказать о многочисленных остатках радиолярий в разрезе. По заключению Т.А. Липницкой (лаб. микропалеонтологии ТГУ) они являются типичными эоценовыми формами, поэтому, вмещающие отложения не могут ассоциироваться с морскими условиями. Нет сомнений, что радиолярии происходят из широко распространенных морских отложений люлинворской свиты. Альтитуда кровли свиты в районе исследований составляет минус 240–450 м, поэтому невероятен перенос ископаемых остатков из отложений, находящихся *in situ*. В данной ситуации, очевидно, мы имеем дело с переотложением микрофауны из ледниковых отторженцев палеогеновых пород [Шацкий, 1965 и др.], широко развитых в моренном комплексе среднего неоплейстоцена. Ближайшее к Луговскому (25 км на восток) образование такого рода многократно описано в черте г. Ханты-Мансийска, в разрезах Пионерской и Самаровской гор. Здесь отторженцы эоценовых глин мощностью до 30 м прослеживаются вдоль Иртыша более чем на 1 км. Зафиксированная граница максимального оледенения проходит в 150 км южнее, тем самым можно предположить наличие многочисленных, но в настоящее время размытых и/или погребенных отторженцев в ближайшем окружении от Луговского. Эрозия отложений максимального оледенения, вероятно, является одной из главных причин массовости переотложенных ископаемых остатков в разрезах. Вместе с тем, денудация валунных суглинков обеспечила необходимым каменным сырьем палеолитического человека в процессе заселения центра Западной Сибири.

Исследования проведены на средства «Музея Природы и Человека» Департамента культуры и искусства Ханты-Мансийского автономного округа (г. Ханты-Мансийск).

ЛИТЕРАТУРА

- Архипов С.А., Волкова В.С. Геологическая история, ландшафты и климаты плейстоцена Западной Сибири. Новосибирск: НИЦ ОИГТМ СО РАН, 1994. 105 с.
- Атлас палеогеографических карт: Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое. Робертсон Групп, 1991. Т. 1 (текст). 311 с; Т. 2 (карты). 104 с.
- Величко А.А., Кононов Ю.М., Фаустова М.А. Геохронология, распространение и объем оледенения Земли в последний ледниковый максимум в свете новых данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. Т. 8, № 1. С. 3–16.
- Волкова В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск: Наука, 1966. 174 с.
- Зайонц И.Л., Зилинг Д.Г. Вторая терраса бассейнов нижней и средней Оби / Геология, инженерная геология и гидрогеология. (Второе гидрогеологическое управление). Барнаул: Алтайское книжное изд-во, 1972. Вып. 8. С. 12–27.
- Зенин В.Н., Лецинский С.В. Литоресурсы палеолитического населения юго-востока Западно-Сибирской равнины // Эволюция жизни на Земле: Материалы II Междунар. симп., 12–15 ноября 2001 г. Томск: Изд-во НТЛ, 2001. С. 491–493.
- Зенин В.Н., Лецинский С.В., Золотарев К.В., Грутес П.М., Надо М.-Х. Геоархеология и особенности материальной культуры палеолитического местонахождения Луговское / Археология, этнография и антропология Евразии. Новосибирск: Изд-во ИАиЭт СО РАН, 2006. № 1 (25). С. 41–53.
- Косов Б.Ф. Овражная эрозия в зоне тундры / Научные доклады высшей школы (геолого-географические науки). М.: Высшая школа, 1959. № 1. С. 123–129.
- Лецинский С.В. Палеоэкологические исследования, тафономия и генезис местонахождения Луговское / Археология, этнография и антропология Евразии. Новосибирск: Изд-во ИАиЭт СО РАН, 2006. № 1 (25). С. 33–40.
- Лецинский С.В., Мащенко Е.Н., Пономарева Е.А., Орлова Л.А., Бурканова Е.М., Коновалова В.А., Тетерина И.И., Гевля К.М. Комплексные палеонтологические исследования местонахождения Луговское (2002–2004 гг.) / Археология, этнография и антропология Евразии. Новосибирск: Изд-во ИАиЭт СО РАН, 2006. № 1 (25). С. 54–69.
- Семенова Л.М. Фауна и распространение остракод (Crustacea, Ostracoda) во внутренних водоемах России и сопредельных государств / Биология внутренних вод, 2005. № 3. С. 17–26.
- Шацкий С.Б. Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еутских на р. Большой Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска // Основные проблемы изучения четвертичного периода. М.: Наука, 1965. С. 206–217.



УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ РАННЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКИХ ИНДУСТРИЙ МЕСТОНАХОЖДЕНИЯ ДАРВАГЧАЙ-1 (ЮЖНЫЙ ДАГЕСТАН)

С.В. Лещинский¹, В.Н. Зенин²

¹Томский государственный университет
²Институт археологии и этнографии СО РАН)

Раннепалеолитическое местонахождение Дарвагчай-1, открытое в 2003 г., расположено в 22 км к северо-западу от г. Дербента на левом берегу Геджухского водохранилища (р. Дарвагчай). Данный участок соответствует переходу от предгорной (абсолютная высота 120–270 м) к низменной (< 90 м) части западного Прикаспия. Граница предгорий хорошо выделяется в рельефе структурным уступом и подчеркивается многочисленными обнажениями ракушняка и песчаника. Возраст этих отложений ранее оценивался в широких пределах раннего – среднего неоплейстоцена (верхнебакинский – нижнехазарский) [Федоров, 1957; 1978]. В обнажении на месте стоянки А.Л. Чепалыгой были собраны и определены раковины морских моллюсков (*Didacna parvula* Nal., *Didacna rudis* Nal., *Didacna* sp., *Monodacna* sp., *Didacna* cf. *catillus* Eichw., *Dreissena rostriformis* Desh.), характерных для бакинского времени [Деревянко и др., 2005].

Стратиграфические исследования Дарвагчая-1 в 2004–05 гг. производились с разной степенью детализации в зависимости от состава участников экспедиций и доступности обнажений [Деревянко и др., 2004; 2005; 2006]. Раскопки 2006 г. позволили получить серию новых разрезов, которые послужили основой для детальных стратиграфических исследований и выяснения условий залегания культурных материалов. Ниже приводится сокращенное описание стратиграфического разреза местонахождения (раскоп) от уровня воды в Геджухском водохранилище вверх (абсолютная высота ~ 117 м).

1. Тонко-, горизонтально-слоистые отложения прибрежно-морского генезиса (переходная зона между шельфом и побережьем). Представлены слоями очень плотного глинистого алевролита (более 80 %) и тонко-зернистого буро-коричневого песка. При выветривании породы трещиноваты, крошатся и образуют мелкокомковатую отдельность. Встречаются обломки тонкостенных раковин моллюсков. Горизонтальное положение осадков нарушено при неотектонических движениях. Видимая мощность (в.м.) слоя более 2,6 м. Непосредственно кровля (до 2 см) сцементирована до алевролита. Отложения, по-видимому, с размывом перекрыты вышележащими образованиями.

2. Конгломерат с примесью валунов. Обломки, в основном, плоских и эллипсовидных форм состоят

из карбонатного песчаника, единично – кремня. Заполнителем выступает тонко-, мелкозернистый песчаник с примесью гравия. Обломки весьма хорошо окатаны. В южном направлении слой, возможно, выклинивается. Вблизи южного края раскопа цементация отсутствует – слой размыт и представлен отдельными валунами, между которыми (часто под них) внедряются вышележащие алевролиты и пески слоя 3, и даже ракушняк слоя 4. Отложения, по-видимому, были сформированы в бурной зоне пляжа (глубина обычно до 1–2 м). В.м. до 0,2 м. Кровля слоя неровная, волнистая. Отложения, вероятно, перекрыты со стратиграфическим несогласием.

3. Тонкозернистый горизонтально-слоистый, местами линзовидный песок. Кровля слоя насыщена обломками раковин моллюсков. В подошве – тонкий невыдержанный прослой беловато-серого алевролита, который покрывает (до 3 см) нижележащие валуны и гальку, внедряясь между обломками до подошвы слоя 2. Крупные валуны остаются непокрытые алевролитом, что может говорить о кратковременности осадконакопления или локальном размыве. В целом состав осадков характерен для переходной и нижней части предфронтальной зон (возможные глубины от 15 до 3 м). Максимальная в.м. – 0,35 м, но в южном направлении слой местами выклинивается и отложения «смешиваются» с перекрывающими, что, возможно, указывает на перерыв в осадконакоплении.

4. Органогенно-обломочный известняк (ракушняк) с включениями гравия и гальки (состав как в слое 2). Сортировка средняя – крупный материал, в основном, расположен в нижней части слоя, часто в «подвешенном» состоянии. Много отпечатков и целых раковин двустворчатых моллюсков. Подошва слоя ровная, четкая, со слабым падением в северном направлении. Кровля четкая, волнистая – представляет крупную рябь волнения (длина волн 0,9–0,45 м, высота – 0,1–0,05 м), образованную в предфронтальной зоне (средние глубины седиментации от 1 до 2–4 м). Форма гребней округлая и плоская, что указывает на переработку ряби при временном (неоднократном?) осушении побережья, возможно, отливом. Средние азимуты простираения гребней двух генераций ~ 300 и 350. В.м. слоя от 0,1 до 0,22 м. Отложения перекрыты с явным перерывом.



5. Тонко-слойчатые глинисто-песчаные отложения с прослоями ракушняка. Представлены слоями карбонатного тонко-, мелкозернистого песка с обломками раковин моллюсков: *Didacna rudis* Nal., *Didacna eulachia* (Bog.) Fed., *Didacna lindleyi* (Dash.) Fed. (заключение Т.А. Яниной, МГУ). Цвет песка светло-серый до светло-коричневого. Глина серо- и зеленовато-коричневая залегает в понижениях подошвы – между гребнями ряби волнения – в виде тонко-слойчатых линз со слоями ракушнякового детрита. В средней и верхней частях слоя – прослои и линзы ракушнякового детрита, в южной части раскопа переходящие в прослой (до 0,2 м) ракушняка. Данный прослой уже залегает в подошве слоя и местами сливается со слоем 4 в единую толщу. Кровля ракушняка также представлена крупной рябью волнения. Прослой выклинивается вниз по течению Дарвагчая и в северном направлении. В северной части раскопа в ракушняковом детрите выявлены редкие палеолитические артефакты. На южном участке – отложения смяты глыбами ракушняка слоя 6, сползшими к основанию берегового вала. В.м. слоя ~ 0,2 м. Отложения, вероятно, с перерывом перекрыты вышележащими образованиями.

6. Органогенно-обломочный известняк (ракушняк) – очень плотный, массивный. Порода, в основном, сложена обломками раковин двустворчатых моллюсков. Слой невыдержан по простиранию – представляет собой погребенный береговой вал, сильно разрушенный при подъеме уровня моря. Свидетельства этого – многочисленные глыбы, сорванные с верхней части вала и перемещенные к его подножью. Причем, процесс разрушения был достаточно продолжительным, так как текстуры смятия и перемешивания отложений, возникшие при срыве и перемещении обломков, присутствуют как в слое 5, так и залегающем стратиграфически выше слое 7. В подошве слоя выделяется прослой (до 0,15 м) галечно-гравийного материала (бурунная зона пляжа?). В слое встречаются палеолитические артефакты, а также редкие обломки костей и зубов млекопитающих. Максимальная в.м. ~ 1,4 м. Отложения сильно разбиты трещинами, в результате чего представлены серией разорванных блоков, между которыми внедряются вышележащие породы. Разрушение берегового вала произошло в субаквальных условиях (одновременно с седиментацией слоя 7), поэтому, на основной части раскопа он представлен сползшими в понижения древнего дна глыбами. В теле вала в процессе затопления, по-видимому, протекали и карстовые процессы с образованием ниш и небольших тоннелей, в которых накопились отложения слоя 7. Выявленный вал соответствует классическим образованиям морских побережий и поэтому в максимум

своего развития, вероятно, имел высоту 2–4 м и ширину – несколько десятков метров. Отложения со стратиграфическим несогласием подстилают вышележащие образования.

7. Сложно построенные прибрежно-морские отложения. Представлены ритмичным чередованием тонко-, волнисто-, горизонтально-слойчатых песков, глинистых алевритов с примесью ракушечного детрита и прослоев, состоящих из обломков и глыб ракушняка слоя 6, в которых выявлены палеолитические артефакты и редкие фрагменты костей млекопитающих. Поверхности напластований между прослоями не всегда четкие, но ясные, неровные с размывами, затеками, внедрениями, текстурами конседиментационных деформаций (оползания, смятия). Выделяется не менее 5-и прослоев.

Прослой 1. Алеврито-песчаные тонко-, волнисто-слойчатые и линзовидные отложения с большим содержанием ракушечного детрита. Местами отмечается мелкая рябь волнения с шевронной текстурой (вероятно, предфронтальная зона). Встречаются линзы (до 0,1 м) ракушняка, в которых также читается рябь волнения. Максимальная в.м. 0,55 м (выклинивание в южном направлении в результате смятия и денудации).

Прослой 2. Отложения, представленные глыбами и щебнем ракушняка, оторванными от берегового вала (слой 6). Обломки остроугольные или слабо окатанные, иногда с неясными границами ввиду частичной цементации с заполнителем (песок и алеврит). Некоторые глыбы при перемещении смяли нижележащие отложения и частично в них внедрились с образованием характерных текстур оползания и выдавливания (изгибание и гофрирование слоев). Максимальная в.м. – 0,4 м.

Прослой 3. Отложения, аналогичные прослою 1. Отличие в наклонном залегании, текстурах оползания и смятия. В нижней части, в основном, залегает разнозернистый песок в виде линз. Максимальная в.м. – 0,55 м (выклинивание в южном направлении).

Прослой 4. Отложения, аналогичные прослою 2. Отличие в размере обломков: в основном, встречается щебень ракушняка, местами сцементированный до брекчии. Максимальная в.м. – 0,2 м (выклинивается в северном и южном направлениях).

Прослой 5. Отложения, по генезису аналогичные прослоям 1 и 3. Отличие – практически в полном отсутствии песка и сплошном нарушении первичного залегания из-за смятия отложений. Прослой в северном направлении сливается с прослоем 3, в южном – резко примыкает к конгломерату слоя 8. В зоне контакта с конгломератом прослой содержит палеолитические артефакты. В отложениях обнаружены раковины моллюсков: *Didacna rudis* Nal., *Didacna eulachia* (Bog.) Fed., *Dreissena*



polymorpha Pall., *Dreissena rostriformis* (Desh.), *Unio* sp. (заклучение Т.А. Яниной, МГУ). Максимальная в.м. ~ 0,8 м. В самой южной части раскопа в кровле слоя выделяется линза (прослой 6?) гравелита со щебнем и единичными глыбами ракушняка – генетический аналог отложений прослоев 2 и 4. Эти отложения частично залегают на образованиях слоя 8. В.м. всего слоя ~ 1,4 м. Кровля нечеткая, но ясная – отложения постепенно выравнивают все неровности ложа и плавно (согласно) переходят в перекрывающие образования слоя 9.

8. Конгломерат, в заполнителе – разнотернистый песок и гравий. Сортировка практически отсутствует, но плоские обломки залегают горизонтально. Состав галек аналогичен предыдущим. В основании встречаются глыбы ракушняка (до 0,7 0,4 м в плане), которые можно считать фрагментами разрушенных подстилающих образований (слои 4–7). Отложения невыдержанны по простиранию – залегают в виде крупной линзы (максимальная в.м. ~ 0,5 м) и прислонены к образованиям слоя 7. Причем, контакт вертикальный и очень неровный (зигзагообразный) с внедрением прослоев и линз слоя 7 в толщу конгломерата. Таким образом, данные осадки, также содержащие палеолитические артефакты и редкие обломки костей млекопитающих, могут отражать повышенную концентрацию псефитового материала в бурунной зоне пляжа перед (по направлению к морю) механическим барьером – затопленным береговым валом. Отложения, по-видимому, согласно перекрываются образованиями слоя 9.

9. Тонко-, волнисто- и горизонтально-слоистые светло-коричневые и серые разнотернистые пески и алевроиты. Соотношение пород (в подошве, в основном, пески, в кровле – алевроиты), текстуры и гранулометрический состав указывают на седиментацию в предфронтальной и переходной зонах (постепенное увеличение глубины бассейна). В.м. более 2,7 м, выше – задернованный участок с современными склоновыми отложениями истинной мощностью (и.м.) ~ 1,7–2 м. Таким образом, взаимоотношения с перекрывающими породами неясны.

10. Разнотернистый песок с множеством обломков тонкостенных раковин пелеципод и гастропод. В интервале ~ от 2 до 3 м ниже кровли слоя отложения сцементированы и содержат примесь гравия и мелкой гальки. Текстура в целом массивная, но в середине видимой части слоя – 1,2–1,4 м ниже кровли – линза (в.м. до 0,4 м) и слойки темно-серого разнотернистого песка, местами сцементированного до песчаника. Слойки (в.м. до 2 см) падают параллельно современному склону, под углом до 15°. Ниже линзы отложения светлые серо-коричневые, выше – светлые розовато-коричневые. Генезис отложений можно предварительно оценить как кол-

лювиально-делювиальный. В.м. слоя более 3 м. В кровле слоя – прослой (~ 0,3 м) светло-коричневого глинистого песка с массивной текстурой и множеством обломков тонкостенных раковин моллюсков. Поверхность напластования нечеткая, но ясная, со слабым падением в сторону склона. Отложения без видимого перерыва перекрываются вышележащими образованиями.

11. Светло-серый суглинок с редкими слойками светло-коричневого песка. И.м. до 1,2 м. Генезис отложений склоновый. Кровля четкая, неровная. Отложения с размывом перекрываются вышележащими образованиями.

12. Песчано-гравийно-галечниковые отложения с примесью валунов и глыб. Сортировка материала практически отсутствует, но наиболее крупные обломки заполняют глубокие промоины, в результате чего местами обнаруживается линзовидное строение основания слоя. Встречены раковины гастропод, фрагмент диафиза (2 см) длинной кости млекопитающего плохой сохранности и редкие палеолитические материалы. Генезис отложений сложный – вероятно, ведущую роль в седиментогенезе играли пролювиально-делювиальные процессы. В.м. более 1,7 м. Кровля неровная, нечеткая.

13. Современный почвенный горизонт – супесь коричневатая-серая с примесью песка, гравия и гальки. Генезис отложений элювиально-делювиальный. В.м. ~ 0,2 м.

Все отложения описанного разреза имеют положительную реакцию с 5–10 % HCl.

За время раскопок стоянки получено 2079 каменных артефактов. Каменная индустрия по возрасту, морфологическому облику и основным технико-типологическим параметрам относится к микроиндустриям раннего палеолита (средние размеры орудий до 30 мм). Абсолютное большинство (более 99%) предметов изготовлено из кремня. В основном, находки приурочены к ракушнякам (слои 6–7) и линзе конгломерата (слой 8). Исключением являются находки в слое 5 и прослое 5 слоя 7 на участке, контактирующем с конгломератом. Размер кремневого сырья находится в пределах 1–12 см, что позволяло обитателям стоянки изготавливать крупные изделия. Предпочтения отдавались слабо окатанным конкрециям и галькам.

При изучении коллекции изделий обращает внимание различная сохранность поверхности артефактов – от сильно окатанных до практически «свежих», не имеющих следов какого-либо выветривания. Не являются редкостью и подновленные более поздними снятиями предметы. Их совместная встречаемость характерна практически для всех слоев, за исключением слоя 5. Не прослеживается и какая-либо сортировка артефактов в толще отдельно взятого слоя. На-



ходки испытывали явный перенос и перемешивание в береговой зоне. Также, можно говорить о незначительном переотложении части артефактов, вторичном использовании или переоформлении ранее изготовленных предметов. К переотложенным из более древних осадков, возможно, следует относить артефакты из отложений слоя 5 (предполагаемый источник – слой 4). В данный момент они являются наиболее древними находками на месте стоянки.

Следующий этап, свидетельствующий о присутствии людей, связан с отложениями берегового вала (слой 6) и продуктами его разрушения в зоне пляжа – обломочно-глыбовыми прослоями слоя 7. В своем развитии береговой вал, сложенный в большей степени ракушечником и вмещающий терригенные обломки, а также каменные артефакты и фрагменты костей млекопитающих, по-видимому, был затронут процессами карбонатной цементации. Нарастающая трансгрессия привела к значительному разрушению берегового вала и сползанию к его подножью оторванных глыб и более мелких обломков ракушняка, чередующихся с алевроито-песчаными прослоями. Следовательно, каменный инвентарь и сопутствующие фаунистические остатки слоя 6 и прослоев 7/1, 7/2 и 7/4 являются одновременными, и должны объединяться в единый культурно-хронологический комплекс.

Заключительный этап обитания людей на исследуемом участке фиксируется в слое 8 (конгломерат). Кроме валунов, гальки и гравия он содержит окатанные обломки ракушняка, линзы алевроита, песка и глины. Среди кремневых изделий имеется серия предметов, практически не несущих следов выветривания, что, вероятно, объясняется их быстрым захоронением без дальнейшего переноса. Формирование слоя 8, вероятно, синхронно завершающей стадии седиментации слоя 7, находки в котором (прослой 5) вполне могут происходить из конгломерата при размыве узкой (менее 1 м) контактовой зоны. По заключению Т.А. Яниной (анализ фауны моллюсков) отложения слоев 5–8 образовались во второй половине бакинского времени (~ 600–400 тыс. лет назад). Появление в слое 8 раковин *Unio* sp., по-видимому, говорит о временном опреснении прибрежных вод (соле-

ность до 2 ‰) в районе стоянки, возможно – дельтовом участке.

Таким образом, детальный стратиграфический анализ отложений указывает минимум на три этапа образования культурных материалов местонахождения. Причем, все артефакты обнаружены в прибрежно-морских отложениях, характеризующих зону пляжа. Это может указывать на специализацию хозяйственной деятельности древнего населения к морским ресурсам.

Работа выполнена в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Адаптация народов и культур к изменениям природной среды, социальным и техногенным трансформациям» при поддержке РГНФ № 05-01-01373а, 06-01-18068е.

ЛИТЕРАТУРА

Деревянко А.П., Амирханов Х.А., Зенин В.Н., Аноikin А.А., Рыбин Е.П. Разведка объектов каменного века в Республике Дагестан в 2004 г. // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2004. Т. X, часть I. С. 65–69.

Деревянко А.П., Амирханов Х.А., Зенин В.Н., Аноikin А.А., Чепалыга А.Л. Палеолитическое местонахождение бакинского времени Дарвагчай 1 (предварительные данные) // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2005. Т. XI, часть I. С. 68–73.

Деревянко А.П., Лецинский С.В., Зенин В.Н. Стратиграфические исследования многослойной стоянки Дарвагчай-1 в 2006 году // Проблемы археологии, этнографии, антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2006. Т. XII, часть I. С. 102–108.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 165 с.

Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. ГИН АН СССР. Вып. 10. 1957. 308 с.



К ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ТЕКТОНИКЕ САХАЛИНА И ЕГО ПОДВОДНЫХ ОКРАИН

В.Л. Ломтев

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск, seismika@imgg.ru

Ниже обсуждаются новые карты эпицентров коровых землетрясений с магнитудой (M) ≥ 4 за 1906–2005 гг. [9] и главных структур складчатого Сахалина и его подводных окраин (рис. 1). В первой заметно повышена точность определения глубины очагов (до 3 км [14]), что позволило прояснить их распределение в верхней (0–20 км, более 95%) и нижней (21–40 км) коре, определить асейсмичность верхней мантии. Вторая впервые охватывает подводные окраины Сахалина. На ней впервые выделены две коровые пластины, несколько более мелких чешуй и плато залива Терпения.

Западная пластина ограничена разломами 1 и 3. Ее фронт ее образует Камышевый антиклинорий между разломами 2 и 3, а тыл – дно Татарского трога [10, 19] между разломами 1 и 2. Антиклинорий представляет собой мегамоноклиналь с крутым восточным склоном, которая, следуя [6], связана со срывом к востоку по Центрально-Сахалинскому взбросо-надвику. С запада антиклинорий ограничен шельфовой зоной гравитационно-оползневой складчатости осадочного неогена (антиклинальные полускладки СЗ простирания [3, 10, 19]) с фронтом вдоль края шельфа (на ЮЗ Сахалине – в основании континентального склона). В подошве осадочного кайнозоя здесь по данным МОГТ обычно наблюдаются малоамплитудные взбросо-надвики восточного падения. Т.о. Западно-Сахалинский разлом суть надвиговый дуплекс в тылу Камышевого антиклинория, образованный при сползании осадочного кайнозоя по кровле меловых пород [17]. Напротив, структуру восточного склона антиклинория определяет Центрально-Сахалинский взбросо-надвиг западного падения, смещающий кровлю меловых пород на 4–6 км [16]. Перед и частью под ним залегает узкий (несколько км) аккреционный клин осадочного неогена, разбитый малоамплитудными чешуйчатыми надвигами, включая фронтальный (разлом 3 или фронт аккреции на рис. 1). Т.о. его строение напоминает внутренние склоны желобов Пацифики с их тектонопарами «региональный шарьяж – аккреционная призма» [11, 12]. Сокращение площади коры в зоне этого разлома невелико (до 5–10 км [13]). Вместе с тем оно надежно фиксирует субширотное сжатие континентальной коры Сахалина мощностью до 35–40 км и его направленность со стороны Сихотэ-Алиня [1, 4, 5, 15]. Инверсионная природа и четвертичный возраст антиклинория связаны с его заложением

в депоцентре Западно-Сахалинского краевого неогенового прогиба между Сихотэ-Алинем и Восточно-Сахалинской кордильерой. Их важным признаком также являются сейсмофации бокового наращивания со стороны Сахалина в верхней половине дерюгинского (поздний плиоцен – плейстоцен) сейсмокомплекса (в подстилающих сейсмокомплексах неогена они отсутствуют [3, 10, 19]), которые связаны с абразией сводов шельфовых полускладок. Фронт Сихотэ-Алиня фиксирует преднеогеновый шарьяж в основании его подводной окраины (разлом 1). Однако особенности его строения можно видеть только на 2–3 профилях МОГТ мористее Совгавани (пологая чешуя мелового фундамента, несущая клин морского палеогена мощностью свыше 2–3 км, раскрытый к западу [19]). На других профилях оно неясно из-за газонасыщенности разреза, фиксируемой многочисленными газовыми окнами и грязевулканами, в том числе на Сюркумском газовом гиганте площадью 1600 км² [2].

Восточная пластина выделяется между разломами 3 и 8. В ее тылу находятся Центрально-Сахалинский синклиний и Восточно-Сахалинский антиклинорий, точнее мегантиклинорий [12], во фронте – охотская подводная окраина Сахалина. Синклиний согласно [10, 19] является остаточным прогибом на восточном крыле неогенового Западно-Сахалинского прогиба, который с востока ограничивали краевые поднятия, сложенные породами мезопалеозоя [4, 13]. Т.о. Восточно-Сахалинский, Сусунайский и Тонино-Анивский антиклинории с неогена развивались унаследованно. В широтных сечениях это мегамоноклинали с крутыми восточными склонами, что, следуя [6], указывает на их связь с пластовыми срывами (две эпохи) к востоку. «Белым пятном» в тектонике Сахалина почти 100 лет остается плато залива Терпения с платформенной структурой осадочного мезокайнозоя в раме разломов 4, 7, 9, обрывающееся в Курильскую батинальную котловину [18, 19]. В строении осадочного неогена здесь выделяются зона регионального выклинивания упомянутого прогиба с древовидной долинной сетью палеоПороная [2, 19]. С учетом близости Охотского свода [1–4, 13] плато можно считать его ЮЗ выступом. Однако его приподнятое (на 1,5–5 км по кровле мелового акустического фундамента) положение в сравнение с впадиной Охотского моря [2, 19] указывает на отрыв от

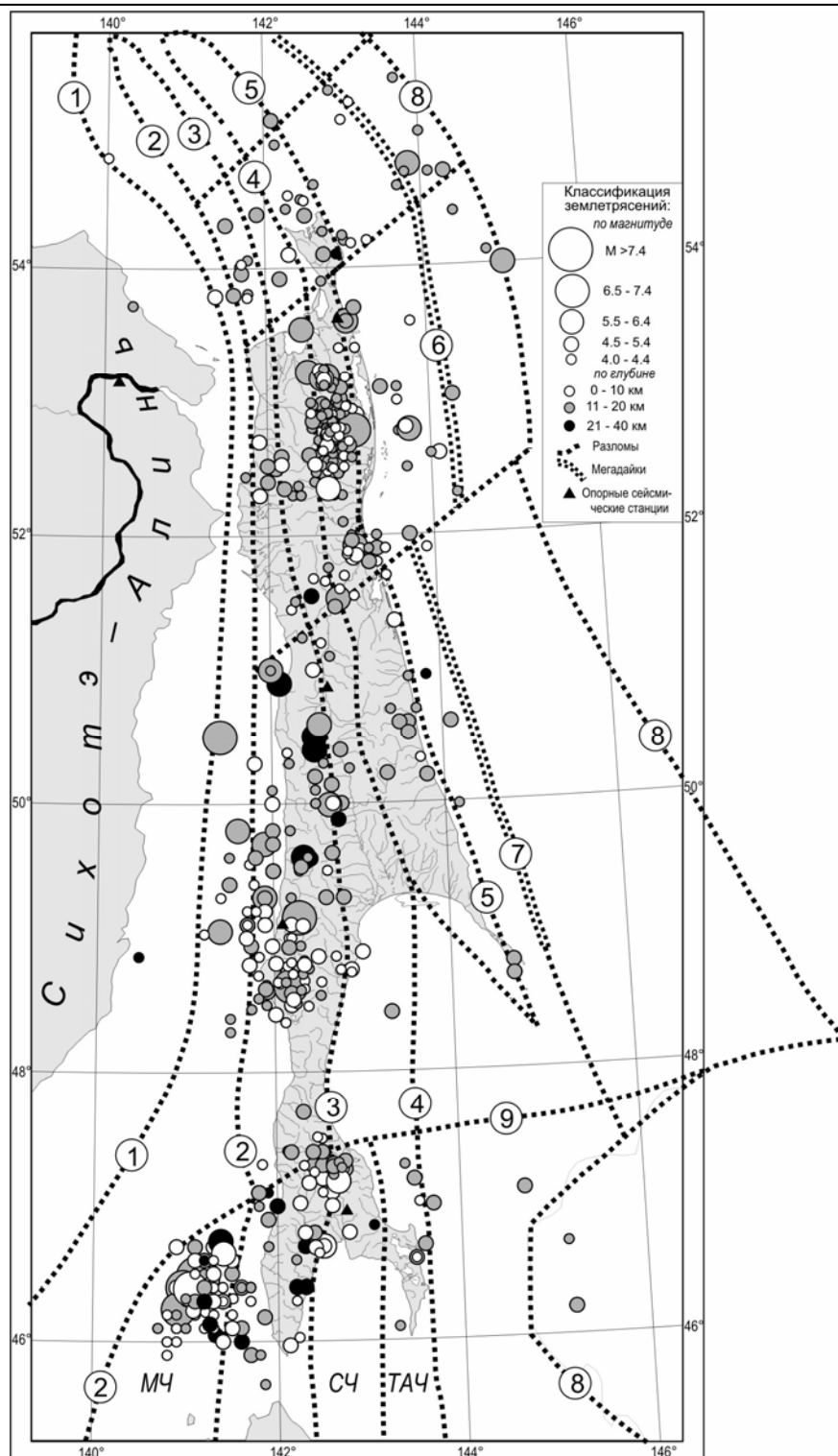


Рис. 1. Карты эпицентров землетрясений с $M > 4.0$ за период 1906–2005 гг. и региональных разломов и главных структур Сахалина [9]

Региональные разломы: 1 – Восточно-Сихотэ-Алинский; 2 – Западно-Сахалинский; 3 – Центрально-Сахалинский с фронтом аккреции осадочного неогена; 4 – Хоккайдо-Сахалинский; 5 – Северо-Сахалинский; 6 – Трехбратский; 7 – Пограничный; 8 – Восточно-Сахалинский; 9 – Стародубский. **Коровые тектонические пластины:** Западно-Сахалинская – между разломами 1 и 3; Восточно-Сахалинская – между разломами 3 и 8. **Коровые тектонические чешуи:** МЧ – Монеронская, СЧ – Сусунайская, ТАЧ – Тонино-Анивская. **Антиклинии:** Западно-Сахалинский – между разломами 2 и 3; Восточно-Сахалинский – между разломами 3 и 8. Центрально-Сахалинский синклиниорий на Северном Сахалине – между разломами 3 и 4.



свода (отторженец) и аллохтонное залегание, связанные со срывом Восточной пластины. В строении подводных частей Северо-Сахалинского и Пограничного кайнозойских прогибов (нефтегазоносные бассейны), частью инверсированных [2, 7, 16, 17, 19], выделим складчатость осадочного, в основном неогенового, чехла, связанную с деформациями срыва в мезопалеозойском фундаменте, глинистым диапиризмом и реже грязевулканизмом (по А.М. Жильцову в [16]). Структурные дамбы на их внешнем крае образовались видимо в раннем плейстоцене при внедрении ультрабазитов по зонам глубинных надвигов западного падения (Трехбратская и Пограничная мегадайки, к западу от которых располагаются все известные месторождения углеводородов [7, 11]). Образование прогибов в позднем палеогене связывают с рифтогенезом, однако в [7], по аналогии с желобами Пацифики [11, 12], его объясняют погружением коры под нагрузкой аллохтона (тектонопара «региональный шарьяж – аккреционная призма»). В строении охотского склона Сахалина выделим линейность его подошвы, обусловленную скрытым разломом 8 [2, 18, 19]. Судя по подошвенному прилеганию слоев неогена в основании и их параллельному залеганию на склоне на профилях НСП и МОГТ [18, 19] их можно считать фациями мегафана Амура, выдвигавшегося к Ю-ЮВ до образования Сахалина в сахалинскую фазу тектогенеза (конец позднего плиоцена – плейстоцен [1–4, 7 и др.]).

Карта эпицентров коровых землетрясений с $M \geq 4$ в отсутствие проявлений магматизма и вулканизма со среднего плейстоцена [1–4, 13] надежно фиксирует тектоническую подвижность, аллохтонное залегание континентальной коры Сахалина мощностью 35–40 км и связанную с этим коровую сейсмичность в сравнении с асейсмичной подстилающей мантией. По данным [5, 14, 15 и др.] то же можно сказать о континентальной коре Сихотэ-Алиня и всей восточной окраины Евразии, где ее мощность достигает 40 км. Срыв сформировал основные черты бескорневой орогенной структуры Сахалина, включая его глубинные разломы, которые еще в начале сахалинской фазы тектогенеза проникали в мантию и служили каналами вывода магм различного состава (от кислых до ультраосновных [1–4, 7, 13]). Амагматичность срыва со среднего плейстоцена указывает на явно недостаточное выделение тепла трения на стенках активных разломов и деколlemente границы М («холодный» срыв). Но одновременно это означает, что все досреднечетвертичные магматиты и вулканы региона были выплавлены в мантии («горячие» срывы), верхи которой более кислые (палеокора), чем принято считать (ультрабазиты). Развитие срыва

связано с боковым давлением со стороны Сихотэ-Алиня. Но ему препятствовал выступ мантии в Охотском море [2], точнее встречный коровый срыв на его присахалинском склоне, фиксируемый по рассеянной коровой сейсмичности [5, 8]. Наличие упора во фронте привело к появлению крутых ($> 45^\circ$) углов падения главных продольных разломов Сахалина в средней коре, заметных, например, по смещению эпицентров с Западного антиклинория в Татарский пролив на рис. 1. Он также привел к остановке Восточной, пластины, и развитию срыва к западу от нее (Западная пластина).

Итак, на Сахалине выявлены признаки разновозрастного корового срыва к востоку в сахалинскую фазу тектогенеза. С ним связаны его орогенная морфоструктура, мелкофокусная сейсмичность, а со среднего плейстоцена – амагматичность. Развитие срыва вероятно вызвано боковым давлением со стороны Сихотэ-Алиня и прилегающей окраины Евразии, но ему препятствует выступ мантии в Охотском море или встречный коровый срыв на его присахалинском склоне.

ЛИТЕРАТУРА

1. Вопросы геологии Сахалина и Курильских островов. Владивосток, 1974. 320 с.
2. Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск, 2004. 199 с.
3. Геология, геодинамика и перспективы нефтегазоносности осадочных бассейнов Татарского пролива. Владивосток, 2004. 219 с.
4. Геология и геодинамика Сихотэ-Алинской и Хоккайдо-Сахалинской складчатых областей. Южно-Сахалинск, 1997. 161 с.
5. Динамика очаговых зон и прогнозирование сильных землетрясений северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2001. Т. 1. 182 с.; Т. 2. 195 с.
6. Ломтев В.Л. Пластовые срывы // Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан, 2003. Т. 1. С. 184–185.
7. Ломтев В.Л., Жигулев В.В. и др. Проблемы геологии Северо-Сахалинского нефтегазоносного бассейна // Там же, т. 2. С. 38–40.
8. Ломтев В.Л., Гуринов М.Г. Новое в строении дна и истории Охотского моря // Геодинамика формирования складчатых поясов Земли. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 197–200.
9. Ломтев В.Л., Никифоров С.М., Ким Чун Ун К тектонике и коровой сейсмичности Сахалина // Там же, 2007. С. 193–197.
10. Ломтев В.Л., Кругляк В.Ф., Савицкий В.О. Геологическое строение, история геологического развития в неогене и направление нефтепоисковых работ в



северной части Татарского пролива // Геология и стратиграфия кайнозойских отложений Северо-Западной Пацифики. Владивосток, 1991. С. 63–69.

11. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Сейсмические исследования ИМГиГ ДВО РАН в Северо-Западной Пацифике (1980–2005 гг.) // Вестник ДВО РАН, 2006. №1. С. 59–66.

12. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Структуры сжатия в Курильском и Японском желобах. Владивосток, 1985. 141 с.

13. Мельников О.А. Структура и геодинамика Хоккайдо-Сахалинской складчатой области. М.: Наука, 1987. 94 с.

14. Проблемы сейсмической опасности Дальневосточного региона. Южно-Сахалинск, 1997. 239 с.

15. Проблемы сейсмичности Дальнего Востока и Восточной Сибири. Южно-Сахалинск, 2003. 183 с.

16. Строение земной коры и перспективы нефтегазоносности в регионах северо-западной окраины Тихого океана. Южно-Сахалинск, 2000. Т. 1. 203 с.

17. Строение, геодинамика и металлогения Охотского региона и прилегающих частей СЗ Тихоокеанской плиты. Южно-Сахалинск, 2002. Т. 1. 287 с.; Т. 2. 293 с.

18. Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1997. 178 с.

19. Чуйко Л.С., Савицкий В.О. и др. Комплексные региональные геофизические исследования в Охотском море (объект 11/86). Южно-Сахалинск: ДМНГ, 1988. 217 с.

АБИССАЛЬНЫЕ ГРЯЗЕВУЛКАНЫ ПОЛИГОНА Н10-2 В МАГЕЛЛАНОВЫХ ГОРАХ (ВОСТОЧНО-МАРИАНСКАЯ КОТЛОВИНА, ЮЗ ПАЦИФИКА)

В.Л. Ломтев, М.Г. Гуринов

Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, seismika@imgg.ru

В сообщении представлены фрагменты профилей (ниже ПР) одноканального НСП МОВ на полигоне Н10-2 в Магеллановых горах Восточно-Марианской абиссальной котловины (ЮЗ Пацифика), полученные в 10 рейсе НИС «Акад. А.Несмеянов»-1988 [1]. Сейсмопрофилирование проводилось на 7-узловом ходу с рабочей частотой 80–120 Гц при мощности электроискрового источника 12–17 кДж. Интерес к этим материалам связан с недавним обоснованием по ним ранне-среднемиоценового возраста (с учетом данных бурения [11, 16]) и преимущественно экструзивной (гранитные купола или диапиры) природы гайотов Несмеянова и ТОИ (крупный затопленный атолл [7]), которые вслед за Г.У. Менардом [8] считают подводными меловыми вулканами с абрадированными вершинами [1, 10, 12 и др.]. Но здесь мы ограничимся обсуждением особенностей строения четырех абиссальных грязевых вулканов (рис. 1, 2) или грязевулканов по Ю.В. и Т.Т. Казанцевым [3] (ниже ГВ). Согласно [14 и др.] их считают спутниками нефтегазоносных провинций, к которым недавно отнесена и Восточно-Марианская котловина [5]. Формирование грязевулканов обычно связывают с региональными надвигами и зонами аномально высокого пластового давления в лежащем крыле (поднадвиг) с преимущественно глинистым составом осадочного кайнозоя, способным к водонасыщению, разуплотнению и выдавливанию в виде т.н. сопочной

брекчии. Подводные грязевулканы, открытые недавно на дне Черного и Средиземного морей, детально изучены сейсмикой и отчасти бурением [14, 15]. Поэтому при идентификации грязевулканов полигона Н10-2 они были приняты в качестве эталона.

ГВ1 обнаружен в начале ПР1 на пологом перегибе ложа Восточно-Марианской котловины и слоев верхней контрастной толщи неоген-четвертичного возраста [7, 16], мощность которой плавно возрастает к ЮВ. Он представляет собой небольшой холм высотой 40 м и диаметром основания 1,3 км. Непрерывность придонных отражающих границ под ним означает, что ГВ1 находится в стороне от профиля (боковое отражение, аналогичное одиночному вулканическому конусу на вершине гайота Несмеянова [7]). Вертикальная зона с ослабленной интенсивностью сейсмозаписи и микродифракциями под ним фиксирует миграцию газа и вероятно сопочной брекчии с глубины. Первое независимо подтверждается несколькими газовыми столбами с ослабленной интенсивностью сейсмозаписи справа от ГВ1. Вместе с тем узкая «пестрая» полоса, уходящая на глубину от основания северного склона холма, является помехой, связанной с работой корабельного радиста. Отсутствие под ГВ1 компенсационной депрессии, связанной с оттоком сопочной брекчии кверху [15], с учетом бокового отражения от него показывает, что ПР1 прошел близ края грязевулкана или одной

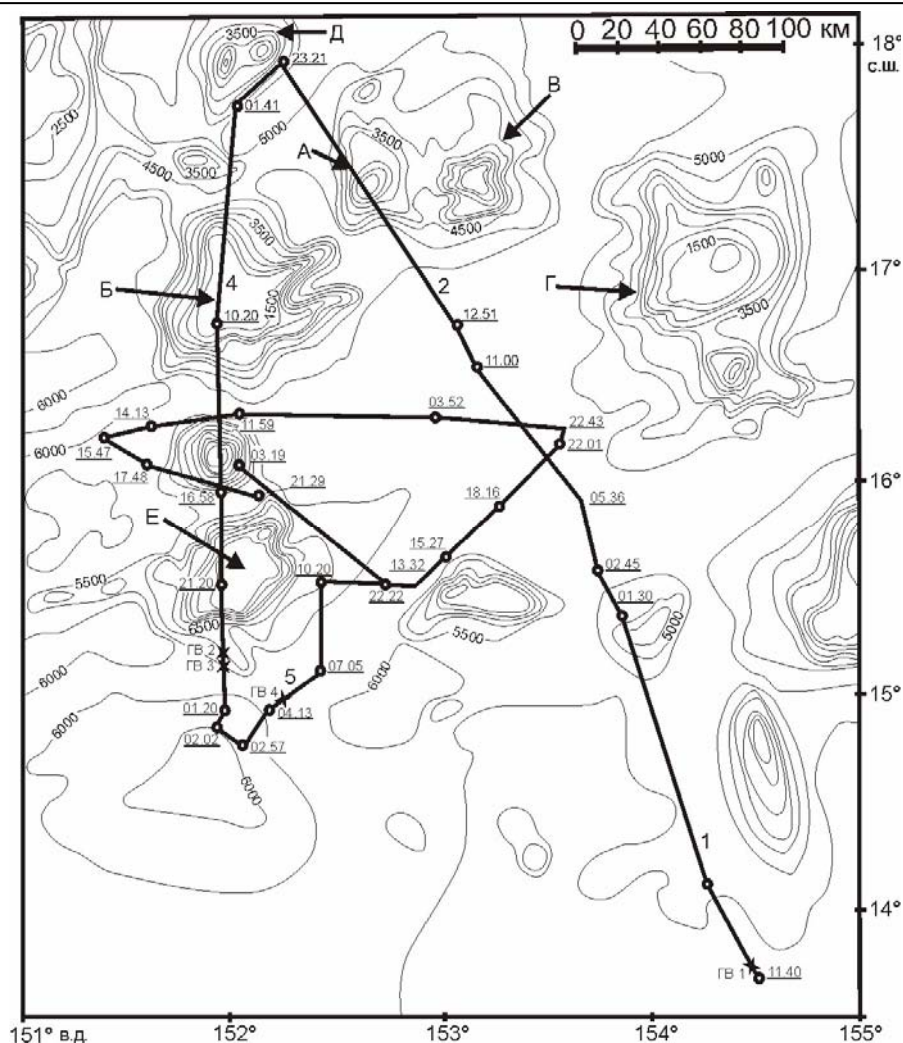


Рис. 1. Батикарта полигона Н10-2 с положением профилей НСП 1 рейса НИС «Акад. Александр Несмеянов»-1986, точками обсервации (кружки со временем справа) и абиссальными грязевулканами (ГВ 1-4) [1]). Названия гайотов полигона по [7,10]: А – ТОИ, Б – Несмеянова, В – ТИГ, Г – Дальморгео, Д – Вулканолог, Е – ИМГиГ.

из его лопастей (потоков). Отсутствие сколько-нибудь заметных вариаций мощности слоев верхней толщи или палеорельефа (палеоконусы) на ПР1 позволяет говорить о молодом, едва ли не голоценовом, возрасте ГВ1. Иначе говоря, это постседиментационная постройка.

ГВ2 и 3 высотой 90 и 130 м соответственно пересечены ПР4 на южном окончании массива 17° с.ш., состоящего из нескольких гайотов [12], а точнее у подошвы южного цоколя гайота ИМГиГ. Они сложены почти прозрачными, низкоскоростными осадками, скорость распространения Р-волн в которых близка скорости звука в воде (1500 м/с). ГВ2, как и ГВ1, видимо является периферией грязевулкана диаметром по основанию около 2,5 км (боковое отражение), поскольку под ним отсутствует депрессия в основании. В сравнении с ним ГВ3 почти идеальный грязевулкан с небольшим кратером на вершине и депрессией в подстилаю-

щих контрастных осадках (вулканокластический плащ, облегающий гайот), т.е. в разрезе имеет линзовидную форму. Его диаметр по основанию достигает 3,5 км. Отметим также заметное ослабление сейсмозаписи и перерыв в прослеживании вулканокластического плаща, связанное с миграцией газа и вероятно сопочной брекчии по подводящему каналу. Судя по отсутствию следов донной эрозии оба грязевулкана, как и ГВ1, явно молодые, возможно голоценовые образования.

ГВ4 пересечен ПР5 в краевой части ложа с глубинами 6000 м. Высота грязевулкана достигает 35 м при диаметре основания 1,9 км. Здесь наиболее четко видна депрессия в подстилающем контрастном вулканокластическом плаще, определяющая линзовидное строение этой постройки в разрезе. ГВ4, как и другие грязевулканы полигона Н10-2, также слагают низкоскоростные, почти прозрачные осадки, поэтому дно в его контуре выделяется слабо.

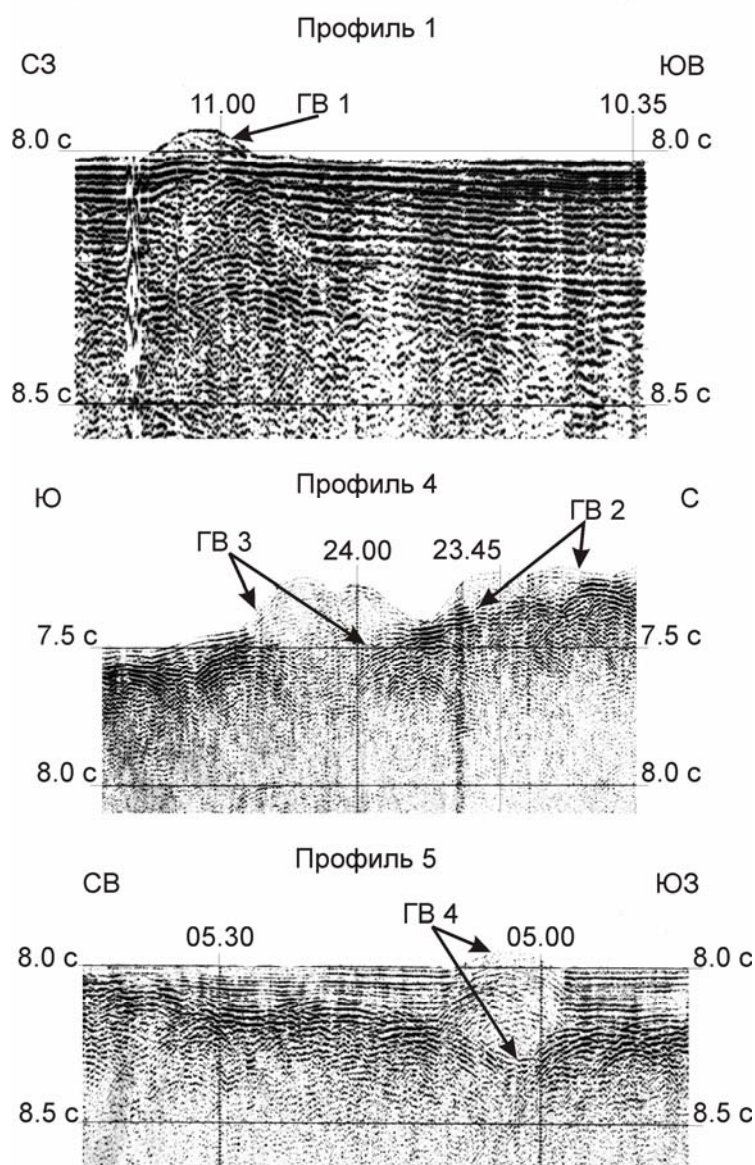


Рис. 2. Фрагменты временных разрезов полигона Н10-2 с абиссальными грязевулканами 1-4.

Судя по микродифракциям он прорывает верхнюю контрастную толщу ложа. Вместе с тем горизонтальное залегание ее слоев за контурами вулкана позволяет предполагать его молодой, возможно голоценовый возраст (постседиментационная постройка). Участки освещения сейсмозаписи на ПР5 за контуром вулкана связаны согласно [5] с избыточной газонасыщенностью осадков. Особо выделим горизонтальное налегание верхней толщи на деформированный вулканокластический плащ, аналогичное ее налеганию на ЮВ цоколь гайота Несмеянова [7], поскольку оно позволяет считать ее комплексом выполнения межгорной впадины. С учетом горизонтального залегания слоев и выдержанного батиуровня кровли верхней толщи (глубины ~6000 м [1]), приходим к выводу, что ее слагают

в основном карбонатно-вулканогенные турбидиты и осадки обломочных (гравитационных) потоков и лавин вероятно неогенового возраста. Важно также отметить, что ГВ4 в отличие от других грязевулканов полигона располагается на ЮЗ периферии невысокой возвышенности с небольшим, вероятно экстрезивным конусом, на вершине.

Обнаружение молодых грязевулканов в Магеллановых горах позволяет говорить о глинизации низов преимущественно карбонатного, надтраппового разреза позднего эпиконтинентального Тетиса [6]. Избыточная газонасыщенность (газовые столбы и окна) верхней толщи, по аналогии с СЗ Пацификой [4, 9], по всей видимости связана с подтрапповыми нефтегазоматеринскими фациями раннего Тетиса (палеозой – рифей?) и их гранитизацией



(ядра протыкания гранитных куполов и диапиров) при срыве слоев 1–4 к востоку от Марианского краевого вала в позднем кайнозое. Переход на глубинный МОГТ позволит получить ответ на вопрос о связи ГВ1–4 с молодыми региональными надвигами в Магеллановых горах, здесь пока неизвестными [1, 10, 12]. Вместе с тем, если ориентироваться на материалы Г.П. Зарайского [2] по строению Акчатауского гранитного плутона в Центральном Казахстане, сходные условия формирования грязевулканов полигона Н10-2 могут дать и структурные козырьки по периметру экструзивных гайотов и возвышенностей.

Заключая, отметим, что открытие четырех молодых абиссальных грязевулканов с признаками вертикальной миграции газа на полигоне Н10-2 в Магеллановых горах Восточно-Марианской котловины (ЮЗ Пацифика) открывает новые направления в их дальнейшем геологическом (нефтегазо-геологическом) и геофизическом изучении.

ЛИТЕРАТУРА

1. Жигулев В.В. и др. Геолого-геофизические исследования юго-западной части Тихого океана (препринт). Южно-Сахалинск, 1988. 44 с.
2. Зарайский Г.П. Условия образования редкометальных месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом // Смирновский сборник. М.: МГУ, 2004. С. 105–192.
3. Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. Загадки грязевых вулканов // Наука в России. 2004. №5. С. 34–42.
4. Ломтев В.Л. Пластовые срывы // Геодинамика, магматизм и минерализация континентальных окраин Севера Пацифики. Магадан, 2003. Т. 1. С. 184–185.
5. Ломтев В.Л., Жигулев В.В. и др. Возможности метода непрерывного сейсмического профилирования

(НСП) при нефтегазопроисловых исследованиях // Геодинамика, геология и нефтегазоносность осадочных бассейнов Дальнего Востока России. Южно-Сахалинск, 2004. С. 107–119.

6. Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. и др. Пацифида, Тетис и Пацифика // Там же, С. 131–144.
7. Ломтев В.Л., Ильев А.Я. и др. К строению и истории Магеллановых гайотов // Геодинамика формирования подвижных поясов Земли. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2007. С. 190–193.
8. Менард Г.У. Геология дна Тихого океана. М.: Мир, 1966. 273 с.
9. Патрикеев В.Н., Ломтев В.Л. Сейсмостратиграфия Северо-Западной плиты Тихого океана на профиле МОГТ // Структура и вещественный состав осадочного чехла северо-запада Тихого океана. Южно-Сахалинск, 1997. С. 5–20.
10. Рашидов В.А. Магеллановы горы (Тихий океан): состояние геологической изученности // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2006. № 2. С. 13–20.
11. Рудич Е.М. Расширяющиеся океаны: факты и гипотезы. М.: Недра, 1984. 251 с.
12. Сваричевский А.С. Морфоструктурная позиция Магеллановых гор (Тихий океан) // Тихоокеанская геология. 1993. №1. С. 21–32.
13. Словарь по геологии нефти и газа. Л.: Недра, 1988. 679 с.
14. Gaynanov V.G. et al. Seismic evidence for gas accumulation related to the area of mud volcanism in the deep Black Sea // Geo-Marine Letter. 1998. Vol. 18. №2. P. 139–145.
15. Kopf A. et al. Mechanism of mud extrusion on the Mediterranean Ridge Accretionary Complex // Ibid. 1998. Vol. 18. №2. P. 97–114.
16. Scientific drilling party (Ocean drilling program, Leg 129) Jurassic oceanic crust and sediments in the Pacific, at last // Geotimes, 1990. Vol. 35, N 6. С. 25–27.

ЗАМЕТНЫЙ РУБЕЖ В РАЗВИТИИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОЙ ДИАТОМОВОЙ ФЛОРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА ЕВРОПЫ

Э.И. Лосева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар loseva@geo.komisc.ru

На европейском Северо-Востоке изучены четвертичные диатомовые флоры разного возраста (от эоплейстоцена до голоцена) и генезиса (морские и пресноводные) [3]. К эоплейстоцену мы относим колвинскую свиту, хотя некоторые исследователи [1, 5] считают ее неогеновой.

Все морские плейстоценовые отложения европейского Северо-Востока отвечают одной диатомовой зоне зональной диатомовой шкалы Северной

Атлантики – зоне *Thalassiosira oestrupii*. С учетом характерных видов проведена детализация этой зоны: в эоплейстоценовых отложениях выделены слои с *Thalassiosira nidulus*, в среднееоплейстоценовых – слои с *Actinocyclus divisus* – *A. ochotoensis* и в верхнееоплейстоценовых – слои с *Cymatosira belgica*–*Nitzschia navicularis*. Состав диатомей в комплексах разного возраста довольно близок, поскольку большая часть видов имеет широкий воз-



растной диапазон и встречается во всех межледниковых плейстоценовых горизонтах. Тем не менее, в составе водорослей со временем происходили изменения, которые выразились в том, что некоторые виды вымирали, другие возникали. Так, в эоплейстоценовых комплексах наряду с видами широкого возрастного диапазона отмечены такие виды, как *Thalassiosira nidulus*, *Proboscia (Rhizosolenia) curvirostris* и *Actinocyclus ochotoensis*. Первый вид обычен во флоре позднего плиоцена – раннего плейстоцена Дальнего Востока. Появление второго в северо-тихоокеанской области связано с началом раннего плейстоцена. Верхний предел распространения этих видов, по Койцуми [6] – около 300 тыс. лет назад, а по Санцетте [7] – 280 тыс. и 270 тыс. лет назад соответственно. *A. ochotoensis* характерен на Дальнем Востоке для раннего и в большей мере среднего плейстоцена [2]. В нашем регионе достоверные морские неогеновые комплексы диатомей неизвестны; в эоплейстоценовых комплексах другие реликты, кроме названных, не отмечены, в отличие от неогеновых комплексов разных регионов [4].

В среднелепистоценовых морских комплексах присутствуют те же реликтовые формы, но, в отличие от эоплейстоценовых, здесь встречаются представители флоры, характерные для более молодых комплексов, такие, как *Porosira glacialis*, *Cymatosira belgica*, *Odontella aurita* и др.

В позднелепистоценовых морских комплексах перечисленные реликты отсутствуют.

В пресноводных комплексах региона основная часть видов, в том числе и доминирующих, также встречается во всех горизонтах. Основные различия связаны не с возрастом, а с экологией. Тем не менее, в эоплейстоценовых комплексах отмечается группа реликтовых видов, таких, как *C. comta (radiosa)* var. *pliocenica*, *C. comta* var. *lichvinensis* и другие. Первая разновидность известна в верхнеплиоценовых отложениях Прикамья и Северо-Германской низменности, в лихвинских отложениях Тульской области и Белоруссии, вторая – в

плиоцене Прикамья, в среднелепистоценовых отложениях Тульской области и Белоруссии.

В среднелепистоценовых отложениях региона отмечается лишь вторая разновидность. В позднелепистоценовых отложениях эти формы практически не встречаются.

Таким образом, в плейстоценовой диатомовой флоре европейского Северо-Востока проявляется лишь один заметный рубеж – перед московским оледенением, т. е. порядка 130 тыс. лет назад, когда группа реликтовых видов вымирает и позднее не возобновляется.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белкин В.И., Зархидзе В.С., Семенов И.Н. Колвинская свита севера Тимано-Уральской области // Вопросы стратиграфии и корреляции плиоценовых и плейстоценовых отложений южной и северной частей Предуралья. Уфа, 1972. Вып. 1. С. 45–55.
2. Жузе А.П. Диатомеи в осадках плейстоценового и позднелиоценового возраста бореальной области Тихого океана // Основные проблемы микропалеонтологического и органогенного осадконакопления в океанах и морях. М., 1969. С. 5–27.
3. Лосева Э.И., Стенина А.С., Марченко-Ваганова Т.И. Кадастр ископаемых и современных диатомовых водорослей европейского Северо-Востока. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 155 с.
4. Шешукова-Порецкая В. С. Неогеновые морские диатомовые водоросли Сахалина и Камчатки. Л., 1967. 432 с.
5. Яхимович В.Л., Немкова В.К., Семенов И.Н. Стратиграфия плиоценовых отложений Тимано-Уральской области и их корреляция по Приуралью. М., 1973. 100 с.
6. Koizumi I. Diatom biostratigraphy in the North Pacific Region // Proc. of the 1st Intern. Congress on Pacific Neogene stratigraphy. Tokyo, 1976. P. 235–245.
7. Sancetta C., Silvestri Sh. Diatom stratigraphy of the Late Pleistocene (Brunes) Subarctic Pacific // Mar. Micropaleont. 1984. N 9. P. 263–274.

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ГЕОДИНАМИКИ ПЛАТФОРМЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ

В.И. Макаров

Институт геоэкологии РАН, г. Москва makarov@geoenv.ru

Известной спецификой и трудностью геодинамического анализа, в полной мере относящимися к изучению четвертичной геодинамики, является то, что он имеет главным образом ретроспективный характер и основывается главным образом на оста-

точных деформациях, которые зафиксированы в структурных и формационных особенностях верхнекоревой части литосферы, в геофизических полях и некоторых представительных явлениях (сейсмичность, магматизм). По существу, речь идет



о геодинамических интерпретациях наблюдаемых структур, геофизических полей и явлений. Соответствие этих интерпретаций действительности зависит от учета и правильного соотношения множества факторов. Главной трудностью изучения четвертичной тектоники и геодинамики континентальных платформ является то, что при тех амплитудах, временных и пространственных градиентах тектонических движений, которые присущи таким областям, остаточные деформации за этот период крайне малы и очень трудны для выявления и получения необходимых характеристик. Это усугубляется большим недостатком пространственно выдержанных осадочных формаций, которые могут быть структурными реперами. В определенной мере это компенсируется использованием коррелятивных им геоморфологических уровней (поверхностей выравнивания и террас), но их возрастная и структурная интерпретации часто весьма спорны. По этой причине о геодинамических условиях тектонических движений и деформаций четвертичного периода принято судить, исходя из тектонической структуры и формаций всего новейшего этапа, продолжительность которого на порядок больше, а суммарные деформации более представительны и более доступны изучению и картографированию.

Имеющиеся геологические материалы свидетельствуют, однако, что новейший тектонический этап не сводится к некоторому монотонному процессу и что четвертичные условия не являются прямым продолжением, уменьшенной копией неотектонической картины в целом. В течение этого этапа во многих областях не только активной тектоники, но и платформ выявлены достаточно значительные перестройки структурных планов, отраженные в распределении и составе осадочных отложений и форм рельефа. Во всяком случае, неотектоника в целом и ее четвертичная составляющие не всегда адекватны одна другой. То же самое следует сказать о соотношении четвертичных и современных движений, измеряемых инструментальными методами. Последние характеризуют некоторые короткопериодические процессы и также не являются достаточными для решения вопросов четвертичной геодинамики. В такой ситуации изучение четвертичной геодинамики должно опираться, по-видимому, прежде всего на эволюционный анализ неотектонической структуры с выявлением стадий и тенденций ее развития.

Важнейшей характеристикой, представляющей цель и инструмент геодинамического анализа, является напряженное состояние геологической среды и распределение в ней главных напряжений. При их изучении применяются разные методы прямых и косвенных определений. Данных **пря-**

мых измерений, выполненных в скважинах и горных выработках, к сожалению, немного, и они не дают достаточно представительной картины, за исключением лишь отдельных областей и районов. К тому же они характеризуют напряженное состояние, сложившееся на время измерений и распространение которого на продолжительные времена, как и в случае с современными движениями, требует учета многих других обстоятельств. Из методов **косвенных определений** геодинамических условий четвертичных деформаций наиболее распространены анализ трещиноватости и структурных парагенезов. Анализ трещиноватости горных пород, а также линеаментов, выявленных по аэро- и космическим изображениям, картам рельефа и геофизических полей, дал большой материал и много интересных интерпретаций геодинамического содержания. Отметим, однако, что эти интерпретации не всегда убедительны. Главная причина – недостаточно обоснованное отнесение трещин, измеряемых в разновозрастных породах дочетвертичного цоколя, к новейшему или четвертичному времени, а также к категории тектонических, а не планетарных. Это в равной мере относится к повсеместно распространенным линеаментам, которые весьма часто рассматриваются в качестве разрывных нарушений (разломов), в том числе относятся к недостаточно понятной категории так называемых «мегатрещин» без попыток анализа их природы. Факт же проявления их через особенности земной поверхности позволяет относить их а priori к четвертичным и современным. Более эффективными и близкими к реальности представляются геодинамические интерпретации, основанные на закономерностях структурных рисунков, т.е. на анализе тектонических структур, как комплексов парагенетически сопряженных остаточных дислокаций, которые должны соответствовать некоторому распределению тектонических сил за определенный этап осреднения. Изучение трещиноватости является одной из составляющих такого анализа и в его рамках приобретает необходимые ориентиры и контроль.

Здесь следует отметить, что для последних лет характерна очевидная тенденция некритического, прямого отождествления форм рельефа с формами тектонических структур. В связи с этим необходимо напомнить выводы основоположников новейшей тектоники С.С. Шульца, В.А. Обручева и Н.И. Николаева, да и многих других выдающихся геологов и геоморфологов, что ввиду различных соотношений интенсивности экзогенных процессов с интенсивностью тектонических деформаций новейшие и четвертичные структурные формы далеко не всегда имеют прямое геоморфологическое выражение. Этот вывод, подкрепленный материалами



многих других исследователей, сохраняет свою высокую актуальность и ныне при структурно-тектонической и геодинамической интерпретации рельефа платформ.

Принципиально важной проблемой геодинамического анализа платформ является соотношение их отдельных частей и структурных форм разных порядков и глубин заложения с источниками сил и полями напряжений глобального, регионального и локального рангов. Эта ранговость предполагает возможность разной природы источников сил, воздействующих на литосферу, земную кору и отдельные ее слои. В том числе, в качестве равновероятных и, очевидно, каким-то образом взаимодействующих рассматриваются латеральные воздействия на платформы, связанные с движениями литосферных плит, и воздействия, связанные с процессами на разных глубинных уровнях в недрах самих платформ.

Несмотря на то, речь идет о платформах, четвертичным тектоническим деформациям подвержен весьма неоднородный геологический субстрат (земная кора), сформировавшийся в течение длительной предшествующей эволюции в весьма изменчивых геодинамических условиях. По этой причине геологическая среда платформ по своим вещественно-структурным, физическим и геофизическим характеристикам неоднородна, дисгармонична и расслоена. Четвертичные напряжения и деформации далеко не везде согласуются с разновозрастными древними неоднородностями и структурами. Это порождает перераспределение напряжений и их концентрацию в отдельных объемах земной коры, особенно, следует полагать, в зонах раздела дисгармонично устроенных сред, в том числе разделяющих не только латеральные неоднородности (блоки), но и, подчеркнем, отдельные слои, толщи, структурные этажи земной коры. Таким образом создаются условия для формирования зон повышенной напряженности, которые могут рассматриваться в качестве геодинамически активных зон, зон повышенной неустойчивости и деформированности геологической среды, ее геодинамической и тектонической расслоенности. С ними могут быть связаны повышенный уровень сейсмичности, повышенная трещиноватость, флюидо- и газопроводимость геологической среды, повышенная интенсивность экзогенных процессов (например, карста) и другие аномалии, которые должны учитываться в качестве структурно-геодинамических факторов оценки территорий на предмет их инженерно-геологической и экологической опасности.

Самостоятельную актуальность представляет **проблема разрывных форм тектонических дислокаций на платформах**. В геологии, выросшей из горно-складчатых областей, представление о тек-

тонической активности обычно связывается с разрывными нарушениями земной коры. Образ «разлома», как главного и наиболее понятного индикатора тектонической активности, оказался исключительно устойчивым. И этот образ весьма часто, а priori, без удовлетворительной аргументации употребляют при интерпретации четвертичных структур платформенных областей, тектоническая активность которых, в том числе на четвертичном этапе их эволюции, уже давно мало кем оспаривается. Но здесь есть много вопросов, которые требуют самого внимательного рассмотрения. Кроме уже отмеченных выше выделим следующие.

Что такое разлом? Этот, на первый взгляд, возмутительный вопрос, вызван тем, что в современной литературе по новейшей, четвертичной и «активной» тектонике платформ разломами называют разрывные нарушения самых разных категорий. Это и собственно разломы, и разрывы, и трещины или зоны трещиноватости. Это далеко не всегда уточняется, что приводит к неясности предмета обсуждения. Нет необходимости говорить о принципиальной значимости разделения всех этих понятий с позиций природы разрывных нарушений, глубины их заложения и механизмов формирования, истории развития, сейсмического потенциала и т.д.

Возможно ли разломообразование на платформах? Практика геологической съемки и различного рода изысканий показывает, что представление о широком распространении на платформах разломов и разрывов со сколько-нибудь значительными смещениями вдоль них не может считаться достаточно обоснованным. Сомнения вызывает сама возможность образования разрывов с заметным смещением значительных объемов горных пород в условиях крайне малых пространственных градиентов платформенных дислокаций, которые исчисляются обычно не более чем первыми метрами на километр расстояния (т.е. порядка 10^{-3}) на больших базах (обычно от нескольких до десятков километров). Возможность и механизм разрывообразования в таких условиях требует специального физического обоснования. Актуальность этого вопроса требует самого глубокого и многостороннего изучения.

Разломы фундамента и их проявления на поверхности. В интерпретации четвертичной тектоники платформ весьма устойчивы представления о связи структур осадочного чехла и рельефа с дислокациями кристаллического или складчатого фундамента и о преимущественно хрупком разрушении последнего. Но оно верно лишь отчасти. Во всяком случае, оно не является правилом. Во-первых, широко распространено явление несоответствия разновозрастных структур, запечатленных в разновозрастных слоях осадочного покрова и рельефе, как



между собой, так и относительно древних структур фундамента, что свидетельствует о непрерывной эволюции структурного плана, отражающего и эволюцию геодинамических условий. Следовательно, четвертичная активность древних разломов фундамента возможна, но необязательна. Во-вторых, если даже иметь в виду не внутренние вещественно-структурные неоднородности фундамента, а лишь тектонический рельеф его поверхности, то необходимо признать, что этот рельеф является результатом долгой тектонической эволюции, в которой четвертичный период занимает крайне малую часть. И вклад его в суммарные деформации этой поверхности также крайне мал. Во всяком случае, высокоградиентные зоны рельефа поверхности фундамента платформ, интерпретируемые обычно в качестве разломов, не должны относиться к неотектоническим, четвертичным или современным без специальной аргументации. В-третьих, явно недооценивается роль пластических преобразований, течения и изгибных деформаций фундамента платформ, обоснованию которых посвящены исследования и ряд публикаций М.Г. Леонова и ряда других исследователей, включая автора этого сообщения. В-четвертых, предполагая молодые разрывные смещения фундамента платформенных плит, следует соотносить их амплитуды с таковыми, *документированными* в областях открытого нахождения фундамента, т.е. в пределах щитов. Они немногочисленны, а их амплитуды обычно не превышают первых метров. Нет оснований предполагать, что они больше в пределах плит. При этом в слоях осадочного покрова эти смещения должны рассеиваться, и ореол рассеяния тем шире, чем больше мощность покрова. Естественно, что столь малоамплитудные смещения фундамента в отложениях покрова при достаточно большой его мощности угасают и в приповерхностной зоне практически не проявляются, что подтверждается практи-

кой геологического картирования и инженерно-геологических изысканий. В лучшем случае им могут соответствовать зоны повышенной трещиноватости. Локализация разрывных нарушений в фундаменте по таким косвенным признакам, если их удалось установить, при достаточно большой и неопределенной ширине надразрывных зон тектонической трещиноватости, представляется весьма затруднительной.

Разрывные нарушения тектонические и планетарно-ротационные. Здесь мы переходим еще к одной сложной проблеме – к проблеме разграничения разрывных нарушений собственно тектонической и планетарно-ротационной природы. Речь идет, прежде всего, о трещиноватости осадочных пород. Несмотря на огромное количество публикаций на этот счет, следует констатировать, что эта проблема пока не решена. С нею же связан вопрос о разрывных нарушениях *диагенетической природы*, о широком распространении которых нередко забывают.

Являются линеаменты разломами? Этот вопрос, несмотря на его, казалось бы, исчерпывающую изученность, остается весьма и весьма актуальным. Это в особой мере касается платформ, где с реальными разрывами, прямо скажем, туго и они подменяются линеаментами. В этом же ряду стоит вопрос об отождествлении долин больших и малых рек, а случается и малых эрозионных форм (например, оврагов) с разрывами.

Все вышесказанное означает, что разрывообразование в условиях платформ, выделение и оценка четвертичных и, в их числе, ныне активных разрывных нарушений представляют актуальную проблему геологии, геофизики и сейсмологии, которая требует специальных систематических исследований. Особого внимания заслуживает изучение зон концентрации напряжений, разрядка которых не приводит образованию разрывов как таковых, но возможна в форме рассеянного крипа.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВАРИАНТОВ КЛИМАТИЧЕСКОЙ АСИММЕТРИИ В ДОЛИНАХ МАЛЫХ ВОДОТОКОВ НА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ

Т.Р. Макарова

Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток, 690041, Россия

Асимметричные формы рельефа возникают в результате неоднородности проявления эндогенных и экзогенных процессов. Причины возникновения асимметрии склонов речных долин разнообразны: сила вращения Земли, климат, геологическое строение, топографический наклон поверхности, гидрология потока и др. Каждому типу асим-

метрии в рельефе соответствует определенная группа признаков.

Асимметрия речных долин, обусловленная климатическими процессами, фиксирует неравномерность распределения суточного, сезонного, годового тепла и влаги на склонах разной экспозиции. Такая неравномерность наиболее характерна для



склонов низкопорядковых эрозионных форм. Признаком асимметрии климатического типа является крутой склон определенной экспозиции.

При изучении асимметричных долин в Восточной Сибири Е.А. Пресняков [1955] выделил две зоны, различающиеся направленностью развития асимметрии. Асимметрия северного типа формируется в области многолетнемерзлых грунтов. Здесь теневой склон северной экспозиции более крутой, так как летом он не оттаивает, не размывается и не разрушается. В южной зоне теневой склон северной экспозиции пологий, так как в результате медленного оттаивания на нем идут более активные склоновые процессы, и оползающие породы отжимают русло под крутой склон южной экспозиции. В обоих случаях пологий склон образуется именно потому, что он быстрее разрушается, быстрее выколаживается. Для меридионально-ориентированных долин в пределах этих типов А.М. Коротким и Г.П. Скрыльников [1979] были выделены две модификации – континентальная и океаническая. Их существование обусловлено уже не радиацией, а изменением режима увлажнения склонов в течение года. Хорошо увлажненные склоны развиваются быстрее и становятся пологими. Во внутриконтинентальных районах склоны западной экспозиции круче склонов восточной экспозиции, в прибрежных районах наоборот.

В связи с тем, что Курильские острова целиком располагаются сейчас и располагались ранее в гумидной зоне, флювиальная деятельность все время была здесь ведущим экзогенным рельефообразующим фактором. Обилие осадков и быстрый рост высоты территории во второй половине четвертичного периода за счет совместного действия тектонических поднятий и вулканической аккумуляции привели к формированию густой сети глубоко врезаемых долин постоянных и временных водотоков и возникновению на больших площадях резко расчлененного горного рельефа [Камчатка, Курильские..., 1974].

Характерными особенностями флювиальной деятельности на Курилах является связь гидросети с тектоникой и вулканизмом. Итогом частых перестроек гидросети явилась исключительно большая молодость флювиальных форм вулканических районов: большинство имеющихся здесь долин постоянных и временных водотоков возникло в четвертичное время. Характерными чертами долин рек и ручьев являются V-образный и реже каньонообразный поперечный профиль, невыработанный ступенчатый продольный профиль, большая глубина и слабое развитие террас.

Климат Курильских островов океанический с прохладным летом, относительно теплой и пасмурной зимой, повышенной влажностью воздуха в те-

чение всего года. Океаничность климата проявляется также в сравнительно малых годовых колебаниях температуры воздуха и более или менее равномерном распределении осадков по сезонам. Влияние материка почти не сказывается [Никольская и др., 1969]. Регион в силу своего географического положения лежит на пути активных циклонов. Сезонная смена направлений ветра вызвана циклонической деятельностью, а не муссонами. Наибольшая интенсивность процессов атмосферной циркуляции наблюдается зимой, когда дуют сильные, часто штормовые и даже ураганные ветры. Наоборот, в летние месяцы ветры слабые. Зимой преобладают северо-западные ветры, массы воздуха, поступающие с ними сухие и холодные. Летом дуют влажные и умеренно теплые юго-западные, реже – западные ветры. В течение всего года атмосферные осадки являются в основном результатом циклонической деятельности. Воздействие Охотского моря, как наиболее холодного из дальневосточных морей, с одной стороны, и Тихого океана – с другой, способствует формированию различных метеорологических условий с охотоморской и тихоокеанской сторон побережья островов.

На Курилах сейчас нет вечной мерзлоты ни сплошной, ни островной, но признаки ее возникновения фиксируются в геологических разрезах [Камчатка, Курильские..., 1974]. С ней также связаны определенные формы, хорошо выраженные в рельефе на всех островах Курильской гряды. Распространение следов мерзлотных процессов в геологических разрезах и на поверхности рельефа рыхлых четвертичных отложений Курильских островов позволяет предположить о неоднократном формировании многолетнемерзлых грунтов на этой территории.

С целью установить пространственное распределение типов и вариантов климатически обусловленной асимметрии речных долин на крупных островах Курильской гряды (Парамушире, Урупe и Кунашире) были изучены постоянные и временные водотоки низких порядков, для них определены экспозиции крутых склонов и коэффициенты асимметрии. Подобное исследование для этой территории ранее не проводилось.

Остров Парамушир (Северные Курилы) – один из самых крупных и высоких островов Большой Курильской гряды. В настоящее время для острова в целом характерен горный рельеф денудационно-тектонического и вулканического происхождения. Здесь имеются хорошо выраженные в рельефе скульптурные и аккумулятивные формы второй фазы верхнеплейстоценового оледенения. Но в отличие от Камчатки оледенение здесь не имело значительных размеров, что объясняется спецификой орографических и климатических условий этого региона.



На о-ве Уруп преобладает вулканический и денудационно-вулканический рельеф, который занимает более половины всей территории островной суши. Денудационно-тектонический рельеф характерен для участков развития морских террас, очень слабо распространены аккумулятивные равнины аллювиального и морского происхождения.

Остров Кунашир – самый южный остров Большой Курильской гряды. В северной части острова доминирует низкогорный и холмистый денудационно-тектонический рельеф на неогеновых породах. В южной части основная площадь занята вулканическими массивами Менделеева и Головнина. Остров Кунашир отличается относительно большим распространением аккумулятивных равнин морского, озерно-лагунного и аллювиального происхождения.

Общим для всех изученных островов является смещение главного водораздела в сторону Охотского моря почти на всем своем протяжении. Речная сеть довольно густая, но самые крупные реки – водотоки III–IV порядка, которые имеют в основном древовидный рисунок гидросети. Для большинства рек в средних частях островов характерен перистый рисунок. С крупных вулканов (особенно это характерно для Тяти) реки спускаются центробежно. На всех островах водотоки низких порядков преимущественно текут в ЮВ, В и СЗ направление. Долины низких порядков имеют явно асимметричный характер. Из всех исследованных постоянных и временных водотоков только около 4% симметричные. Асимметрия выражена не резко, но в целом на асимметричном охотоморском склоне средний коэффициент асимметрии несколько больше, чем на тихоокеанском. Какого-либо влияния на величину коэффициента асимметрии среднего уклона или длины водотоков для островов не выявлено. Асимметрия у рек I порядка довольно устойчивая, то есть не меняет знака от истока к устью. Из всех исследованных водотоков переменной асимметрией обладают 11%. Связь асимметрии малых долин с экспозицией их склонов позволяет говорить об участии в ее формировании климатических процессов.

Для всего о-ва Парамушира в целом характерно преобладание крутых склонов, экспонированных к теплым румбам (В, ЮВ, Ю, ЮЗ) (56,6%) – это южный тип асимметрии, ее океанический вариант. Но обнаружены существенные отличия для макросклонов, обусловленные различиями климатических условий на побережье Охотского моря и Тихого океана (табл.). На всем тихоокеанском макросклоне преобладают крутые склоны Ю, ЮВ, ЮЗ и В экспозиции (62,1%). Их число изменяется от 58,3% в северо-восточной части острова до 63,7% в центральной и 64,7% в юго-западной. На охотоморском склоне в целом больше склонов Ю, ЮЗ,

ЮВ и З, но преобладание это менее значительно, чем на тихоокеанском склоне (52,9%) – это континентальный вариант южного типа асимметрии. В северо-восточной части о. Парамушира таких склонов 59,6%, в юго-западной части – 53%. В центральной части острова возрастает количество склонов, ориентированных на С (16,8%), СВ (17,6%). Здесь количество «теплых» и «холодных» крутых склонов практически одинаково с небольшим преобладанием склонов С, СВ, СЗ, В экспозиций (51,2%). Возможно, на всем Охотоморском склоне ранее был развит северный тип асимметрии, а с потеплением климата в голоцене и разрушением многолетнемерзлых грунтов стал меняться на южный.

На о-ве Кунашир наблюдается сходная картина. Для всего острова характерно незначительное (52%) преобладание крутых склонов, экспонированных к теплым румбам (В, ЮВ, Ю, ЮЗ) – это южный тип асимметрии, ее океанический вариант. Но, как и для о. Парамушира, существуют отличия для макросклонов (табл.). На всем тихоокеанском макросклоне преобладают крутые склоны Ю, ЮВ, ЮЗ и В экспозиции (55%). Их число изменяется от 54% в северо-восточной части острова до 61,3% в юго-западной. Правда в центральной части тихоокеанского склона увеличивается число крутых склонов С, СВ румбов и здесь почти поровну южных и северных крутых склонов. Здесь развит океанический вариант южного типа асимметрии. На Охотоморском склоне в целом больше склонов Ю, ЮЗ, ЮВ и З, но преобладание это незначительно – 51,7%. В северо-восточной и центральной частях побережья увеличивается количество крутых склонов З, СЗ, С экспозиций. В северо-западной части их 52,2%, а в центральной – 54,5%, это океанический вариант северного типа асимметрии.

Ситуация на о. Уруп несколько иная. Для всего острова в целом характерно преобладание крутых склонов, экспонированных к теплым румбам – Ю (12,5%), ЮЗ (25,6%), З (13,2%) (в сумме 51,3%) – это южный тип асимметрии, ее континентальный вариант, но так же много и крутых склонов В экспозиции (17,2%) (табл.). В отличие от остальных исследованных островов здесь и на тихоокеанском, и на охотоморском склонах практически одинаковая картина. Возможно из-за большего, чем на остальных островах развития СЗ-ЮВ направления течения водотоков (40%), здесь сложнее выделить вариант климатической асимметрии.

Развитие на сравнительно небольшой территории континентального и океанического вариантов южного типа асимметрии объясняется тем, что Курильские острова расположены в сфере переплетения континентального и океанического влияний. Для о-вов Парамушира и Кунашира граница между



Таблица. Распределение асимметричных крутых склонов на Курильских островах

Экспозиция крутого склона	Количество водотоков (%) на о. Парамушир			Количество водотоков (%) на о. Уруп			Количество водотоков (%) на о. Кунашир		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3
С	14,2	10,3	12	9,6	4	6,6	6,4	5,5	6
СВ	19	13,6	16	10,5	15,5	13,1	15,5	18,9	17,2
В	6,5	16,3	11,9	15,7	18,7	17,2	11,6	16,5	14
ЮВ	5,6	12,9	9,7	10,5	5,2	7,7	12	12	12
Ю	17,4	17,6	17,5	15,3	10	12,5	9,2	7,6	8,5
ЮЗ	20,2	15,3	17,5	17,9	32,7	25,6	16,3	19,5	17,5
З	9,7	8,6	9,1	12,2	13,6	13,2	14,2	12,3	13,4
СЗ	7,4	5,4	6,3	8,3	0,3	4,1	14,8	7,7	11,4
Всего	100	100	100	100	100	100	100	100	100

Примечание: 1 – охотоморский склон, 2 – тихоокеанский склон, 3 – весь остров.

континентальным и океаническим влиянием проходит по главному водоразделу острова. Таким образом, различия в развитии разноориентированных склонов на этой территории связаны, прежде всего, с режимом увлажнения. И эти климатические различия создают различные типы долинной асимметрии. Геоморфологический эффект современных склоноформирующих процессов усложнен особенностями преобразования склонов на более ранних этапах развития рельефа. На Курильских островах климатически обусловленная асимметрия малых водотоков является реликтовой и, возможно, с изменением климата стала происходить смена северного типа асимметрии на южный.

ЛИТЕРАТУРА

- Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Наука, 1974. 440 с.
- Короткий А.М., Скрыльник Г.П. Анизотропность геоморфологических процессов и асимметрия разнопорядковых форм рельефа (на примере Дальнего Востока) // Исследования глобальных факторов климоморфогенеза Дальнего Востока. ДВНЦ АН СССР, 1979. С. 118–142.
- Никольская В.В., Тимофеев Д.А., Чичагов В.П. Природное районирование // Южная часть Дальнего Востока. М.: Наука, 1969. С. 301–344.
- Пресняков Е.А. Об асимметрии долин в Сибири // Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1955. С. 391–396.

О НИЖНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ МОРЕНАХ ЦЕНТРА РУССКОЙ РАВНИНЫ

Н.В. Макарова¹, В.И. Макаров²

¹ Московский государственный университет, Москва, Россия

² Институт геоэкологии РАН, Москва, Россия makarov@geoenv.ru

Первоначально было установлено, что центральная часть Русской равнины трижды покрывалась ледниками, оставившими 3 морены: одну нижнеплейстоценовую – окскую и две среднеплейстоценовые – днепровскую и московскую. Они сопоставлялись соответственно с миндельским и рисским оледенениями Европы. Границы более поздних, валдайских или вюрмских ледниковых покровных оледенений проходили севернее. Повсеместно в разрезах четвертичного покрова выделя-

ются три морены, причем самая нижняя – по данным бурения, а две другие в открытых разрезах. Позднее были выделены еще две морены – сетуньская и ликовская, отнесенные к нижнему плейстоцену, а затем и донская, также нижнеплейстоценовая. В результате этого центральная часть Русской равнины и, в частности, Московский регион, оказалась в области развития четырех раннеплейстоценовых оледенений. Казалось бы, здесь должны существовать все 4 нижнеплейстоценовые морены.



Следует, однако, отметить, что за исключением ликовской морены, остальные не являются новыми. Это переименованные в разное время окская морена и донская лопасть днепровской морены. Т.е. как геологические тела все ранее выделенные три морены остаются на месте в таких же соотношениях друг с другом, только в стратиграфической шкале их, как и разделяющие их межледниковые горизонты, перемещают то вверх, то вниз. Рассмотрим, как представлены эти морены в современных стратиграфических схемах [Шик, 1993, 1997, 1998, 2004; Величко и др., 2005 и др.].

Окская морена в принятой в настоящее время МСК стратиграфической шкале – самая молодая из всех нижнеледниковых морен. Она была впервые выделена в 30-х годах прошлого столетия [Даньшин, 1936]. Ее цвет и состав отличаются от перекрывающих ее днепровской и московской морен: это тяжелые суглинки, супеси и глины темно- и зеленовато-серого до черного цвета или зеленовато-желтовато-бурые, плотные, содержащие большое количество мелких обломков осадочных пород. Кроме них присутствуют метаморфические и интрузивные, что дало основание считать областью сноса материала Скандинавию [Ушко, 1959] и Новую Землю [Яковлев, 1956]. Подстилающими породами часто являются мезозойские темные глины и пески, обусловившие общий характерный темный цвет морены. Морена окского оледенения практически повсеместно залегает в глубоких древних врезках на глубине до 100 м и более, реже обнажаясь на поверхности. Раннеледниковый возраст морены определяется перекрывающими ее лихвинскими межледниковыми осадками, относящимися к началу среднего плейстоцена, а также приуроченной к ней кратковременной инверсией магнитного поля, произошедшей около 370 тыс. лет назад [Судакова, Большаков, 1977]. Южная граница оледенения точно не установлена и проводится по-разному, то опускаясь южнее Москвы, то, наоборот, значительно передвигаясь к северу. На соседних территориях Белоруссии и Прибалтики морены, относящиеся к этому оледенению – соответственно березинская и дайнавская – связаны со Скандинавским центром. На северо-востоке Русской равнины с окской мореной коррелируется помусовская морена [Андреичева, 1992, 2002; Лавров, Потапенко, 2005]. Все эти морены залегают в понижениях древнего рельефа вплоть до глубоких врезках, опускающихся до – 70 ÷ – 170 м ниже уровня моря, свидетельствующих о низком стоянии уровня моря накануне и во время этого оледенения и связанной с этим расчлененностью рельефа. Под этими моренами во многих врезках залегают аллювий или флювиогляциальные отложения времени наступания

ледников. Это говорит о том, что ледники заполнили уже выработанные речные долины. Но некоторые исследователи считают эти глубокие и узкие врезки трогами, хотя вряд ли экзарационная сила ледников была такой мощной, несмотря на то, что они двигались по мягким мезозойским отложениям.

Стратиграфически ниже окской в рассматриваемых схемах помещена донская морена. Это переименованная и перенесенная в нижний плейстоцен морена донской лопасти ледникового покрова, ранее относимая к днепровскому оледенению. Таким образом, как мы уже писали [Макарова, Макаров, 2004, 2005], днепровская морена, обычно залегающая над окской, в стратиграфических схемах оказалась помещенной под окским горизонтом под названием донской. Сначала к нижнему плейстоцену была отнесена морена, развитая только на поверхности Окско-Донской равнины, а в Подмосковье она продолжала оставаться как днепровская, но в 1999 г. и она была переведена в донскую и стала нижнеледниковой. И это несмотря на то, что под этой мореной в Подмосковье в нескольких местах и в других районах в свое время были найдены остатки крупных **среднеледниковых** млекопитающих хазарского фаунистического комплекса [Васильев, 1997; Дуброво, 1997], а абсолютные датировки морены находятся в пределах 330–220 тыс. лет [Рычагов, Скорнякова, 1980; Куликов и др., 1989; Алексеев и др., 1997; Антонов и др., 2000].

Относительно морены донской лопасти древнего ледникового покрова еще много неясного. Считается, что ледники спускались на Окско-Донскую равнину с северо-востока [Величко и др., 2005]. Однако, в ней даже в самых восточных районах ее развития, в долинах р. Вороны и Медведицы присутствуют гнейсы, граниты-рапакиви и шокшинские песчаники, являющиеся показателями скандинавских областей питания. Т.е. льды надвигались и оттуда. При деградации Донского ледника образовались многочисленные маргинальные ложбины стока, последовательно оконтуривающие отступающий край ледникового покрова. Они отчетливо сохранились в современном рельефе и подчеркиваются наследующими их долинами рек Красивая Меча, Сквирня и многими другими. Донская морена сопровождается хорошо развитыми зандрами, погребенными – времени наступания ледника и поверхностными – времени его отступления, образующими долинными и обширными равнинными песчаными полями. В нескольких местах сохранились озовые гряды [Грищенко, 1976; Холмовой, 1976, 2001; Горцкий, 1982]. Такой рельеф не характерен для нижнеледниковых ледниковых покровов. Кроме того, сопряженные с этой мореной флювиогляциальные отложения слагают верхнюю часть аккумуля-



мулятивного покрова IV террасы р. Дон, сочленяющегося в низовьях реки с древнеэвскинскими (раннесреднеплейстоценовыми) морскими осадками, что не согласуется с раннеплейстоценовым возрастом морены.

Аналогами донской морены в других районах в указанных схемах считаются морены, залегающие во врезках, еще более глубоких, чем описанная выше окская морена. Это ясельдинская в Белоруссии, дзукийская в Прибалтике, березовская на северо-востоке Русской равнины. По данным местных исследователей эти морены не всегда удается отделить от более молодой, соответствующей окской.

Следующая третья нижнеплейстоценовая сетуньская морена – это фактически та же окская морена, но в связи с тем, что днепровская морена, под которой всегда залегала и залегает окская, стала донской – нижнеплейстоценовой, эту морену стали называть сетуньской. В ранних схемах эта морена помещалась на уровне донской [Бреслав и др., 1992], но затем, как мы видим, перемещена под нее. Все ее характеристики, состав, залегание и граница развития аналогичны описанной выше окской [Величко, 2005]. И в разрезах эти две морены не встречаются вместе, по крайней мере, в центральных районах.

Самая древняя из нижнеплейстоценовых морен – ликовская – выделена лишь в одном Одинцовском районе Подмосковья по одной или нескольким скважинам [Маудина, Писарева, 1985]. Она представлена горизонтом глин и супесей, залегающим под окской мореной. Его мощность всего 1 м, а в составе – переотложенная «мезозойская» кора выветривания и обломки известняка, доломита, кремней и единичные включения пироксенита и грани-

та. Первоначально эта морена выделялась как предполагаемая, т.к. не все были согласны считать ее таковой [Шик, 1993, 1997], но затем она стала представлять самостоятельное оледенение, сначала раннеплейстоценовое, а затем эоплейстоценовое [Величко и др., 2005].

Таким образом, возраст и соотношения всех четырех «нижнеплейстоценовых» морен в центральной части Русской равнины до настоящего времени не являются определенными и требуют уточнения. Поскольку все они нигде не встречаются вместе, можно предполагать, что одна и та же морена в разных разрезах относится к разным оледенениям. Это касается, в первую очередь, окской и сетуньской морен. В связи с этим предлагаемые стратиграфические схемы и основанные на них проекты межрегиональных стратиграфических схем неоплейстоцена Восточно-Европейской платформы (в пределах России) не могут в настоящее время считаться достаточно обоснованными.

ЛИТЕРАТУРА

Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А. Оледенения и межледниковья Восточно-Европейской равнины в раннем и среднем плейстоцене // Стратиграфия. Геологич. корреляция. 2005. Т. 13. № 2. С. 84–102.

Макарова Н.В., Макаров В.И. Дискуссионные вопросы стратиграфии четвертичных отложений Русской равнины // Бюллет. комис. по изуч. четвертич. периода. 2004. № 65. С. 64–75.

Шик С.М. Климатическая ритмичность в плейстоцене Восточно-Европейской платформы // Стратиграфия. Геологич. корреляция. 1998. № 4. С. 105–109.

ОСОБЕННОСТИ $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ДАТИРОВАНИЯ ВЕРХНЕ- И СРЕДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ПОГРЕБЕННЫХ ОРГАНОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Ф.Е. Максимов, В.Ю. Кузнецов, Х.А. Арсланов, С.Б. Чернов

НИИ Географии С.-Петербургского государственного университета, С.-Петербург

Возрастные оценки климатических событий плейстоцена Сибири и Восточной Европы за пределами радиоуглеродного метода базируются на ТЛ, ОСЛ датировании песков (суглинков, глин), $^{230}\text{Th}/\text{U}$, ЭПР датировании раковин моллюсков из морских отложений. Количество и точность датировок остаются явно недостаточными для определения точного возраста и продолжительности климатических событий. Сравнительно недавно (с середины 80-х годов) для дати-

рования органогенных озерно-болотных осадков, отложившихся в относительно теплых и влажных условиях, стал применяться $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метод, ранее используемый для морских отложений. В отличие от кораллов и в меньшей степени раковин моллюсков органогенные отложения являются более сложным объектом для радиоизотопного датирования. Видимо поэтому, определение возраста торфов по $^{230}\text{Th}/\text{U}$ методу не нашло широкого применения.



В 1999–2006 годах нами проводились целенаправленные радиохимические и биостратиграфические исследования погребенных торфяников и гиттий, вскрытых в разрезах, расположенных на территориях Восточной Европы и Сибири. Результаты опубликованы в ряде работ [Кузнецов и др., 2003; Кузнецов, Максимов, 2003; Арсланов и др., 2004; Астахов и др., 2005; Kuznetsov et al., 2002; Gaigalas et al., 2005, 2007]. Подходы к практическому применению $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метода к погребенным торфяникам со временем совершенствовались. Здесь кратко рассмотрены методические особенности $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования органогенных отложений, особенно-сти расчета возраста. Предложен новый подход к датированию этих осадков.

Возможность применения $^{230}\text{Th}/\text{U}$ метода датирования торфов обусловлена природными процессами, происходящими на стадии формирования органогенных осадков. Образование торфяных толщ сопровождается аккумуляцией гидрогенного U, из которого в результате радиоактивного распада накапливается дочерний изотоп ^{230}Th . Современное отношение активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ в торфе является мерой возраста озерно-болотных отложений, если выполнены два основных требования:

Датируемые отложения в постседиментационное время представляют собой закрытую радиометрическую систему относительно изотопов урана и тория.

В анализируемой фракции должен быть учтен вклад первичного ториевого загрязнения (^{230}Th), входящего в момент формирования торфа в его состав с кластической (детритной) компонентой, содержащей ^{232}Th (а также ^{238}U , ^{234}U).

Внутренние слои погребенного торфяника чаще всего представляют собой закрытую радиометрическую систему, поскольку верхние (кровля) и нижние (подшва) горизонты действуют как геохимические барьеры и препятствуют проникновению водорастворимых форм вторичного урана в толщу торфа (при этом, миграция тория происходит в основном в составе взвесей и обломочного материала). Наши экспериментальные данные подтверждают это и указывают на повышенные концентрации урана в кровле и подошве торфов [Кузнецов и др., 2003; Кузнецов, Максимов, 2003; Kuznetsov et al., 2002; Арсланов и др., 2004].

Торфяники (гиттии) включают в свой состав помимо органической матрицы кластическую (детритную) компоненту. Поэтому торф, как правило, загрязнен т. н. первичным ^{230}Th , попавшим в него в момент торфонакопления. Чаще всего для учета первичной контаминации ^{230}Th применяют L/L- (метод выщелачивания образцов торфа) или TSD- (метод полного растворения образцов торфа) изо-

хронно-коррекционные модели. Использование этих моделей для датирования некоторых межледниковых торфов позволило получить результаты, удовлетворительно сопоставимые с хронологией нечетных стадий морской изотопно-кислородной шкалы [Heijnis, 1992; Geyh, 2001, 2005; Кузнецов и др., 2003; Кузнецов, Максимов, 2003; Арсланов и др., 2004]. Одним из таких примеров является торфяник из известного разреза Микулино, $^{230}\text{Th}/\text{U}$ возраст которого оказался сопоставимым с 5 изотопной стадией [Кузнецов и др., 2003]. Однако нами выявлено, что практическое применение только одного из указанных выше методов (L/L-, либо TSD- модели) не всегда обосновано. Количественный вклад ториевого загрязнения (ториевый или коррекционный индекс) оценивается из параметров линейной зависимости (изохроны) в координатах $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ – $^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$, построенной по аналитическим данным группы одновозрастных образцов из внутренних слоев торфяника. Очевидно, что величина ториевого индекса, а значит и окончательный возраст, зависят от выборки экспериментальных точек, через которые проводится изохрона. Критериями правильности выбора соответствующих точек, как правило, является высокий коэффициент корреляции линейной зависимости и предполагаемый возраст отложений. По мнению Гая [Geyh, 2001] величина коэффициента корреляции, близкая к единице, не доказывает выполнение основных предпосылок изохронного приближения, которые можно сформулировать следующим образом:

в выбранных одновозрастных образцах должна быть одна и та же величина ториевого индекса – отношения неподдержанного ^{230}Th к ^{232}Th ;

образцы являются закрытыми системами относительно изотопов урана и тория.

Отсутствие надежных критериев отбора экспериментальных точек, удовлетворяющих этим предпосылкам, для построения адекватной линейной зависимости, является существенным недостатком применяемых коррекционных моделей.

Нами предложен новый подход к методике датирования торфа, основанный на параллельном использовании двух способов химической обработки озоленных образцов: выщелачивания (L/L-модель) и полного растворения (TSD-модель) [Maksimov et al., 2006]. Датирование торфа признавалось надежным, если изохронно-корректированный возраст, вычисленный по TSD-модели для одних и тех же образцов, находился в согласии с возрастом, рассчитанным по L/L-модели. Установление этого факта подразумевает, что выбранные образцы из внутренних слоев торфяника удовлетворяют предпосылкам изохронного приближения в рамках и той, и другой модели.



Определение возраста погребенного торфяника на практике осуществлялось следующим образом:

1. Изучалось распределение содержания U в выщелатах образцов по всему профилю торфяника для выявления внутренних прослоев торфа, предположительно пригодных для их последующего датирования.

2. В выбранных образцах из центральной части торфяника методами выщелачивания и полного растворения определялись концентрации изотопов U и Th с использованием радиохимической методики [Kuznetsov et al., 2002; Кузнецов и др., 2003; Maksimov et al., 2006].

3. Расчет L/L- и TSD- изохронно-корректированных возрастов производился по следующей методике [Maksimov et al., 2006]. Способ 1: Первый шаг включал оценку коррекционного (ториевого) индекса и его погрешности $f \pm \delta f$ (раздельно для L/L- и TSD- моделей) из аналитической линейной зависимости в изохронных координатах $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} - ^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$ для ряда выбранных точек с применением метода наименьших квадратов. На второй стадии для каждого из выбранных образцов рассчитывались корректированное отношение активностей $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ и возраст со своими погрешностями. Третий шаг состоял из проверки (с помощью χ^2 -критерия) гипотезы о нормальном распределении совокупности вычисленных L/L- (TSD-) датировок и ошибок. Если гипотеза согласовывалась с опытными данными, то вычислялся окончательный L/L- (TSD-) изохронно-корректированный возраст и его погрешность в соответствии с распределением Гаусса. В случае значительных расхождений L/L- и TSD- изохронно-корректированных возрастов эти шаги повторялись для других наборов аналитических точек до достижения согласия датировок (если это было возможно). Приведенный способ 1 расчета возраста торфа оказывается неприемлемым для образцов с относительно гомогенным изотопным составом, когда формируются тесные группы – «кластеры» аналитических данных – в изохронных координатах $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th} - ^{234}\text{U}/^{232}\text{Th}$, что исключает возможность однозначным образом построить линейную зависимость. На основе приближения Гая [Geyh, 2001] был предложен и практически применен альтернативный способ 2 вычисления возраста (т.н. метод последовательной минимизации), принципиально отличный от способа 1 только первым шагом. В этом случае для ряда разновозрастных образцов, применяя метод итерации, можно найти такое значение f , при котором относительный разброс индивидуально корректированных датировок будет минимальным (рис. 1). При этом мы предположили, что $\delta f = \sum [\delta^2(^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th})_i] / n$. Тогда для $f \pm \delta f$ вычисляется

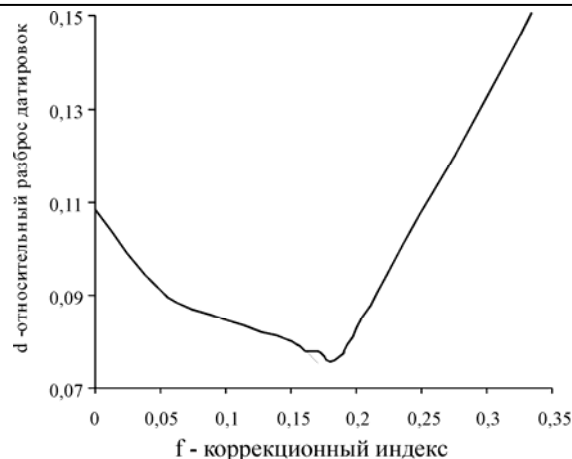


Рис. 1. Определение коррекционного индекса f , соответствующего минимальному значению d для модели TSD (р. Чембакчино). Корректированный возраст при $f=0,18 \pm 0,11$ равен $106,1 \pm 7,5/6,4$

изохронно-корректированный возраст. Параллельное применение L/L- и TSD-моделей позволяло контролировать выбор образцов, используемых для изохронного датирования. Способ 2 можно применять, как в случае образования «кластеров», так и в случае значительного разброса изотопных отношений. Отличие способов вычисления возраста 1 и 2 представлено на рис. 1 для торфяника из разреза Чембакчино. Датировки исследованных нами торфяников рассчитаны двумя способами и представлены в таблице 1.

Торфяник «Микулино» изучался только методом выщелачивания. Для торфа «Шурышкар» возможно было применить только способ 2 расчета возраста. Наблюдается неплохая сходимости датировок (в пределах 1δ), рассчитанных по L/L- и TSD-моделям, как для каждого из способов расчета, так и между собой. Очевидно преимущество способа 2, как более универсального для расчетов возраста.

За исключением торфяника «Мардасавас» в Литве, попадающего в пределы 7 стадии морской изотопно-кислородной шкалы, отложения торфа из других разрезов формировались во время 5 стадии. Правда стоит отметить, что датировки торфяников из разрезов «Шурышкар» и «Бедоба» несколько древнее 5 стадии – 71–127 т.л.н. [Bassinot et al., 1994]. Однако по оценкам разных авторов глобальное потепление климата в последнее межледниковье могло начаться 42 тыс. л. н. [Henderson et al., 2000], когда формировались отложения торфа из разрезов «Шурышкар» и «Бедоба» (табл. 1).

ЛИТЕРАТУРА

Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. и др. Бедоба – опорный разрез казанцевского



Таблица 1. Уран-ториевые датировки погребенных торфов

Погребенный торф (см)	T _{TSD-1} (т.л.)	T _{L/L-1} (т.л.)	T _{TSD-2} (т.л.)	T _{L/L-2} (т.л.)
Микулино (Россия) 35-65, 6 обр.		109.5 6.2/5.3		110.1 9.3/7.5
Мардасавас (Литва) 35-65, 4 обр.	199.3 39.3/22.9	218.1 32.2/19.7	183.9 14.9/11.5	219.5 35.7/21.0
Нятесос (Литва) 40-55, 3 обр.	78.8 7.6/6.6	100.6 9.3/8.0	79.1 4.3/3.8	94.6 7.0/6.2
Мурава (Беларусь) 40-55, 3 обр.	105.9 11.4/9.5	98.4 8.5/7.3	100.3 9.2/8.0	106.5 10.9/9.0
Чембакчино (Зап. Сибирь) 30-55, 4 обр.	110.1 6.7/5.9	112.8 19.0/13.8	106.1 7.5/6.4	110.3 9.6/7.9
Шурышкары (Зап. Сибирь) 38.5-50, 3 обр.			137.0 11.0/9.2	133.7 13.5/11.7
Кирыас (Зап. Сибирь) 30-60, 4 обр.	104.4 4.4/3.9	105.5 3.6/3.3	104.8 6.3/5.5	103.4 4.7/4.3
Бедоба* (Центр. Сибирь) 60-100, 4 обр.	148.5 11.2/9.3	126.7 10.3/8.6	142.7 5.1/4.6	137.0 11.8/9.6

Примечание: T_{TSD-1}, T_{L/L-1} Возраст торфа, рассчитанный посредством схемы 1 из аналитических данных TSD- и L/L-моделей, полученных для одного и того же набора образцов. T_{TSD-2}, T_{L/L-2} Возраст торфа, рассчитанный посредством схемы 2 из аналитических данных TSD- и L/L-моделей для такого же набора образцов как и выше.

горизонта в Центральной Сибири // ДАН, 2004. Т. 396, № 6. С. 796–799.

Астахов В.И., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. и др. Возраст межледникового торфяника на Нижней Оби // ДАН, 2005. Т. 401, № 1, С. 95–99.

Кузнецов В.Ю., Максимов Ф.Е. Новый подход к геохронологии межледниковых отложений Русской Равнины на основе уран-ториевого метода датирования погребенного торфа. ДАН. 2003. Т. 392, № 6. С. 802–806.

Кузнецов В.Ю., Арсланов Х.А., Козлов В.Б., Максимов Ф.Е. и др. Перспективы применения уран-ториевого метода неравновесной геохронологии для датирования межледниковых континентальных отложений // Вестник СПбГУ, 2003. Сер. 7. Вып. 2. № 15. С. 40–51.

Bassinot F.C., Labeurie L.D., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of Brunhes-Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. Vol. 126. P. 91–108.

Gaigalas A., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu. et al. Results of uranium-thorium isochron dating of Netiesos section peat-bog in South Lithuania // Geologija Lietuvos mokslu akademija, 2005. № 51. P. 29–38.

Gaigalas A., Arslanov Kh.A., Maksimov F.E., Kuznetsov V.Yu. et al. Uranium-thorium isochron dating results of penultimate (Late Mid-Pleistocene) Interglacial in Lithuania from Mardasavas site // Geologija Lietuvos mokslu akademija, 2007. № 57, P. 21–29.

Geyh M.A. Reflections on the ²³⁰Th/U dating of dirty material // Geochronometria, 2001. Vol. 20. P. 9–14.

Geyh M.A., Muller H. Numerical ²³⁰Th/U dating and palynological review of Holsteinian/Hoxnian Interglacial // Quaternary Science Reviews, 2005. Vol. 24. P. 1861–1872.

Heijnis H. Uranium/thorium dating of Late Pleistocene peat deposits in N.W. Europe. Groningen, 1992. 149 p.

Henderson G.M., Slowey N.C. Evidence from U-Th dating against Northern Hemisphere forcing of penultimate deglaciation // Nature, 2000. Vol. 404. P. 61–66.

Kuznetsov V.Yu., Arslanov Kh.A., Alekseev M.N., Pisareva V.V., Chernov S.B., Maksimov F.E., Baranova N.G. New age data of buried peat deposits from the site «Fili Park» (Moscow, Russia) by the uranium-thorium dating and palynological analysis and its stratigraphic significance // Geochronometria. 2002. Vol. 21. P. 41–48.

Maksimov F., Arslanov Kh., Kuznetsov V., Chernov S. ²³⁰Th/U and ¹⁴C dating of Upper and Middle Pleistocene interglacial and interstadial organic deposits from the East European plain and Siberia // Pleistocene Environments in Eurasia Chronology, Palaeoclimate, and Teleconnection. Hannover, 2006. P. 34–38.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 06-05-64996 и 05-05-64925) и ИИТАС (грант 01-0675).