



К 80-ЛЕТИЮ КОМИССИИ РАН ПО ИЗУЧЕНИЮ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

Ю.А. Лаврушин, И.М. Хорева

Геологический институт РАН

V Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода «Фундаментальные проблемы квартера: итоги изучения и основные направления дальнейших исследований» посвящено 80-летию Комиссии РАН по изучению четвертичного периода.

В 1927 г. по предложению академика В.И. Вернадского общее собрание Академии наук утвердило Комиссию по изучению четвертичного периода.

Специфический характер четвертичных отложений, близость к современности, наличие следов деятельности ископаемого человека и другие особенности вызвали необходимость изучения их комплексом различных методов. В этом изучении отводилось место самым различным дисциплинам – геологии, палеогеографии, палеонтологии, мерзловедению, археологии, биологии и ряду других отраслей науки. На протяжении всех восьмидесяти лет Комиссию по изучению четвертичного периода возглавляли выдающиеся российские ученые. Первым председателем Комиссии был избран академик А.П. Павлов. Впоследствии, начиная с 1929 г. председателями Комиссии были академики Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, И.М. Губкин, В.А. Обручев, В.Н. Сукачев, Г.И. Горецкий, А.Л. Яншин.

Четвертичный период своеобразный мост между геологическим прошлым, современностью и будущим.

Поэтому понятен интерес ученых многих специальностей к проблемам четвертичного периода. В этом отношении с полным правом учение о четвертичном периоде может быть отнесено к междисциплинарным исследованиям.

Члены Комиссии участвовали во многих грандиозных проектах, связанных с повышением промышленного и сельскохозяйственного потенциала страны. В этом отношении речь идет об участии в работах по геологическому обоснованию строительства крупных гидроэлектростанций, изучению процессов опустынивания с целью уменьшения их негативного воздействия на хозяйственную деятельность, разработке закономерностей формиро-

вания различных типов полезных ископаемых в толщах четвертичных отложений. Многие члены Комиссии участвовали в работе по изучению широко развитой в нашей стране вечной мерзлоты, что позволило создать теоретические основы современной геокриологии.

Одновременно следует особо подчеркнуть, что при проведении указанных комплексных исследований особое внимание уделялось разработке фундаментальных проблем стратиграфии четвертичных отложений, учению о генетических типах континентальных образований, неотектонике. Несомненно, этому способствовало участие членов Комиссии в работах по геологическому картированию в различных районах нашей обширной страны. В этом отношении большой вклад в разработку учения о четвертичном периоде внесли ученые союзных республик СССР, ныне независимых государств.

Среди стратиграфических проблем необходимо отметить крупные исследования, проведенные по палеонтологическому обоснованию возраста четвертичных отложений, теоретических основ общей стратиграфической схемы, геологической истории первобытного человека, а также вопросам корреляции морских и континентальных отложений. Картирование четвертичных отложений в нашей стране сопровождается показом на картах не только возраста, но и их генезиса. Поэтому разработке учения о генетических типах имела принципиальное значение, которое нашло свое отражение не только в геолого-съемочных работах, но также в палеогеографических и палеоклиматических исследованиях, при поисках полезных ископаемых и инженерно-геологических исследованиях.

Надо сказать, что со временем постепенно учение о четвертичном периоде существенно преобразуется. В нем все большую роль начинают играть различные геохронологические методы, изотопные, геоэкологические исследования со своим обширным комплексом физико-химических методов.



Ученые, члены Комиссии за свои труды были удостоены Государственных и Республиканских премий, премий Академии наук и Московского общества испытателей природы и переводились за рубежом.

После 50-х годов прошлого столетия в работе Комиссии стали играть значительную роль Международные связи. Комиссия проводила большое количество международных совещаний, симпозиумов и экскурсий. Комиссия, по существу, провела огромную работу. Наиболее значительная работа была проведена по проведению в Москве Конгресса ИНКВА в 1982 г., в котором приняло участие более 1000 специалистов-четвертичников.

В комитетах, комиссиях, подкомиссиях ИНКВА всегда работают наши соотечественники.

Начиная с 1957 г. возникла необходимость в организации и проведении широких совещаний всесоюзного характера.

В 1994 г. в Москве состоялось 1-ое Всероссийское совещание по изучению четвертичного периода с экскурсией по Подмоскovie. 1998 г. – 2-ое Всесоюзное совещание в Санкт-Петербурге. В 2002 г. – 3-е Всесоюзное совещание в Смоленске с научными экскурсиями. В 2005 г. – 4-ое Всесоюзное совещание в Сыктывкаре с экскурсией на разрез четвертичных отложений р. Вычегды.

В настоящее время наиболее актуальным является разработка таких приоритетных направлений исследований, которые будут иметь первостепенное значение в ближайшие десятилетия двадцать первого века.

Это, прежде всего проблемы стратиграфии четвертичного периода. Необходимо создание более детальных схем с привлечением не только традиционных методов исследований, но также новейших физических методов, определения важнейших возрастных рубежей.

Большое внимание уделяется современным методам геохронологических исследований: их возможности и применение.

Чрезвычайно важным является выявление основных рубежей в развитии растительности, а также континентальной и морской фауны.

Среди множества геологических событий следует иметь в виду экстремальные природные процессы, которые могут иметь как региональное, так и глобальное значение. К ним относятся палеогидрологические, седиментационные, резкие кратковременные палеоландшафтные перестройки, палеоботанические и палеозоологические уровни и т.д. Поэтому детальное познание геологических процессов квартeра, свойственных ему природных катастроф, мониторинга последних становится актуальной проблемой для разработки дальнейших исследований.

В три-четыре последних десятилетия круг интересов исследователей четвертичного периода существенно увеличился за счет интенсификации геологических работ в океанах и морях.

Поступают все более новые материалы по геологической истории человека, по развитию древних цивилизаций в различных природных зонах. Практически создается особое направление – археологическая геология, которая позволяет воссоздать природную среду обитания первобытного человека, познать закономерности причин возникновения и пространственной концентрации ранних этапов историко-геологических центров антропогенных обществ и их геологической истории.

Существенную роль в изучении квартeра играют проблемы литологии квартeра. В настоящее время чрезвычайно актуальны исследования образований разного типа высокоплотностных потоков, что открывает новые перспективы в разработке теории седиментогенеза и учения о генетических типах в целом.

Чрезвычайно важным элементом исследований является изучение неотектоники. В последние десятилетия это направление базировалось в основном на исследовании орогенных сооружений, что позволило создать элементы концепции современной геодинамики. В меньшей степени оказалось изучена неотектоника платформенных областей, которая должна базироваться не только на геоморфологических признаках, структурных исследованиях, но и на детальной стратиграфии, строении и генетических типах четвертичных отложений.

К особо важным направлениям исследований четвертичного периода следует отнести корреляцию событий на суше, прилегающем шельфе и на дне океана, что позволит перейти к построению надежных глобальных сопоставлений геологических процессов.

Широкомасштабное освоение ресурсов нефти шельфа и побережья арктических морей требует безотлагательного обобщения данных о позднекайнозойских месторождениях строительных материалов и проведении региональных геоморфологических и палеогеографических целевых исследований, задачей которых является подготовка базы строительного сырья.

В целом материалы, вошедшие в сборник докладов Совещания, показывают значительные достижения последних лет в разностороннем изучении четвертичных отложений.

Совещание проводится при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ, грант 07-), Отделения Наук о Земле РАН, Геологического института РАН и Издательства «ГЕОС».



МЕЛКИЕ МЛЕКОПИТАЮЩИЕ ПЛИОЦЕН-ПЛЕЙСТОЦЕНА РУССКОЙ РАВНИНЫ: ДОСТИЖЕНИЯ И ПРОБЛЕМЫ

А.К. Агаджанян

Палеонтологический институт РАН, aagadj@paleo.ru

Изучение мелких млекопитающих плиоцен-плейстоцена Русской равнины проводится более 40 лет. За это время накоплен большой фактический материал по тафономии, стратиграфии и морфологии ископаемых насекомоядных, зайцеобразных и грызунов. Он характеризует три ключевых района Русской равнины: бассейны Десны, Дона, средней Волги и нижней Камы.

В бассейнах Десны и верхнего Днепра самой древней является фауна Михайловки-1. Костеносный горизонт этого местонахождения приурочен к плиоценовым аллювиальным отложениям. Доминируют в составе сообщества полевок рода *Mimomys*: *M. savini*, *M. pliocaenicus*, *M. ex gr. pusillus*. Заметную роль играет полевка *Villanyia hungaricus*. Отмечена *Clethrionomys*, что фиксирует едва ли не самое первое появление рыжих полевок в геологической летописи. Присутствуют немногочисленные *Allophaiomys pliocaenicus*. Другая особенность фауны – почти полное отсутствие зайцеобразных, чем она принципиально отличается от более древних фаун. Сообщество Михайловки-1 вероятно соответствует одесскому комплексу.

Другая серия местонахождений приурочена к отложениям Рославльского страторайона на юге Смоленской области. Костные остатки происходят из озерных отложений, вскрытых скважинами. Фауна нижнего (глазовского) оптимума характеризуется наличием выхухоли, землероек: *Drepanosorex savini* и *Sorex runtonensis*, куторы, крота. Среди полевок преобладает *M. intermedius* и *C. glareolus*, встречается *Pliomys episcopalpis*. Среди некорнезубых полевок – *Terricola gregaloides*, *Microtus oeconomus*, *M. cf. hyperboreus*. Данное сообщество сопоставляется с фаунами Кромера s.l. Более поздний этап фиксируют сборы из отложений верхнего (конаховского) оптимума. Для них характерны *S. runtonensis*, *Drepanosorex* sp.,

M. intermedius, *P. episcopalpis*, *T. gregaloides*, *Clethrionomys*, *Lemmus*. Эта фаза развития фауны близка предыдущей. Однако здесь реже встречаются *P. episcopalpis* и *Drepanosorex*.

После рославльского межледникового в бассейне Десны появляется «холодостойкая» фауна. Она известна по местонахождению Михайловка-2. В ее составе доминирует копытный лемминг, заметную роль играют *St. gregalis* и *Lagurus transiens*. Единичны суслик, рыжая полевка, *Terricola*, *Lemmus*. Сообщество Михайловки-2 датируется окским холодным этапом.

Фауна лихвина представлена на изученной территории лишь в скважинах находками *Arvicola mosbachensis* и *M. malei*. В Рославльской котловине они происходят из отложений постокского времени и перекрыты толщами двух морен. Фауны этого времени хорошо известны на прилегающей территории среднего течения Днепра, где они описаны А.К. Марковой из подморенных отложений. Серия мощных ископаемых почв в Михайловском карьере свидетельствует о благоприятных климатических условиях и сложности лихвинской эпохи.

Сообщества холодной эпохи второй половины среднего неоплейстоцена представлена костеносными горизонтами в разрезах Стригово и Волжино на Десне. Костные остатки происходят из отложений, подстилающих днепровскую морену. Заключительной фазе этого периода в бассейне Десны отвечает местонахождение Павловка, в составе которого преобладает копытный лемминг, близкий *Dicrostonyx henseli*, ему сопутствуют *Lemmus*, *St. gregalis*, степная пеструшка, заяц, мамонт, северный олень.

Фауна микулинского межледникового на Десне известна из местонахождения Михайловка-5 и по единичным находкам в керне скважин. Млекопитающие этого времени отличались значительным разнообразием. В фауне Михайловка-5 высокой численности достигали насекомоядные. Среди гры-



зунов преобладали *Arvicola sapidus*, *Clethrionomys* и *M. agrestis*. Различным фазам валдайской холодной эпохи, отвечает целый ряд местонахождений на описываемой территории.

В бассейне Верхнего Дона древнейшими являются фауны Антиповки и Чугуновки, которые отличаются обилием зайцеобразных, наличием хомяков, высокой численностью слепыша *Nannospalax odessanus*, присутствием *Prospalax* и *Polonomys insuliferus*, *Epimeriones*, мышей, сонь. Они хорошо сопоставляются с фауной Кучурганского гравия в Причерноморье и Нурнуса в Армении.

Первая фауна на Дону, в которой фиксируется радиация полевок – Герасимовка. Для нее характерна высокая численность зайцеобразных, преобладание *Dolomys* и *Pliomys*, малое количество *Pro-mimomys*, представленных *P. moldavicus*. Это сообщество хорошо сопоставляется фаунами Этулии в Молдавии и Венже в Польше.

Следующий этап фиксируют костеносные горизонты по местонахождений Коротояк и Урыв, приуроченные к урывской аллювиальной свите. Они образуют последовательную серию сообществ, которая отражает развитие мелких млекопитающих в интервале среднего – позднего плиоцена. Они отличаются доминированием плиоценовых полевок *Promimomys*, *Mimomys*, *Villanyia* при заметной численности зайцеобразных и коррелируются с сообществами акчагыльского времени Башкирии и Причерноморья. Мелкие млекопитающие урывского комплекса хорошо сопоставляются с европейскими местонахождениями: Аронделли, Хаиначка, Беременд-5, Рембелице Кролевски, Дойтч-Алтенбург 20, 21, Штранцендорф А-С и показывают последовательность развития мелких млекопитающих в пределах второй половины 16 зоны MN. В Молдавии аналогом урывских фаун является скорцельский комплекс.

Следующий этап отражают местонахождения Коротояк-3, Лог Денисов, Успенка, приуроченные к отложениям горянской свиты верхнего Дона, которые залегают над отложениями урывской и белогорской свит. В составе сообществ появляются первые некорнезубые полёвки *Prolagurus*, *Eolagurus*, *Allophaiomys*. Отложения горянской свиты характеризуются обратной полярностью эпохи Матуяма. Отличается от перечисленных фауна Моисеево-1, пеструшки и *Allophaiomys*, которой имеют более прогрессивный облик. Эта фауна ближе всего фауне Карай-Дубины на Днепре.

Самая древняя фауна неоплейстоцена известна на верхнем Дону из местонахождения Петропавловка-2. Непосредственно в разрезе можно проследить, как аллювий с костеносным горизонтом Петропавловка-2, прислоняется к толще красноцветов и лежащих ниже песков с плиоценовой фауной Пе-

тропавловки-1. Слои Петропавловки-2 соответствует финалу палеомагнитной эпохи Матуяма. Сообщество млекопитающих отличается низкой численностью зайцеобразных, высокой численностью и бедностью видового состава *Mimomys*, некоторым разнообразием некорнезубых полевок. Среди последних доминируют примитивные *Terricola*.

Все остальные фауны тираспольского типа в бассейне Дона приурочены к отложениям с прямой полярностью эпохи Брюнес. Самая древняя из них, Урыв-3, получена из отложений покровской свиты, которые прислонены к осадкам горянской свиты и перекрыт песками новохоперской свиты. Фауна Урыв-3 отличается высокой численностью *Mimomys* при доминировании *M. pusillus*. Сходная фауна описана из Новотроицкого. Костеносный горизонт залегает здесь в пролювии, выше которого расположено три ископаемых почвы. В свою очередь эти почвы перекрыты донской мореной. Следовательно, время между появлением тираспольских фаун и донским оледенением включало не менее трех теплых эпох и трех похолоданий.

Более продвинутыми в бассейне Дона являются фауны Ильинки и Веретья, для которых характерна высокая численность *Mimomys* и некорнезубых полевок. Причем *Mimomys* представлены преимущественно видом *M. pusillus*, сопровождает его *M. intermedius*. Пеструшки этого времени – *Lagurus transiens* с примесью более древних морфотипов *Prolagurus pannonicus*. Впервые в это время получила распространение своеобразная полевка *Microtus hyperboreus*. От нижних слоев ильинской свиты (Ильинка-6) к верхним (Ильинка-2) постепенно нарастает роль *M. intermedius*, увеличивается доля *Terricola arvaloides*, падает значение *P. pannonicus*.

Развитым тираспольским фаунам отвечают местонахождения Новохоперск, Богдановка, Моисеево-2 и др. Эти фауны имеют межледниковый характер. В их составе довольно много лесных и луговых элементов: мышей, рыжих полевок, полевок *Terricola*. Присутствуют землерои: *Spalax* и *Ellobius*, в небольшом количестве – насекомоядные. В фаунах Богдановки и Моисеево-2 найден *Lemmus*, что связано с эпохой похолодания.

Следующий этап развития фаун приходится на мучкапское межледниковье. Ему соответствует ряд местонахождений бассейна Дона, приуроченных к надморенному мучкапскому аллювию. Часть из них, например, фауна Вольной Вершины, связана с русловой фацией, другие, например Кузнецовка, с пойменно-озерными фациями. Их отличает высокая численность *Mimomys intermedius*, при отсутствии других *Mimomys*. Происходит сокращение числа морфотипов *T. gregaloides*, фоновым становится *T. arvaloides*. В



популяциях пеструшек исчезает *P. pannonicus*, господствующим становится *Lagurus transiens*.

Мелкие млекопитающие среднего неоплейстоцена найдены в стратотипических лихвинских отложениях у г. Чекалина на Оке, и в местонахождениях Владимирова, Стрелица, Донская Негачевка на Дону. На Оке они располагаются над окской мореной, на Дону – над донской мореной. Они характеризуются высокой численностью насекомоядных, рыжей полевки, присутствием лесных мышей. В них впервые на Дону появляется группа *Arvicola*, которая представлена архаичной *A. mosbachensis*.

Фауны второй половины среднего неоплейстоцена хорошо изучены в бассейне верхней Оки. У г. Чекалина костеносный горизонт с лемминговой фауной залегает во флювиогляциальных отложениях под днепровской мореной и выше лихвинской озерной толщи. В составе фауны преобладает копытный лемминг *D. simplicior*, высока численность *Lemmus*, полевки-экономки, узкочерепной полевки. Аналогичная фауна найдена в разрезе Черменино на верхней Волге.

Фауны позднего неоплейстоцена изучены в бассейнах Оскола, верхнего Дона и верхней Волги. Водяная полевка этих сообществ по своей морфологии напоминает современную *Arvicola sapidus* Пиренейского полуострова. Повсеместно получает распространение *Microtus agrestis*, которая по строению зубов еще не идентична современной пашенной полевке. В большинстве сообществ присутствует полевка *Terricola subterraneus*. В отличие от голоцена, в позднем плейстоцене бассейна Дона и верхней Волги повсеместно были распространены вухоль, узкочерепная полевка, пеструшки, степная пищуха.

В бассейне средней Волги наиболее древняя фауна млекопитающих известна из местонахождения Апастово. Ее характерными чертами являются высокая численность зайцев *Pliolagus* и доминирование плиоценовых полевок, среди которых преобладает *Mimomys* ex gr. *hajackensis*. В заметном количестве присутствует мелкая бесцементная *P. (Cseria) baschkirica*. В составе сообщества отмечена крупная землеройка *Blarinoides* и мелкий крот *Talpa* ex gr. *minor*. Найден корнезубый цокор *Prosiphneus*. По всем перечисленным признакам фауна Апастова сопоставляется с мелкими млекопитающими Аккулаевского горизонта Башкирии, который по фауне моллюсков датируется акчагылом. Фауна Апастова сходна с фаунами Урыв-1, и Коротояк-2 на Верхнем Дону. Сближает ее с этими сообществами эволюционный уровень полевок и насекомоядных, обилие зайцев. Отличительной особенностью является наличие цокора и отсутствие слепыша, а также отсутствие (или низкая численность) пищухи. Если последнее отражает локаль-

ные палеоэкологические условия, то присутствие цокора вместо слепыша отражает крупный зоогеографический феномен.

Следующий этап, который удалось выявить, соответствует раннему неоплейстоцену. К его первой половине относятся сообщества Речное, Заплатино, Чирково. Их отличает доминирование полевок *M. pusillus*, *T. hintoni* и *T. gregaloides*. Пеструшки в них представлены видом *P. pannonicus*. Наиболее богатой является фауна Заплатино, в которой присутствуют настоящий и копытный лемминги. Находка *Dicrostonyx* является одной из древнейших на Русской равнине. Проникновение арктических элементов до нижнего течения Оки свидетельствует о похолодании и сдвиге на юг всей структуры природных зон. Примечательна находка *Spalax*. Наземные беличьи представлены сурком и сусликом из группы *Spermophilus (Urocitellus) polonicus*.

Более позднюю фазу развития отражают сообщества Березовки и Кивати, в которых присутствуют *M. pusillus* и *M. intermedius*. Среди некорнезубых полевок преобладают *T. gregaloides* и *T. Arvaloides*. Широкое распространение получает род *Microtus*. В фауне Кивати отмечено первое появление на Волге *St. gregalis*, представлен мелкий суслик подрода *Citellus*. Широкое распространение имели насекомоядные *Sorex runtonensis* и *Drepanosorex savini*, мелкая *Neomys newtoni* и, как исчезающий реликт, – *Beremendia*. Судя по соотношению видов *Mimomys* и *Terricola*, фауна Кивати могла принадлежать к сообществу Березовки.

Фауны среднего неоплейстоцена мало известны в бассейне Волги. Одна из них, вероятно лихвинского возраста происходит из местонахождения Рыбная Слобода (сборы А.К. Марковой). Концу среднего неоплейстоцена отвечает местонахождение Коминтерн. Это редкая фауна, которая соответствует переходу от холодной эпохи московского времени к микулинскому межледниковью.

Фауны позднего неоплейстоцена представлены рядом местонахождений. Самые древние из них Городец и Бармино. В составе этих сообществ землеройки, пищуха, суслик, хомяк, рыжая полевка, редкие пеструшки и водяная полевка, *Arvicola sapidus*, которая отличается архаичной структурой эмали. Можно с уверенностью говорить о лесном и лесостепном облике сообществ мелких млекопитающих.

Холодной фазе позднего неоплейстоцена на средней Волге отвечает местонахождение Шаханово на р. Сундовик. В его составе преобладают степные виды: суслик, пеструшки, узкочерепная полевка, присутствуют лемминги: копытный и обыкновенный. Это свидетельствует о деградации лесных сообществ во второй половине позднего плейстоцена на средней Волге, о широком распростране-



нии степных биот при одновременном вторжении с севера арктических и бореальных элементов.

Поствалдайский, раннеголоценовый этап развития фауны отражает сообщество местонахождения Б. Тиганы на левобережье Волги и Аттиково на правобережье. Фауна Б. Тиганов имеет типично межледниковый облик. В ее составе доминируют луговые и лесные полевки, представлены лесные мыши, многочисленны землеройки, мелкие куньи. Наибольшую численность имеет водяная полевка. Вместе с тем присутствуют степные и пустынные формы: суслик, степная пеструшка, слепушонка и очень редко толстохвостый тушканчик. Среди серых полевок многочисленны *M. arvalis*, и *M. agrestis*, не представленные в более ранних сообществах на средней Волге.

Имеющиеся материалы позволяют провести сопоставление перечисленных выше сообществ мелких млекопитающих бассейнов Десны, Дона и Волги и корреляцию вмещающих их континентальных отложений, выделить основные этапы развития фаун мелких млекопитающих, дать их палеогеографическую характеристику. В работе рассмотрены проблемы и перспективы изучения мелких млекопитающих, возможности дальнейшей разработки биостратиграфии континентальных отложений Русской платформы.

Исследования поддержаны РФФИ (проект № 05-04-48493а), грантом НШ-1840.2003.4 Совета по грантам Президента РФ, Программой 25 Президиума РАН «Происхождение и эволюция биосферы».

К СТРАТИГРАФИИ И ПАЛЕОГЕОГРАФИИ НИЖНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СРЕДНЕГО ПОВОЛЖЬЯ

А.К. Агаджанян, Н.И. Глушанкова

ПИН РАН, МГУ им. М.В. Ломоносова

На современном этапе среди проблем четвертичной геологии по-прежнему актуальной остается задача всестороннего изучения новейших отложений в целях палеогеографического обоснования детальных стратиграфических схем плейстоцена, широко используемых в геолого-съемочных и поисковых работах. Анализ геологической изученности Среднего Поволжья показывает, что наименее разработанной и до сего времени дискуссионной является стратиграфия субазральных образований и палеонтологическое обоснование субаквальных отложений. Проведенное в последнее десятилетие комплексное изучение вновь выявленных разрезов плейстоцена в ледниковой и перигляциальной областях Среднего Поволжья позволило собрать, проанализировать и обобщить новый фактический материал и в соответствии с ним рассмотреть особенности геологического строения плейстоценового покрова, провести палеогеографические реконструкции.

Начало раннего плейстоцена на Восточно-Европейской равнине связывается с врезанием гидрографической сети и отложением аллювия прарек [Горецкий, 1964]. Ранний плейстоцен на изученной территории Среднего Поволжья представлен фрагментами почвенного покрова с хорошо выраженной ископаемой почвой межледникового облика, а также аллювиальными отложениями, которые выполняют погребенные долины Оки, Волги, Камы, Суры, Тешы и др. Последние имеют различную мощность (1,6–4,6 м), довольно однообразное строение и ха-

рактеризуются переслаиванием белесовато-желтовато-серых песков, серовато-сизых глин, коричневых и серовато-бурых суглинков в горизонтальном и косослоистом залегании. Повсеместно в них обнаружены остатки мелких млекопитающих тираспольского фаунистического комплекса. Наиболее древние аллювиальные отложения описаны и детально проанализированы на правобережье Оки, в разрезе *Заплатино* (56°02' с.ш., 43°30' в.д.). Здесь в нижней части разреза, в косослоистых белесовато-серых и желтых песках (2,55 м) с гравийно-галечным материалом и большим количеством раковин пресноводных гастропод получены костные остатки микротериофауны. Облик фауны определяют древние корнезубые полевки *Mimomys*, некорнезубые полевки *Pitymys hintoni gregaloides*, *Microtus*, близкая современной северо-сибирской полевке. Довольно высока численность пеструшек. В небольшом количестве представлены лемминги, рыжая полевка, суслик, пищуха, насекомоядные, зайцеобразные. Возраст данной фауны и отложений ее вмещающих соответствует раннему плейстоцену. Отсутствие самых древних некорнезубых полевок и бедность видового состава корнезубых форм свидетельствует о том, что данное сообщество моложе позднеаманских фаун апшеронского времени таких местонахождений, как Демск, Давлекаево в Башкирии, Успенка, Лог Денисов и Коротояк-3 на Дону, Ногайск, Тарханкут, Тилигул, Чишмикной в Причерноморье и др. Вместе с тем, фауна местонахождения Заплатино архаичнее



и, следовательно, моложе типичных поздних тираспольских фаун Чуй-Атасево в Предуралье, Новохоперск, Богдановка, Урыв-4, Моисеево-3, Кузнецовка и другие на Дону, Рославль на Десне, Корчево в Белоруссии, Колкотова Балка на Днестре. Наиболее точно она отвечает по возрасту таким местонахождениям как Ильинка, Веретье на Дону, Платово в Приазовье. В Западной Европе ей близки фауны Фойгштедта в Германии и кромерских слоев в Англии [Агаджанян, Глушанкова, 1987, 1988].

Экологический состав фауны очень интересен и своеобразен. Высокая численность кустарниковой (*Pitymys*) и рыжей (*Clethrionomys*) полевых свидетельствует о том, что в эпоху существования данного сообщества значительное распространение имели хвойно-широколиственные леса. Относительно высокая численность лагурид, присутствие суслика и пищухи говорит о том, что лесные массивы были разорваны степными, лишенными древесной растительности, участками. Последние иногда включали элементы тундровой биоты типа кустарниковой тундры, о чем говорит наличие копытного лемминга. Присутствие серого лемминга предполагает существование моховых болот в понижениях рельефа. Климат в целом был довольно холодный и сухой, однако покровного оледенения на близлежащих территориях еще не существовало. Фауна местонахождения Заплатино соответствует одной из холодных и умеренно холодных эпох раннего плейстоцена. Аналогичные палеогеографические условия проявляются и в особенностях литолого-геохимических характеристик раннеплейстоценовых аллювиальных осадков *разреза Варез* (55°45' с.ш., 42°50' в.д.), коррелятных упомянутому отложениям *разреза Заплатино*. Установлено, что условия осадконакопления не способствовали глубокому гипергенному преобразованию, о чем свидетельствуют широкие отношения $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ – 6,63–13,09; $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ – 20,41–43,95, не приводили к концентрации тонкодисперсных фракций (5,9–8,5%), карбонатного материала (CO_2 карб. – 0,12%), органического вещества (Сорг. – 0,10%), легкорастворимых солей в аллювиальной толще (сухой остаток – 0,035%).

К раннему плейстоцену на Приволжской возвышенности относятся аллювиальные отложения (3,2 м), изученные нами в бассейне Суры [Агаджанян, Глушанкова, 1988]. Здесь в аллювии, залегающим на меловых песках *в разрезе Чирково* (54°50' с.ш., 46°35' в.д.) и представленным фацией размыва – базальным горизонтом, состоящим из гравия и гальки с желтовато-бурым песчано-суглинистым заполнителем, обнаружены костные остатки мелких млекопитающих. Возраст фауны и соответственно осадков ее вмещающих установлен

по сочетанию *Mimomys pusillus* Mehely, *Pitymys gregaloides*, *Prolagurus pannonicus*, которое характерно только для первой половины раннего плейстоцена. По возрасту фауна сопоставима с фаунами описанного выше местонахождения Заплатино в бассейне Оки, Ильинки и Веретье в бассейне Дона. Ее облик определяют корнезубые полевки *Mimomys*, некорнезубые *Pitymys*, *Microtus*. Сочетание *Pitymys*, *Prolagurus*, присутствие полевки, близкой современной северо-сибирской, предполагает умеренную климатическую обстановку. Соотношение лесных и степных биотопов в ландшафтах того времени примерно одинаково. Довольно значительной была роль бореальных элементов.

Аллювиальные отложения первой половины раннего плейстоцена, отвечающие теплomu этапу, изучены *в разрезе Березовка* (55°30' с.ш., 44°20' в.д.) на правобережье р. Теши. Они представлены толщей гравийно-галечного материала с серовато-бурым песчано-суглинистым заполнителем и косослоистых крупно-, среднезернистых песков (1,95–2,85 м), залегающих в основании плейстоценовых отложений, под толщей морены (3,5–5,2 м). Приуроченный к ним костеносный горизонт отличается обилием раковин пресноводных гастропод. В фауне Березовки наибольшую по численности группу составляют полевки: древние корнезубые *Mimomys*, *Pliomys* и более прогрессивные, некорнезубые *Pitymys*, *Microtus*. Среди грызунов в заметном количестве найдены суслики, слепыши, хомяки, рыжая полевка *Clethrionomys*. Присутствуют лесные мыши *Apodemus silvaticus*. Очень многочисленны и разнообразны, по сравнению с другими местонахождениями, насекомоядные, как мелкие (землеройки родов *Sorex*, *Drepanosorex*, *Beremendia*), так и крупные (выхухоль, крот). Зайцеобразные немногочисленны и представлены преимущественно пищухой. Возраст фауны и вмещающих ее отложений определяют обилие корнезубых полевых *Mimomys* и высокая численность *Pitymys*, *Microtus*. Такое сочетание названных форм характерно только для раннего плейстоцена. Эту датировку подтверждает присутствие *Pliomys episcopalpis* и морфология выхухоли. Последняя близка по своим признакам раннеплейстоценовым видам *Desmana magna* Owen, *Desmana terpolitana* Pidoplicko. В целом фауна Березовки выглядит несколько моложе описанного выше местонахождения Заплатино, а также Ново-Троицкое, Веретье, Ильинка на Дону и ряд других. В то же время она древнее финальных групп раннего плейстоцена Кузнецовки, Вольной Вершины, Коротояка-4 на Дону. Наиболее точно она сопоставляется с фаунами Новохоперска, Моисеево-2, Моисеево-3, Коростелево-1 и другими подморенными местонахождениями Дона [Агаджанян, Глушанкова, 1987, 1988].



Среди преобладающих видов основную часть составляют лесные группы: лесная мышь, рыжая и кустарниковая полевка, летяга. Численность и разнообразие степных видов невелико. Бореальные и арктические виды отсутствуют полностью. Показанный состав грызунов соответствует биотопам хвойно-широколиственных лесов. Многочисленные и разнообразные насекомоядные подтверждают сделанный вывод и указывают на очень благоприятные палеогеографические условия. Климат был теплый и умеренно влажный, т.е. соответствовал оптимуму межледниковья. Подморенный аллювий в опорном разрезе Березовка может быть отнесен к ильинскому горизонту региональной схемы МСК, 1984 г. По комплексу данных, полученных нами ранее в бассейне Дона, ильинское время характеризуется неоднократными колебаниями климата, приведших к формированию трех аллювиальных комплексов с раннетираспольской микротериофауной и теплолюбивыми моллюсками и трех, разделенных лёссами ископаемых почв [Агаджанян, Глушанкова, 1987, 1989; Глушанкова, 1990, 1992, 1994].

Фрагменты почвенного покрова первой половины раннего плейстоцена установлены в низовьях Камы. Здесь в разрезе Речное-Остолопово (55°48' с.ш., 51°20' в.д.) в отложениях четвертой надпойменной террасы, на глубине 12,0 м от кровли разреза вскрывается хорошо сохранившаяся почва межледникового облика (2,0 м), развитая и перекрытая аллювиальными отложениями с остатками мелких млекопитающих раннетираспольского фаунистического комплекса. Морфологически она дифференцирована на буровато-коричневый гумусовый (0,6 м), светло-коричневый иллювиальный горизонты и характеризуется тяжелосуглинистым составом. Анализ фактического материала показал, что почвообразование происходило на фоне достаточной тепло-, влагообеспеченности при активном участии дернового процесса ($\text{Corg} = 0,11\text{--}0,47\%$; $\text{C}_{\text{гк}}/\text{C}_{\text{фк}} 1,0\text{--}1,2$). Процессы иллювиирования носили весьма ограниченный характер. Заметно проявлялся процесс миграции карбонатов ($\text{CO}_2\text{карб} = 1,32\text{--}5,13\%$), а в нижней части профиля палеопочвы – процессы оглеения и гидрогенной аккумуляции карбонатов кальция. Наблюдается оглинение почвенного профиля (фракция $< 0,001\text{ мм} = 31,7\text{--}41,0\%$), с концентрацией ила в средней и нижней частях гумусового и верхней части иллювиального горизонтов, что свидетельствует о достаточно высокой интенсивности педогенеза. Наряду с автоморфными широкое распространение имели гидроморфные ландшафты, в которых заметную роль играли процессы олуговения почв. В почвенном покрове ильинского межледниковья доминировали черноземовидные, темноцвет-

ные луговые и лугово-черноземовидные почвы [Глушанкова, 1990, 1992, 1994].

Аллювиальные осадки, являющиеся материнской породой для палеопочвы и залегающие в основании разреза Речное (Остолопово), представлены буровато-коричневыми алевритами и тонкозернистыми белесовато-коричневыми песками (1,5 м). Палеонтологические материалы, полученные из них (*Sorex* sp., *Mimomys pusillus* Mehely, *Microtus oeconomus* Pallas, *Microtus* sp., *Citellus* sp., *Lagurini* gen.) свидетельствуют о том, что осадконакопление их происходило в небольших временных водоемах, в условиях умеренно теплого и довольно сухого климата. Это подтверждает и фауна моллюсков, определения которой выполнены М.Ф. Ивахненко (ПИН РАН): *Planorbis planorbis* (L.), *Limnaea* (*Stagnicola*) *vulnerata* Kuster, *Pupilo miscorom* (L.), *Anisus spirobis* (L.), *Anisus leucistoma* (Millet.). Остатки мелких млекопитающих (*Mimomys* ex gr. *pusillus* Mehely, *Prolagurus pannonicus* Kormos)) и моллюсков (*Valvata ambigua* Westerlund, *Anisus dazuri* (Morch), *Succinella oblonga* (Draparhaud), *Musculium creplini* (Dunker), обнаруженных в перекрывающих палеопочву коричневых суглинках и песках, позволяют предположить, что накопление их происходило во временных водоемах, которые существовали на поверхности поймы в условиях умеренно теплого и довольно сухого климата. Наличие паннонской пеструшки и полевки *Mimomys* предполагает раннеплейстоценовый возраст этих осадков.

Отложения второй половины раннего плейстоцена, представленные аллювием цоколя IV надпойменной террасы р. Барыш, изучены в разрезе Кивать (54°30' с.ш., 47°30' в.д.). В местонахождении Кивать преобладают раннеплейстоценовая корнезубая полевка *Mimomys*, некорнезубые полевки *Pytymys*, *Microtus*. Присутствует также рыжая полевка *Clethrionomys*, слепыш *Spalax*, бобр, суслик *Citellus*. Заметная роль зайцеобразных *Ochotona*, *Lepus*. Найдена землеройка. Соотношение корнезубых и некорнезубых форм полевок, эволюционный уровень *Pitymys*, количественное соотношение *Pitymys gregaloides* Hinton, *Pitymys arvaloides* Hinton, присутствие узкочерепной полевки и количественное соотношение *Pitymys* и *Microtus* определяют возраст сообщества второй половиной раннего плейстоцена и отвечают синхронно развитым и поздним тираспольским фаунам. Определенный облик имеет эта фауна в палеогеографическом отношении. Разнообразие видов предполагает различие биотопических условий. Присутствие *Clethrionomys* и *Pitymys* свидетельствует о наличии участков лесной растительности. Некоторое количество лесостепных и степных видов (*Spalax*, *Citellus*, *Stenocranius gregalis*) говорит о распространении



степных биотопов. В то же время присутствует бобр, полевка-экономка, обитатели речных долин, поросших мелколесьем, заливных лугов и осоковых болот. Изложенные факты позволяют заключить, что этап накопления аллювиальной толщи р. Барыш соответствует одной из теплых эпох второй половины раннего плейстоцена. Фауна местонахождения Кивать моложе фаун Березовки и Заплатино, вероятно, Чирково. В бассейне Дона ее можно сопоставить с фаунами типа Моисеево-2, Моисеево-3 [Агаджанян, Глушанкова, 1989]. Возможно, она и вмещающие ее отложения отвечают мучкапскому горизонту региональной схемы МСК, 1984 г., учитывая ее межледниковый характер.

Конец раннего плейстоцена в Среднем Поволжье представлен темно-коричневыми и сизовато-голубоватыми тяжелыми суглинками озерно-перигляциального облика (1,8 м), изученными в разрезе

Чирково. Литолого-геохимические особенности отражают неблагоприятные условия их накопления и подчеркивают их генетическое своеобразие: они бескарбонатны ($\text{CO}_2\text{карб}$ – 0,10–0,15%), малогумусны (Сорг – 0,15–0,21%), промыты от легкорастворимых солей (сухой остаток – 0,04%), в значительной степени облессованы и слабо преобразованы гипергенными процессами. Они залегают поверх аллювиальных осадков с тираспольской фауной мелких млекопитающих и отвечают, вероятно, окскому ледниковью [Агаджанян, Глушанкова, 1988; Глушанкова, 1992].

ЛИТЕРАТУРА

Горецкий Г.И. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Прареки Камского бассейна. М.: Наука. 1964. 415 с.

ВОЗМОЖНОСТЬ ДАЛЬНЕЙ КОРРЕЛЯЦИИ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В ПРЕДЕЛАХ ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫХ МОРЕЙ РОССИИ

М.Н. Алексеев, В.А. Друщиц

Геологический институт РАН, alekseev@ginras.ru

Проблемы корреляции геологических и событийных процессов получили развитие в рамках Международной программы геологической корреляции (МПК), проект 41 «Граница неогена и четвертичной системы». Инициаторами этого проекта были сотрудники Геологического института. Проект получил широкую международную поддержку. Был предложен стратотип границы – разрез Врика близ города Кротоне (Италия, Калабрия). В этом же регионе были использованы разрезы Санта Мария ди Катанзару, Ля Кастелло и ряд других. Во многих регионах были изучены и представлены для дальней корреляции местные стратотипические разрезы: в Испании, Франции, России, Японии.

Проект МПК 41 был принят на заседании Комиссии по стратиграфии Международного геологического конгресса в г. Москве в 1982 г. по представлению К.В. Никифоровой и Э. Агирре. Эта работа была поддержана академиком В.В. Меннером (председателем Комиссии по стратиграфии МПК) и итальянскими геологами и палеонтологами.

Многолетние работы по изучению шельфовой области различных районов Мирового океана позволили составить картину меридиональной системы морских шельфовых зон Дальнего Востока России, рассмотреть их с точки зрения тектоники стратиграфии и

литолого-минералогических направлений. Совместные работы американских и советских геологов содействовали переводу литологических подразделений в стратиграфии США в биостратиграфические, пригодные для ближней и дальней корреляции, включая корреляцию со стратотипом неоген-четвертичной границы – разрезом Врика. Важно подчеркнуть, что значительный вклад в изучение четвертичных толщ внесли ученые Геологического института и Дальневосточного отделения РАН.

Под позднекайнозойскими геологическими событиями мы понимаем события имевшие место в четвертичное время и плиоцене. Именно в это время были оформлены конфигурации шельфовых зон и краевых морских бассейнов.

Огромная протяженность дальневосточных морей России, разнообразие условий формирования осадков шельфа и прилегающей суши и их постседиментационных преобразований, развитие флоры и фауны, позволяет проследить изменение этих процессов на разных стратиграфических уровнях позднего кайнозоя в различных палеогеографических зонах. Систематизация материалов по позднему кайнозою шельфовых областей дальневосточных морей и их оценка с позиции выявления межзональных соотношений показало, что общая



картина изменения природных процессов, зональность осадконакопления и постседиментационных преобразований позволяют сделать вывод о синхронности важнейших геологических событий на Дальнем Востоке России. Фазы максимального развития оледенений совпадают с усилением континентальности и аридизацией. Одновременно происходит сокращение зон гумидного климата, понижение температур и регрессия океана. В начале оледенений и во время дегляциации выделяются фазы увлажнения. С межледниковьями совпадает расширение зон гумидного климата – жаркого на юге Восточной Азии, теплого, умеренно теплого и прохладного в более северной части и холодного в арктической области; межледниковьям отвечают трансгрессии океана [Алексеев, 1978]

Современный уровень знаний, наличие определенных методик и многих методов исследований (термолюминисценции, оптически стимулированной люминесценция, магнитостратиграфии, сейсмостратиграфии), позволяет сравнивать различные виды исследований во многих регионах и получать адекватные результаты. Данные по биостратиграфии, событийной стратиграфии, магнитостратиграфии, изотопно-кислородным стадиям, палинологии, вулканологии могут использоваться для выяснения взаимосвязи значительных событий позднего кайнозоя: оледенений, межледниковий, этапов аридизации и увлажнения, океанических регрессий и трансгрессий. Это позволяет достаточно объективно подойти к региональным и глобальным корреляциям и получить конкретные календарные датировки. Например, ИК подстадия 5e, относящаяся к основанию изотопно-кислородной стадии 5 и стадии 6. Стадия 6 характеризуется суровым климатом и оледенениями, которые мы связываем с Московскими событиями среднего неоплейстоцена

В Охотоморском и Япономорском регионах в ряде разрезов зафиксирован магнитостратиграфический уровень плиоцена Гаусс–Матуяма – 2,8 млн. лет. Он отмечен также сменой биозон. В плиоцене во время трансгрессии на Камчатке формировалась усть-лимимтэвая свита, которая хорошо коррелируется берингийскими слоями на Аляске и с верхней частью маруямской свиты Южного Сахалина. Выше в разрезах Камчатки выделен уровень, фиксирующий принятый Международной Стратиграфической комиссией в качестве границы между плиоценом и эоплейстоценом. Достаточно хорошая привязка этих подразделений и границ определяет возможность сопоставлений с европейскими схемами. Получается ситуация, когда появляется возможность корреляции верхнеплиоценовых толщ Охотского моря с гелазием итальянского стратотипического разреза. Ранее исследованиями Ю.Б. Гла-

денкова [1978] была установлена корреляция между событиями в конце плиоцена и в эоплейстоцене в Северной Атлантике, и Тихоокеанской области.

Систематизация имеющихся по четвертичным отложениям данным осуществляется на основе схемы принятой Комиссией по четвертичной системе Межведомственного стратиграфического комитета. Согласно этой схеме граница между неогеном и четвертичной системой проводится на уровне 1,8 млн лет, в верхней части палеомагнитного эпизода Олдувей эпохи обратной полярности Матуяма. Для Северной Пацифики биостратиграфически этот уровень примерно соответствует диатомовой зоне *Actinocyclus oculatus*. В качестве надраздела общей схемы выделяются плейстоцен и голоцен. Плейстоцен делится на эоплейстоцен и неоплейстоцен. В эоплейстоцене (1,8–0,7 млн лет) выделяются два звена: нижнее и верхнее. В неоплейстоцене выделяются три звена: нижнее, среднее и верхнее. Далее в этой схеме выделяются подразделения более низкого ранга.

Зафиксирована граница между четвертичной системой и плиоценом на Камчатке (Восточная Камчатка, Камчатский мыс). Ольховская свита в восточной части Камчатского полуострова разделена на два горизонта. Граница между этими горизонтами с помощью биостратиграфических и палеомагнитных исследований определяется как граница между неогеном и четвертичной системой в этом районе [Басилян, Былинская, 1997]. По палеомагнитным данным здесь выделяется эпизод прямой полярности Олдувей, выше и ниже которого установлена намагниченность обратного знака. В настоящее время это подразделение в Комиссии по стратиграфии ИНКВА и в российских организациях получило название геллазий. Оно граничит с эоплейстоценом. Именно здесь проходит граница между неогеном и четвертичной системой. Детальными исследованиями установлена возможность корреляции между стратотипическим разрезом Врика (Италия, Калабрия) и разрезом полуострова Босо (Япония, тихоокеанское побережье острова о-ва Хонсю). В этой интерпретации зона нормальной полярности формации Кивада коррелируется с эпизодом Олдувей эпохи Матуяма средней части разреза Врика [Nakagawa et al., 1997]. На этом же основании возможно сравнивать разрезы Каспийского региона с границей, которая фиксируется между акчагылом и апшероном и хорошо увязывается со стратотипическим разрезом Врика с разрезом Босо и разрезом Ольховской свиты (Камчатский мыс)

Начало неоплейстоцена совпадает с палеомагнитным рубежом Брюнес–Матуяма (моложе даты 0,7 млн лет), с которым связано изменение флористических и фаунистических комплексов на суше и



акватории Дальневосточного региона. Многочисленными работами зафиксировано преобладание арктических и бореально-арктических видов в отложениях этого возраста. Для неоплейстоценовых шельфовых и пелагических фаций Берингова моря выделены диатомовые комплексы. XII комплекс соответствует раннему неоплейстоцену общей шкалы [Черепанова, 1999].

Использование изотопно-кислородного метода [Матуль и др., 2001] показало, что возможно коррелировать четвертичные отложения Охотского моря до седьмой или восьмой изотопно-кислородной стадии, то есть до середины среднего неоплейстоцена. Более поздними исследованиями [Казарина, Бараш, 2005] установлена возможность более точной корреляции отложений Охотского моря с ИКС 7 и ИКС 9. В настоящее мы считаем возможным определение изотопно-кислородных стадий до значений 6 или в крайнем случае 7. Выделение более ранних стадий требует дополнительных исследований. Уверенно можно говорить о казанцевском (доземском = домикулинском) среднеоплейстоценовом возрасте нижней части разреза донных отложений Охотского и Японского морей.

Определенно выделяются стадии глобального потепления, например, подстадия 5e, соответствующая первому позднеоплейстоценовому (казанцевскому, микулинскому, земскому, сангамонскому) межледниковью. Палеомагнитные измерения в отложениях этого возраста показывают аномально магнитное поле, которое интерпретируется как намагниченный эпизод Блейк. На основании имеющихся материалов можно полагать, что в начале позднего неоплейстоцена, во время трансгрессии между 120 и 90 тыс. лет в южной части Охотоморского региона, на побережье и на о. Сахалин по палинологическим данным произрастали березово-лиственничные и лиственничные леса, характерные для режима умеренного климата [Алексеев, Друщиц, 2001]. В Охотском море в это время имела место трансгрессия, которую нужно рассматривать как крупное палеоокеанологическое событие четвертичного периода, изменившее геологическую обстановку, осадкоперенос и накопление отложений в разных районах Охотского моря. Несомненно, в это время существовала связь между Беринговым морем и Северным Ледовитым океаном. Об этом свидетельствует широкое распространение морских трансгрессивных тощ в Северной Пацифике (отложения Валькатленской трансгрессии, Пелукской трансгрессии). Это событие четко отмечается по распределению диатомей и соответствует зоне *Proboscia curvirostris* [Пушкарь, Черепанова, 2001].

Вполне возможно, что соединение Арктического и Тихого океана могло быть в четвертичное время и

ранее, в конце раннего неоплейстоцена (в мучкапское межледниковье, кроме, интергляциал IV). По биостратиграфии это время может быть эквивалентно диатомовой зоне *Nitzschia reinholdii*, относящейся к трансгрессивной фазе [Пушкарь, Черепанова, 2001]. Это время может соответствовать стадии 13 изотопно-кислородной шкалы. Видимо требуется выполнить дальнейшие, детальные исследования, чтобы провести уверенную корреляцию этого события с разрезами дальневосточных морей

Изменения в изотопном составе кислорода в раковинах планктонных *Neoglobobulimina pachiderma* (s.) и бентосных *Uvigerina auberiana* фораминифер, и других биогеохимических показателей отражают орбитальные (морские изотопные стадии 1, 2, 3) и короткопериодные климатические колебания в южной части Берингова моря. Здесь во время изотопной стадии 3 выявлено три теплых эпизода. Более суровые условия имели место во время стадии 2 синхронно с последним ледниковым максимумом. Два хорошо выраженных теплых эпизода, сопровождаемые пиками продуктивности и изменениями в химизме поровых вод имели место в начале стадии 1. Эти теплые эпизоды, разделенные похолоданием позднего дриаса, коррелируются с событиями талых вод в Северной Атлантике [Басов и др., 2005].

Естественно, хорошо коррелируется по многим береговым разрезам в региональном и глобальном масштабе последний гляциальный максимум (22–25 тыс. лет). Это значительное событие фиксируется по биостратиграфическим данным, торий-урановым, радиоуглеродным датировкам. Отложения этого возраста с характерными признаками накопления в суровых климатических условиях имеют широкое распространение в дальневосточном регионе. Происходит понижение уровня Мирового океана в глобальном масштабе, что находит отражение в составе отложений и рельефе современного шельфа. Хорошо изучены (и датированы) древние береговые линии на шельфе Японского моря. В это время отсутствовала связь между Японским и Охотским морями и между Арктикой и Пацификой.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеев М.Н. Антропоген Восточной Азии. М.: Наука, 1978. 205 с.
- Алексеев М.Н., Друщиц В.А. Климатические события казанцевского межледниковья и голоцена восточной части российского шельфа и Сибири. Бюл. комис. по изуч. четвертичного периода. 2001. № 64. С. 78–89.
- Басилян А.Э., Былинская М.Е. Шельф Камчатского полуострова (Восточная Камчатка) в позднем плиоцене – раннем квартере (ольховское время) // Стратигр. Геол. корреляция. 1997. Т. 5, № 3. С. 83–91.



Басов И.А., Горбаренко С.А., Артемова А.В. и др. Изменение среды в южной части Берингова моря в позднем плейстоцене – голоцене: геохимические и палеонтологические свидетельства. Тезисы докладов XVI Международной школы по морской геологии. М., 2005. С. 176–177.

Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плицена и антропогена Северной Пацифики: (Стратиграфия и палеоэкология). Владивосток: Дальнаука, 2001. 228 с.

Гладенков Ю.Б. Морской верхний кайнозой северных районов. Труды ГИН АН СССР, вып. 313. М.: Наука, 1978. 194 с.

Матуль А.Г., Мухина В.В., Горбаренко С.А., Лесков В.Ю. О четвертичной стратиграфии и палеоокеанографии северной части Охотского моря по данным микропалеонтологии и седиментологии // Седиментологические процессы и эволюция морских экосистем

в условиях морского перигляциала. Апатиты, 2001. С. 73–82.

Казарина Г.Х., Бараиш М.С. Диатомовые комплексы из отложений четырех межледниковых интервалов Охотского моря // Микропалеонтология в России на рубеже веков. Мат-лы XIII Всероссийского Микропалеонтологического совещания. Москва, 21–23 ноября, 2005 г. С. 146–147.

Черепанова М.В. Диатомовые комплексы и корреляция четвертичных отложений северо-западной части Тихого океана. Автореф. дис... Канд. геол.-мин. наук. Владивосток: ДВГИ ДВО РАН, 1999. 25 с.

Nakagawa H., Nitsuma N., Takayma T. et al. The magnetostratigraphy of the Vrica section, Italy, and its correlation with the Plio-Pleistocene of the Boso Peninsula, Japan // The Pleistocene Boundary and the Beginning of the Quaternary (Ed. Van Couvering). Cambridge Univ. Press, 1997. P. 46–56.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ В РАЙОНЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ И ГОЛОЦЕНЕ ПО ПЫЛЬЦЕВЫМ ДАННЫМ

А.А. Андреев¹, Л. Ширмайстер¹, Г. Гроссе¹, П.Е. Тарасов² & Х.-В. Хуббертен¹

¹Институт полярных и морских исследований им. Алфреда Вегенера, Потсдам, Германия;

²Институт геологических наук, Фрай Университет Берлин, Германия

Пыльцевые данные из ряда ключевых разрезов в районе моря Лаптевых датированных по ¹⁴C (несколько сот датировок), IRSL, OSL, U/Th и палеомагнитным методом были получены в ходе совместных российско-германских исследований (проект «System Laptev Sea»). Исследованные пыльцевые спектры отражают историю растительности и климата в регионе за последние 200 000 лет [Andreev et al., 2001a-b, 2002, 2004a-b, submitted.; Schirrmeister et al., 2003, 2003; Hubberten et al., 2006; Ilyashuk et al., 2006; Grosse et al., 2007; Kienast et al., in press; Wetterich et al., in preparation).

Пыльцевые данные указывают, что относительно влажные злаково-осоковые тундры господствовали во время интерстадиала около 200 000–170 000 лет назад. Летний климат был довольно влажным и тёплым. Пыльцевые данные отражают скудную растительность около 170 000–130 000 лет назад (поздний Заал) с климатом более суровым чем в предыдущий интерстадиал.

Открытые злаково-полынные ценозы господствовали в начале Эемского (Казанцевского) межледниковья, около 130 000 лет назад. По-видимому, в более защищенных местах росли кусты ольховника, ив и карликовых берез. Относительно тёплый климат способствовал протаванию ледяных жил Заальского возраста. Позднее, во время межледни-

кового оптимума господствовала кустарниковая тундра (*Alnus fruticosa* и *Betula nana*). Реконструкции климата показывают, что температуры июля были выше современных как минимум на 4–5 С [Andreev et al., 2004a]. Позднеемские спектры отражают значительное ухудшение климата.

Низкая концентрация пыльцы, большие количества переотложенных палиноморф и появление ксерофильных таксонов характерны для ранневалдайских (зырянских) отложений. Сухие злаково-осоковые ценозы с немногочисленным разнотравьем господствовали 110 000–50 000 лет назад.

Для средневалдайских (Каргинских, около 50 000–30 000 лет назад) отложений характерна более высокая концентрация пыльцы (в основном злаков и осок), а также меньшее количество переотложенной пыльцы хвойных (Pinaceae) и палиноморф. Осоково-злаковые ценозы с примесью разнотравья (в основном Caryophyllaceae) господствовали в это время. Присутствие пыльцы *Salix*, *Betula nana* и Ericales отражает относительно теплые и влажные условия.

В спектрах датированных около 30 000–26 000 лет назад концентрация пыльцы значительно ниже. Осоково-злаково-полынные ценозы с примесью Caryophyllaceae, Asteraceae господствовали в растительности. Большие количества переотложенной пыльцы говорит о разреженном растительном по-



кrove. Климат был более сухим и холодным чем в предыдущий интервал.

Разреженная злаковая растительность с примесью Caryophyllaceae, Asteraceae, Cichoriaceae, *Se-laginella rupestris* существовала в позднем валдае (сартан), 26 000–16 000 лет назад. Климат был очень сухим и холодным. Злаки и осоки с примесью Caryophyllaceae, Asteraceae, and Cichoriaceae господствовали 16 000–12 200 лет назад. Климат был значительно теплее чем в сартане.

Накопление едомных отложений закончилось около 12 000 лет назад в начале аллерёда. Более высокая концентрация пыльцы, появление *Salix* и *Betula* в спектрах датированных 12 000–11 000 лет назад отражают существенное улучшение климата. Позднедриасовые спектры характеризуются исчезновением из спектров отражают ухудшение климата.

Пыльца *Alnus fruticosa*, *Betula* и *Ericales* преобладает в раннеголоценовых отложениях датированных 9000–7500 лет назад отражая тёплый и влажный климат с летними температурами на 4–5°C выше современных [Andreev et al., submitted]. Постепенное исчезновение этих таксонов после 7500 лет назад отражает ухудшение климата связанное повидимому в первую очередь с трансгрессией моря [Bauch et al., 2001]. Около 3500 лет назад растительный покров приобретает современный облик.

ЛИТЕРАТУРА

- Andreev A.A., Grosse G., Schirrmeister L., Kuzmina S.A., Kuznetsova T.V., Bobrov A.A., Tarasov P.E., Novenko E.Yu., Meyer H., Kienast F., Bryantseva A., Derevyagin A.Yu. & Kunitsky V.V. (submitted). Weichselian and Holocene palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island, New Siberian Archipelago, Arctic Siberia. *Boreas*.
- Andreev A.A., Grosse G., Schirrmeister L., Kuzmina S.A., Novenko E.Yu., Bobrov A.A., Tarasov P.E., Kuznetsova T.V., Krbetschek M., Meyer H. & Kunitsky V.V. (2004a). Late Saalian and Eemian palaeoenvironmental history of the Bol'shoy Lyakhovsky Island (Laptev Sea region, Arctic Siberia). *Boreas* 33. P. 319–348.
- Andreev A.A., Klimanov V.A. & Sulerzhitsky L.D. (2001a). Vegetation and climate history of the Yana River lowland during the last 6400 yr. *Quaternary Science Reviews* 20. P. 259–266.
- Andreev A.A., Peteet D.M., Tarasov P.E., Filimonova L., Romanenko F.A. & Sulerzhitsky L.D. 2001. Late Pleistocene interstadial environment on Fadeyevsky Island, East-Siberian Sea, Russia. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 33 (1). P. 28–35.
- Andreev A.A., Schirrmeister L., Siegert Ch., Bobrov A.A., Demske D., Seiffert M., & Hubberten H.-W. (2002). Paleoenvironmental changes in northeastern Siberia during the Upper Quaternary – evidence from pollen records of the Bykovsky Peninsula. *Polarforschung* 70. P. 13–25.
- Andreev A.A., Tarasov P.E., Schwamborn G., Ilyashuk B.P., Ilyashuk E.A., Bobrov A.A., Klimanov V.A., Rachold V. & Hubberten H.-W. 2004b. Multi-proxy Holocene paleoenvironmental records from Nikolay Lake, Lena River Delta, Arctic Russia. *Palaeo* 3 209. P. 197–217.
- Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R.F., Kassens H., Grootes P.M., Thiede J., Heinemeier J. & Petryashov V.V. (2001). Chronology of the Holocene transgression at North Siberian margin. *Global and Planetary Change* 31. P. 125–139.
- Grosse G., Schirrmeister L., Siegert Ch., Kunitsky V.V., Slagoda E.A., Andreev A.A. & Derevyagin A.Y. 2007. Geological and geomorphological evolution of a sedimentary periglacial landscape in Northeast Siberia during the Late Quaternary. *Geomorphology* 86(1/2). P. 25–51.
- Hubberten H.-W., Andreev A.A., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Henriksen M., Hjort Ch., Houmark-Nielsen M., Jakobsson M., Kuzmina S., Larsen E., Lunkka J.P., Lyså A., Mangerud J., Möller P., Saarnisto M., Schirrmeister L., Sher A.V., Siegert Ch., Siegert M.J. & Svendsen J.I. (2004). The periglacial climate and environment in northern Eurasia during the last glaciation. *Quaternary Science Reviews* 23. P. 1333–1357.
- Ilyashuk B.P., Andreev A.A., Bobrov A.A., Tumskey V.E. & Ilyashuk E. A. (2006). Interglacial History of a Palaeo-lake and Regional Environment: A multi-proxy study of a permafrost deposit from Bol'shoy Lyakhovsky Island, Arctic Siberia. *Journal of Paleolimnology*, 35(4). P. 855–872.
- Kienast F., Schirrmeister L., Tarasov P., Grosse G. & Andreev A.A. (in press). Continental climate in the East Siberian Arctic during the last interglacial: implications from palaeobotanical records. *Global and Planetary Change*.
- Schirrmeister L., Kunitsky V.V., Grosse G., Schwamborn G., Andreev A.A., Meyer H., Kuznetsova T., Bobrov A. & Oezen D. (2003). Late Quaternary history of the accumulation plain north of the Chekanovsky Ridge (North East Yakutia). *Polar Geography* 27(4). P. 277–319.
- Schirrmeister L., Siegert Ch., Kuznetsova T., Kuzmina T., Andreev A.A., Kienast F., Meyer H. & Bobrov A.A., (2002). Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia. *Quaternary International* 89. P. 97–118.
- Wetterich S., Kuzmina S., Andreev A.A., Kienast F., Meyer H. & Schirrmeister L. (in preparation). Palaeoclimate dynamics inferred from Late Quaternary permafrost deposits on Kurungnakh Island (Lena River Delta, North East Siberia). *Journal of Paleolimnology*.



ФАЦИИ МОРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ

Л.Н. Андреичева

Институт геологии, Коми научный центр, Уральское отделение РАН

Отложения плейстоцена представлены широким спектром генетических типов, порой с весьма специфическими признаками. Во время плейстоценовых межледниковых эпох на территорию прибрежной арктической равнины Европейского Северо-Востока, частью которой является север Печорской низменности, неоднократно распространялись морские трансгрессии. Существует точка зрения, согласно которой распространение моря на север Европейской платформы в отдельные межледниковья было ингрессионным [Девятова, Лосева, 1964]. Однако широкое развитие морских отложений в долинах рек и на водоразделах, а также разнообразие фациальных типов морских пород указывают на разные седиментационные обстановки и довольно масштабные морские трансгрессии, перекрывающие северные районы Большеземельской тундры, по меньшей мере, трижды: два раза в среднем плейстоцене и во время сулинского (микулинского) межледниковья в позднем плейстоцене. Ю.А. Лаврушин с коллегами [Строение..., 1989], основываясь на выделении в основании плейстоценовой толщи региона доледниковых морских отложений, полагает, что была еще одна морская трансгрессия, имеющая ограниченные масштабы. Перекрывала она лишь восточную часть Большеземельской тундры, не распространяясь на запад.

В условиях полярного и холодного гумидного климата, характерного для рассматриваемой территории с подавленным хемогенным и органогенным осадконакоплением, здесь происходило формирование в основном терригенных морских отложений [Методическое руководство..., 1987]. Фациально-генетическое и литологическое изучение морских отложений здесь ранее практически не проводилось, по сути, это первый шаг в исследовании морских осадков плейстоцена в регионе. В этой связи в данной работе целесообразно рассмотреть литологические особенности отложений, идентифицированных в изученных плейстоценовых разрезах Европейского Северо-Востока, уделив особое внимание их структурным и текстурным характеристикам.

Указанием на морской генезис отложений является, в первую очередь, совместное нахождение их в разрезе и на площади. Важным при идентификации морских фаций служит выявление фациальной зональности процессов седиментации, обусловленной характером волновых процессов: в прибрежно-морских зонах при участии ветровых волнений и

течений с неупорядоченно-колебательным движением волн, тогда как на шельфе и, вероятно, в прилегающей к шельфу части переходной зоны образование кластических осадков связано с приливно-отливными и волновыми течениями.

Наибольшее распространение на Европейском Северо-Востоке имеют отложения побережья или прибрежно-морские осадки. Широкий спектр литологических и фациальных типов пород, которыми они представлены, обусловлен многообразием факторов седиментации. В плейстоценовых разрезах региона нами идентифицирован практически весь комплекс морских терригенных фаций: выделены осадки трех подзон литорали, включая фацию песчаных баров, приливно-отливных равнин, приливно-отливных каналов и лагун, а также отложения переходной зоны и мелководного шельфа. Для удобства обсуждения полученных результатов морские терригенные отложения подразделены на три группы. Первая группа включает достаточно однотипные по гранулометрическому составу пляжевые отложения, куда вошли и осадки песчаных баров. Вторая группа объединяет весь комплекс осадков приливно-отливной равнины, куда входят фации приливно-отливных каналов и лагун. В третью группу вошли отложения переходной зоны и мелководного шельфа, характеризующиеся значительным литологическим сходством. Усредненные данные их гранулометрического состава приведены в табл. 1.

Наиболее хорошо отсортированы отложения пляжа и песчаных баров (коэффициент сортированности $S_c=0,55-0,73$). Представлены они промытыми, преимущественно мелкозернистыми песками с включениями редкой гальки и незначительным содержанием материала, растворимого в 10%-ной соляной кислоте (0,9–2,7%). Характерны скопления темноцветных минералов, обломков угля, обрывков растительных тканей по плоскостям напластования, как правило, параллельным, особенно в отложениях предфронтальной зоны пляжа. Присутствует раковинный детрит, а нередко и целые отдельные створки раковин *Arctica islandica*, *Macoma calcarea*, *Cerastoderma edule* и др. Обычными для пляжевых осадков являются косая слоистость, симметричные и асимметричные знаки ряби волнения и слабого течения.

Отложения приливно-отливной равнины, включая фации приливно-отливных каналов, представлены комплексом осадков различного гранулометри-



Таблица 1. Гранулометрический состав морских отложений на Европейском Северо-Востоке

№ обн., скв.	Индекс горизонта	Обстановка осадко-накопления	Карбонатность, %	Содержание фракций размером (мм), %				d _{ср} , мм	S _c
				>1,0	1,0–0,1	0,1–0,01	<0,01		
1104-2	Q _{III} ¹ s	пляж	1,8	2	78,2	16,2	3,7	0,142	0,55
1112-2	Q _{III} ¹ s	– " –	2,5		69,9	22	8,1	0,091	0,57
1112-4	Q _{III} ¹ s	– " –	2,7		65,9	26,7	8	0,085	0,57
1112-5	Q _{III} ¹ s	– " –	2,4		85,4	11,2	3,4	0,121	0,73
1112-6	Q _{III} ¹ s	– " –	2,3	0,3	86	10	3,8	0,146	0,66
К-6-1	Q _{III} ¹ s	песчаный бар	1,3	0,1	79,3	14	6,7	0,107	0,59
К-6-6	Q _{III} ¹ s	– " –	0,9		65,3	31,9	2,8	0,112	0,72
1113-1	Q _{II} ³ г	– " –	1,3		79,9	17,3	2,8	0,126	0,71
1113-3	Q _{II} ³ г	– " –	2,4	0,6	90,8	5	3,6	0,203	0,55
Ч-12	Q _{III} ¹ s	приливо-отливная равнина	9,2	10,1	50,9	31,9	7	0,183	0,46
Ч-19	Q _{III} ¹ s	– " –	4,9	1,5	64,1	23,3	11,1	0,11	0,44
1011	Q _{III} ¹ s	– " –	17,9	8,8	81,4	4,7	5,1	0,228	0,31
1106	Q _{II} ³ г	– " –	5,1	4,7	79,9	11,5	3,9	0,163	0,52
Х-6	Q _{II} ³ г	приливо-отливные каналы	6,7		2,1	66,2	31,8	0,024	0,41
1015	Q _{III} ¹ s	– " –	3,8		9	72,5	18,5	0,027	0,4
Ч-17	Q _{II} ³ г	мелководный шельф	6,2	0,4	7,1	44,4	48,1	0,012	0,21
ВК-11	Q _{III} ¹ s	– " –	7,9		2,4	31,7	65,9	0,006	0,35
ВК-13	Q _{III} ¹ s	– " –	10		1,2	32,6	66,2	0,007	0,33
1101-с	Q _{III} ¹ s	– " –	6,4		8,3	59,7	32	0,02	0,3
1109-2	Q _{III} ¹ s	– " –	7,5	0,7	19,5	43,2	36,6	0,019	0,19
1109-3	Q _{III} ¹ s	– " –	7,4	0,8	19,8	46,2	33,2	0,022	0,18
1113-3	Q _{III} ¹ s	– " –	6,6	0,8	21	37,6	40,8	0,018	0,16
341	Q _{II} ³ г	– " –	3,6		5	44,1	50,9	0,01	0,26

Примечание: Обнажения 1104-2, 1112-2, 1112-4, 1112-5, 1112-6, 1113-1, 1113-3, 1106, 1101-с, 1109-2, 1109-3, 1113-3 находятся на р. Шапкиной; 1011 и 1015 – на р. Б. Роговой; К-6-1 и К-6-6 – на р. Куе (правый приток р. Печоры); ВК-11 и ВК-13 – обнажение Вастьянский Конь; Х-6 – обнажение Хонгурей (нижняя Печора); Ч-12, Ч-19, Ч-17 – на р. Черной; скв. 341 – на р. Лае.

ческого состава. Доминируют мелкозернистые пески, но наряду с ними встречаются глинистые алевроиты, накопление которых, по всей вероятности, связано с каналами-руслами, где снижение уровня воды происходит очень медленно и практически без ее горизонтального перемещения, приводя к формированию глинисто-алевритовых отложений [Рейнек, Сингх, 1981; Фролов, 1984]. Часто в разрезах наблюдается переслаивание песчаных и алевроитовых тел, что весьма характерно для осадков приливо-отливных равнин. Степень сортированности отложений ниже, чем осадков пляжа и песчаных баров: S_c=0,34–0,52, карбонатность достаточно высока и колеблется от 4,9 до

6,7%, а на востоке региона в бассейне р. Б.Роговой достигает 17,9%.

Наиболее слабой сортировкой материала определяются отложения мелководного шельфа (S_c=0,16–0,35, среднее значение 0,25), представленные темноокрашенными глинами и алевроитами, часто с обломками и целыми створками раковин моллюсков. Иногда отмечается слабовыраженное горизонтальное переслаивание осадков, как правило, несколько различных по гранулометрическому составу, хотя в целом слоистость для них не характерна. Содержание материала, растворимого в 10 %-ной HCl, в отложениях мелководного шельфа значительно и составляет 3,6–10%.

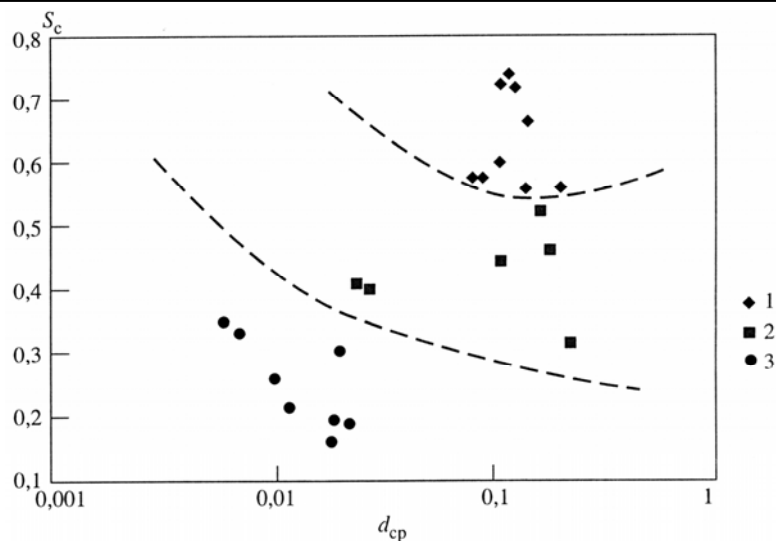


Рис. График зависимости среднего диаметра зерен (d_{cp}) и коэффициента сортировки (S_c) морских терригенных осадков

1 – отложения пляжевой зоны; 2 – комплекс осадков приливно-отливной равнины; 3 – отложения мелководного шельфа

На графике гранулометрических показателей: среднего диаметра зерен (d_{cp}) и коэффициента сортировки (S_c) – параметров, определяющихся в основном режимами осадконакопления, отчетливо выделяются поля отложений, которые сформировались в пляжевой зоне, в условиях приливно-отливных равнин и на мелководном шельфе (рисунок).

Содержание тяжелых минералов в осадках пляжевой зоны не очень высоко и колеблется от 0,3 до 1,13%. Кроме представленных в табл. 2 минералов, в долях процента и единичных знаках постоянно отмечаются шпинель, хромшпинелид, хромит, хлорит, мусковит, биотит, куларит, анатаз, брукит, монацит, ксенотим, бадделейт, флюорит, самородный свинец (?), корунд, ильменорутит, халькопирит, малахит, бирюза. Основная ассоциации минералов тяжелой фракции отложений пляжевой зоны представлена гранат¹⁵–амфибол¹⁸–эпидотовой²⁸, а второстепенная – сфен⁴–пироксен⁴–апатит⁴–лейкоксен⁴–ильменитовой⁸ минеральными ассоциациями.

Минеральный состав тяжелой фракции осадков, выделенных в комплекс отложений приливно-отливной равнины, изучен, к сожалению, только в трех разрезах: на западе региона на р. Шапкиной и на востоке на р. Б.Роговой. И здесь определяющую роль в распределении минералов играет, по-видимому, местный фактор: Отложения различаются как по содержанию тяжелой фракции, весьма значительной в бассейне р. Б.Роговой (2–3,73%), так и по концентрации основных и второстепенных минералов (табл. 2).

Содержание тяжелых минералов в осадках мелководного шельфа, изученных лишь в бассейне р. Шапкиной и в обн. Вастьянский Конь в нижнем течении р. Печоры, составляет 0,66–1,19%. Тяже-

лая фракция отложений характеризуются амфибол¹⁰–пирит¹⁴–сидерит¹⁵–гранат¹⁶–эпидотовой²⁵ ассоциацией основных минералов в бассейне р. Шапкиной. Второстепенные минералы образуют лейкоксен³–циркон⁴–ильменитовую⁵ ассоциацию. Отложения в обн. Вастьянский Конь определяются эпидот¹⁵–гранат²¹–амфиболовой³³ ассоциацией тяжелых минералов при более высоких содержаниях по сравнению с бассейном р. Шапкиной аксессуаров: пироксена (5,5%), апатита (4,5%) и метаморфогенных минералов – дистена и ставролита (4,1%), то есть в западном направлении наблюдается закономерное обогащение осадков мелководного шельфа минералами Северо-Западной терригенно-минералогической провинции [Батурин, 1947]. Данное обстоятельство позволяет предположить, что формирование этих отложений происходило в значительной степени за счет размыва вычегодского (московского) тилла Фенноскандинавского центра оледенения.

Выводы

Литологическое изучение различных фаций морских отложений: осадков пляжевой и предпляжевой зон и мелководного шельфа проведено в регионе впервые.

Отложения пляжа и песчаных баров представлены хорошо сортированными промытыми мелкозернистыми песками с редкой галькой. Для них типичны косая слоистость, симметричные и асимметричные знаки ряби волнения и слабого течения.

Осадки области приливно-отливной равнины представлены образованиями различного гранулометрического состава, менее сортированными, чем отложения пляжа и песчаных баров. Для них характерна косая бимодальная (елочная), а также волнис-



Таблица 2. Средний минеральный состав тяжелой фракции морских отложений Европейского Северо-Востока

Фации	Отложения зоны пляжа							Осадки приливо-отливной равнины			Отложения мелководного шельфа			
№ обн.	1104-2	1112-4	1112-5	1112-6	К-6-1	К-6-6	1113-1	1106	1011	1015	ВК-11	1113-3	1109-2	1109-3
Индекс горизонта	Q _{III} ¹ s	Q _{III} ¹ s	Q _{III} ¹ s	Q _{III} ¹ s	Q _{III} ¹ s	Q _{III} ¹ s	Q _{III} ³ r	Q _{III} ³ r	Q _{III} ¹ s	Q _{III} ¹ s	Q _{III} ¹ s	Q _{III} ¹ s	Q _{III} ¹ s	Q _{III} ¹ s
Выход тяжелой фракции, %	1,13	0,3	0,6	0,62	0,34	0,38	0,94	0,94	2	3,73	0,9	0,66	1,19	0,93
Магнетит	0,5	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2	0,4	0,5	0,7	1,4	1	0,6	1,2	0,2
Гематит	0,5	0,3	0,7	0,6	1,0	0,9	0	4,6			0,7	0,4	0,7	1,1
Ильменит	10,8	9,3	6,1	5,3	4,4	5,5	14,8	5,3	8,0	26,2	6,3	1,5	8	5,8
Эпидот	24,5	33,9	20,8	20,7	29,0	25,5	38,3	24	22	26,1	15,3	30,1	22,3	22,4
Амфибол	10,3	16,9	19,4	19,1	18,5	18,7	14,3	11,9	3,6	3	32,6	11,6	7,8	10,3
Гранат	29,1	13,5	14,3	16,8	13,7	19,7	10,7	20,2	11,8	20,8	20,6	18,2	14,6	16,4
Пирит	1,2	1,5	2,1	2	0,1	0,0	2,2	0,1	24,1	0,5		15,3	14,4	12,8
Сидерит	5,6	1,4	12,3	4,5		0,3	3,1	6,9	5,3	7,3	4,3	9	18,9	16,5
Циркон	4	4,8	0,5	0,3	1,1	1,5	2,5	2,8	1,9	2,7	ед.зн.	3,9	3,6	3,9
Рутил	1,1	0,6	0,6	1,1	1,3	1	0,5	0,7	0,5	0,9	1,1	0,5	1,1	0,6
Сфен	3,1	2,3	3,1	3,5	2,5	3,0	3	1,7	1,8	1,4	1	2,3	1,4	1,3
Лейкоксен	4,4	5,7	3,7	3,4	4,1	4,0	4,5	2,4	7,7	4,6	2	2,3	2	3,2
Дистен	1,6	3,6	4,6	1,4	2,6	3,3	1,5	2,3	1,3	1,3	2,1	0,6	0,8	1
Ставролит	0,2		0,9	0,2	1,1	0,6	0,1	0,3	0,1		2		0,1	0,2
Силлиманит			0,1	0,7		0,1				0,1				
Турмалин	1,4	0,8	0,8	0,7	1,3	1,2	1,3	1,3	0,5	0,4	0,6	0,8	0,2	0,4
Апатит	0,6	1,1	4,7	3,8	5,8	4,5	0,5	1,1	0,1	0,4	4,5	0,8	0,5	2,4
Пироксен	1	1,9	3,8	3,9	5,4	4,4	2,1	2,7	0,4	0,1	5,5	0,6	0,5	1
Лимонит	2,3	0,7	1	7,6	7,9	4,8	0,2	10,7	9,9	2,5		1	0,6	0,2

Примечание: Обнажения 1011 и 1015 – на р. Б. Роговой, обнажения К-6-1 и К-6-6 – на р. Куе, обнажение ВК-11 – Вастьянский Конь, остальные обнажения находятся на р. Шапкиной.

тая и линзовидная слоистость глинисто-алевритовых и песчаных, равномерно переслаивающихся отложений, что является характерной особенностью осадков приливо-отливных равнин [Рейнек, Сингх, 1981].

Наиболее слабо сортированы темноокрашенные глины и алевриты мелководного шельфа с не очень отчетливой горизонтальной слоистостью, обусловленной различиями в гранулометрическом составе осадков, чаще всего отложения неслоисты.

ЛИТЕРАТУРА

Батурин В.П. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. М.; Л.: 1947. 338 с.

Девятова Э.И., Лосева Э.И. Стратиграфия и палеогеография четвертичного периода в бассейне р. Мезени. Л.: Наука, 1964. 105 с.

Методическое руководство по изучению и геологической съемке четвертичных отложений / А.К. Агаджанян, Б.А. Борисов., О.А. Брайцева и др. Л.: Недра, 1987. 308 с.

Рейнек Г.-Э., Сингх И.Б. Обстановки терригенного осадконакопления. М.: Недра, 1981. 439 с.

Строение и вещественный состав отложений гляциального палеошельфа Большеземельской тундры / Ю.А. Лаврушин, И.А. Чистякова, А.С. Гайдаманчук и др. // Литология кайнозойских шельфовых отложений. М., 1989. С. 3–52.

Фролов В.Т. Генетическая типизация морских отложений. М.: Недра, 1984. 222 с.



ПРИМЕНЕНИЕ УСОВЕРШЕНСТВОВАННЫХ ВАРИАНТОВ ^{14}C И $^{230}\text{Th}/\text{U}$ МЕТОДОВ ДЛЯ ОБОСНОВАНИЯ ХРОНОЛОГИИ ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Х.А. Арсланов¹, Ф.Е. Максимов¹, С.А. Лаухин², В.Ю. Кузнецов¹, С.Б. Чернов¹,
Т.В. Тертычная¹, А.М. Фирсов³

¹ НИИ Географии С.-Петербургского государственного университета, С.-Петербург,
Arslanovkh@mail.ru

² Институт проблем освоения Севера СО РАН, Тюмень, valvolgina@mtu-net.ru

³ ФГУП Фундаментпроект, Москва

Радиоуглеродный и уран-ториевый методы являются основными радиоизотопными методами датирования органогенных позднеплейстоценовых отложений. Принципиально измерительная техника позволяет датировать по ^{14}C образцы с возрастом до 60–65 тыс. лет. Однако датирование древних образцов с возрастом более 30–40 тыс. лет представляет сложную задачу, связанную с тем, что на возраст древних проб резко влияет малейшее загрязнение современным или более молодым, чем образец, углеродом, вносимым в образец корешками растений, гуминовыми и фульвокислотами и бактериями. Кроме того, образец может быть загрязнен молодым углеродом в процессе его химической обработки вследствие так называемого эффекта памяти [Арсланов, 1987]. Загрязнение более молодым углеродом снижает определяемый ^{14}C возраст.

При выполнении проектов ИНТАС и РФФИ по обоснованию радиоизотопной хронологии позднего плейстоцена Западной Сибири мы производили отбор органогенных проб из глубоких расчисток, из неводоносных горизонтов, в которых загрязнение гумусовыми веществами, корешками и бактериями сведено к минимуму. При лабораторной обработке органических проб принимались меры по идентификации и устранению загрязнения корешками растений и гуминовыми кислотами путем более полного извлечения из образцов гуминовых кислот, датирования разных фракций одного и того же образца, последовательного синтеза карбида лития (в титановом стакане) и бензола только из серии древних проб, чтобы избежать их загрязнения. Наконец, очень важным методическим приемом является одновременное датирование радиоуглеродным и уран-ториевым методами горизонтов межстадиальных и межледниковых торфяников. Уран-ториевый ($^{230}\text{Th}/\text{U}$) изохронный метод в Западной Европе стал применяться для датирования мощных слоев торфяников около 15 лет назад [Heijnis, 1992]. Метод основан на том, что изотопы урана включаются в торфяник в период его формирования и концентрация урана впоследствии остается постоянной. Однако это условие в большинстве случаев соблюдается только в

центральной части торфяника; верхние и нижние слои торфяника в большинстве случаев содержат повышенную концентрацию урана вследствие поглощения урана из грунтовых вод. Отношение $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ в органической фракции в центральной части торфяника служит мерой возраста. Однако в торфяник в составе минерального детрита включаются и изотопы тория ^{232}Th и ^{230}Th . Их влияние на возраст удастся свести к минимуму путем применения метода изохрон для учета постороннего детритного ^{230}Th [Geyh, 2001]. Первоначально для датирования $^{230}\text{Th}/\text{U}$ методом мы применяли способ выщелачивания сожженных при 700 °C образцов торфа раствором 7 М HNO_3 (модель L/L). По этой методике успешно был продатирован стратотипический разрез микулинского межледниковья в с. Микулино – 113±11 тыс. лет [Кузнецов и др., 2003]. Полученные датировки хорошо сопоставляются с хронологией морской изотопной стадии (МИС) 5е, в интервале 114–127 тыс. лет [Bassinot et al., 1994]. Впоследствии мы датировали торфяники и обогащенные органикой сапропели, параллельно применяя способ выщелачивания (L/L) и полного растворения золы сожженных образцов в кислотах HCl , HF , HClO_4 , HNO_3 (модель TSD) [Арсланов и др., 2005; Maksimov et al., 2006]. Датирование признавалось надежным, если возрасты, вычисленные по обоим моделям, были согласующимися. Расчет изохронно-корректированных возрастов для L/L и TSD моделей произведен по методике М.Гая [Geyh, 2001]. Методика расчета возраста и полученные датировки приведены в [Maksimov et al., 2006].

Совокупность усовершенствованных ^{14}C и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ методов вначале нами были применены для датирования межледниковых отложений близ с. Бедоба в Северном Приангарье. На основе серии конечных радиоуглеродных датировок русловых и старичных фаций межледниковых отложений в интервале 29,6–47 тыс. лет, полученных в 60-х годах, эти межледниковые отложения были отнесены к каргинскому межледниковью [Лаухин, Метельцева, 1973; Фирсов и др., 1985]. Новые исследования не подтвердили прежние датировки: верхние и сред-



ние слои мощного горизонта старичного торфа показали запредельный ^{14}C возраст ≥ 53500 и ≥ 56900 лет, а уран-ториевый возраст средних слоев старичного торфа оказался равным 120 ± 13 тыс. лет, слои 70–110 см, модель L/L [Арсланов и др., 2004] и $126,7 \pm 10,3 / -8,6$ тыс. лет, модель L/L, слои 60–100 см и $148,5 \pm 11,2 / -9,3$ тыс. лет, модель TSD, слои 60–100 см [Maksimov et al., 2006]. Таким образом, в этом разрезе казанцевские межледниковые отложения ранее ошибочно были приняты как отложения каргинского межледниковья. Межледниковые отложения в разрезе Шурышкары на Нижней Оби на основе заниженных конечных радиоуглеродных датировок также были отнесены к каргинскому межледниковью [Архипов и др., 1977]. Позже нами были получены $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировки (133 ± 14 тыс. лет, модель L/L и $141,1 \pm 11,7$ тыс. лет, модель TSD), свидетельствующие о казанцевском возрасте торфяника в этом разрезе [Астахов и др., 2005]. Впоследствии датировки были уточнены ($133,7 \pm 13,5 / -11,7$ тыс. лет, модель L/L и $137,0 \pm 11,0 / -9,2$ тыс. лет, модель TSD). Также нами были изучены два разреза на Нижней и Средней Оби: Золотой мыс и Кирьяс 1,2, которые действительно формировались в среднелазарское время 27–48 тыс. л.н.

В обнажении Золотой Мыс, расположенном на правом берегу Оби ($64^{\circ}52'$ с.ш., $65^{\circ}34'$ в.д.) мы на коренном берегу на глубине 5,2–7 м вскрыли торфяник с прослоями суглинка и алевролита. Торфяник перекрыт буровато-серым суглинком мощностью 3,4 м, который в нижней части содержит два прослоя торфа. Датировка верхнего прослоя торфа 35000 ± 900 и 33500 ± 260 лет, нижнего прослоя торфа 36250 ± 550 лет. Датировка кровли торфяника 40100 ± 1460 лет [Лаухин и др., 2006]. Приведенные датировки охватывают все среднелазарское (среднелазарское) время. В разрезе Золотой мыс выявлены 3 этапа потепления (условия северной тайги) и разделяющие их два похолодания (условия лесотундры) [Лаухин и др., 2006].

Обнажение Кирьяс на левом берегу Оби ($60^{\circ}51'$ с.ш. и $75^{\circ}45'$ в.д.) нами изучено в двух расчистках Кирьяс 2 и Кирьяс 1. В суглинках расчистки Кирьяс 2 датирована линза торфа (27800 ± 210 лет, гл. 4,8 м и 31880 ± 290 лет, гл. 5 м), а в расчистке Кирьяс 1 датированы прослои торфа 32600 ± 200 лет (гл. 6,1 м), 46350 ± 1590 лет (гл. 9,95 м) и ≥ 60700 лет (гл. 11,95 м). В интервале 28–46 тыс. лет в разрезе Кирьяс зафиксированы три потепления и два похолодания. Во время похолодания в Сургутском Приобье распространялись травянистые и ерниковые тундры, в периоды потепления – лесотундра и северная тайга [Лаухин и др., 2006]. Ныне разрез Кирьяс находится в средней тайге.

Таким образом, изучение разрезов Золотой мыс и Кирьяс показало, что среднелазарское (среднелазарское) время имело межстадиальный характер.

Торфяник в расчистке Кирьяс 1 мощностью 1 м был датирован ^{14}C (≥ 60700 лет) и $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ($105,5 \pm 3,6 / -3,3$ тыс. лет и $104,4 \pm 4,4 / -3,9$ тыс. лет) методами. Полученные датировки соответствуют интерстадиалу Бреруп и МИС 5 с (см. схему). Растительность в оптимальной фазе развития торфяника по заключению Г.Н.Шиловой соответствует северной подзоне тайги, границы которой в настоящее время на 400–450 км севернее от разреза Кирьяс. Последовавшее за раннелазарским межстадиалом похолодание привело к образованию крупных ледяных жил. Затем последовала деградация жильных льдов, после чего – накопление белесых алевроитов и суглинков с палиноспектрами перигляциальной тундро-степи (окончание МИС 4). Выше них в расчистке залегает маломощный торфяник с ^{14}C датировкой 46350 ± 1590 лет, которым начинается среднелазарский мегаинтерстадиал (МИС 3).

Полученные геохронологические результаты хорошо укладываются в приводимую хроностратиграфическую схему, которая сходна с подобной схемой для Русской равнины [Арсланов, 1992]. В дополнение к ранее приведенным разрезам казанцевского межледниковья мы изучили межледниковый разрез Чембакчино в низовьях Иртыша. $^{230}\text{Th}/\text{U}$ датировка этого разреза составляет $112,8 \pm 19 / -13,8$ тыс. лет (модель L/L) и $110,1 \pm 6,7 / -5,9$ тыс. лет (модель TSD).

Работа выполнена при поддержке РФФИ – грант 06-05-64996 и ИНТАС – грант 01-0675

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х.А. Радиоуглерод: геохимия и геохронология. Л.: Изд-во ЛГУ, 1987, 300 с.
- Арсланов Х.А. Геохронологическая шкала позднего плейстоцена Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 10–19.
- Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. Бедобя – опорный разрез казанцевского горизонта в Центральной Сибири. ДАН, 2004. Т. 396, № 6. С. 796–799.
- Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., Кузнецов В.Ю. и др. Уран-ториевый возраст и палеоботаническая характеристика межледникового торфяника в опорном разрезе Родионово // Квартер – 2005. Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода. Сыктывкар, 23–26 авг. 2005 г. С. 21–23.
- Архипов С.А., Вотах М.Р., Вольберт А.В. и др. Последнее оледенение в Нижнем Приобье. Новосибирск: Наука, 1977. 216 с.
- Астахов В.И., Арсланов Х.А., Максимов Ф.Е., и др. Возраст межледникового торфяника на Нижней Оби. ДАН, 2005. Т. 401, № 1. С. 95–99.
- Кузнецов В.Ю., Арсланов Х.А., Козлов В.Б. и др. Перспективы применения уран-ториевого метода неравновесной геохронологии для датирования межлед-



Хроностратиграфическая схема позднелейстоценовых отложений Западной Сибири, морские изотопные стадии (МИС) по [Bassinot et al., 1994], возраст стадий вычислен также из их данных

Климатогеохронологические подразделения			Возраст тыс. л.н.	МИС
Надгоризонт	Горизонт			
Зырянская ледниково- вая эпоха	Позднелейрянские стадии и межстадиалы		11–24	2
	Среднелейрянский мегаинтерстадиал	Датированные по ^{14}C разрезы Золотой мыс и Кирьяс 2,1; выявлены 3 этапа потепления и разделяющие их 2 этапа похолодания	24–57	3
	Раннелейрянские стадии и межстадиалы	Кирьяс 1, ледяные жилы, суглинки и алевроиты, формировавшиеся в условиях травянистых и ерниковых тундр, возраст более 46350 ± 1590 л., менее $104+4,4/-3,9$ тыс. лет	57–71	4
			71–83	5a
			83–92	5b
		Кирьяс 1, межстадиальный торфяник ($^{14}\text{C} > 60,7$ тыс. лет); $^{230}\text{Th}/\text{U}$ ($105,5+3,6/-3,3$ тыс. лет и $104,4+4,4/-3,9$ тыс. лет)	92–102	5c
			102–114	5d
Казанцевское межледниковье	Датированные уран-ториевым методом разрезы Бедоба (Центральная Сибирь), Шурышкары, Чембакчино; Горная Суббота датирована по ^{14}C ($> 52,8$ тыс. лет)		114–127	5e

никовых континентальных отложений // Вестник СПбГУ, 2003. Сер. 7. Вып. 2. С. 40–51.

Лаухин С.А., Метельцева Е.П. Межледниковые отложения ископаемой флоры на р. Иркинева // Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода. 1973. № 4. С. 96–105.

Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Шилова Г.Н. и др. Палеоклиматы и хронология среднелейрянского мегаинтерстадиала на Западно-Сибирской равнине. // ДАН. 2006. Т. 411, № 4. С. 540–544.

Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А. Каталог радиоуглеродных датировок. Новосибирск: ИГГ СО АН, 1985. 88 с.

Bassinot F.C., Labeirre L.D., Vincet E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes–Matuyama magnetic reversal // Earth and Planet. Sci. Lett., 1994. Vol. 126. P. 91–108.

Geyh M.A. Reflections on the $^{230}\text{Th}/\text{U}$ dating of dirty material // Geochronometria. 2001. Vol. 20. P. 9–14.

Heijnis H. Uranium/Thorium dating of Late Pleistocene peat deposits in N.W.Europa. Rijksuniversiteit Groningen, 1992. 149 p.

Maksimov F., Arslanov Kh., Kuznetsiv V et al. Pleistocene environments in Eurasia. Chronology, Paleoclimate and Teleconnection. Hannover: Geoscience Center. 2006. P. 34–38.

НОВОЕ О ШИРОТНОМ ГРАДИЕНТЕ В ЛЕДНИКОВОЙ ИСТОРИИ ЕВРАЗИИ

В. Астахов

Санкт-Петербургский университет, геологический факультет

Палеогляциологическая роль закономерных изменений климата с запада на восток континента давно обсуждается в литературе. Рост континентальности климата к востоку вначале был использо-

ван К.К. Марковым в гипотезе метакронности четвертичного оледенения. Позднее идея трансформировалась в концепцию широтной асимметрии ледниковых систем [Величко, 1980]. Однако, прямые



геологические факты о распространении древнеледниковых явлений на Русском Севере слабо согласовались с реконструкциями, сделанными на основе этой теории, особенно с горно-ледниковыми центрами. Поэтому некоторые авторы игнорировали влияние широтного климатического градиента и использовали модели хорошо изученных приокеанических ледниковых систем Европы и Америки для реконструкций континентальных ледников последнего цикла [Grosswald and Hughes, 2002].

Массированное изучение стратиграфии верхнего плейстоцена Русской Арктики международными коллективами по европейской программе QUEEN (Quaternary Environments of the Eurasian North) в последние 15 лет принесло множество новых данных, включая определения возраста осадочных образований последнего ледникового цикла современными геохронометрическими методами [Svendsen et al., 2004]. Около двух тысяч новых датировок методами AMS (радиоуглеродный анализ с помощью ускорительной масс-спектрометрии), OSL (оптически стимулированная люминесценция), уран-ториевым и др. резко улучшили корреляцию ледниковых событий запада и востока Евразии. Корреляции подтверждены сравнением датированных разрезов суши с независимо изученной по донным илам хронологией глубоководных впадин Ледовитого океана [Spielhagen et al., 2004].

Новые данные заставляют пересмотреть традиционную схему датирования позднеплейстоценовых событий в Сибири, основанную на редких радиоуглеродных датах, полученных в 60–70-е годы [Кинд, 1974]. Современная хронометрия позволяет существенно улучшить стратиграфические схемы плейстоцена Русского Севера [Астахов, 2006]. Глобальным результатом международных усилий в Арктике надо считать надежно установленную разницу характера и возраста ледниковых стадий Сибири по сравнению с приатлантическим сектором [Svendsen et al., 2004], что в принципе согласуется с концепцией широтной асимметрии [Величко, 1980; Величко и др., 1987]. Однако, валдайские ледниковые покровы в эмпирических сводках QUEEN своей резкой асимметрией серьезно отличаются не только от максималистских моделей, но и от реконструкций А.А. Величко с соавторами и от хронологических построений Н.В. Кинд [1974]. В частности, к востоку от Белого моря на арктической суше нигде не обнаружены крупные поздневалдайские ледники. Вместо них выявлены две стадии разрастания шельфовых ледниковых щитов в раннем валдае – картина, зеркально обратная по отношению к ледниковой истории Фенноскандии (рис.), которая, очевидно, не может служить образцом для всего огромного континента.

По данным QUEEN воздействие глобального похолодания последнего ледникового цикла в первую очередь испытали открытые к северу равнины Русской Арктики. Позднеплейстоценовые ледниковые покровы, вырвавшиеся на арктических шельфах от Таймыра до Тимана, уже в конце морской изотопной стадии (МИС) 5 (примерно 80–90 тыс. л.н.) достигли своего максимального распространения у Полярного круга [Svendsen et al., 2004]. Последующие (около 60 тыс. л.н.), менее мощные ледниковые покровы далее всего продвигались в Архангельской области, т.е. на юго-западе пояса шельфового оледенения [Larsen et al., 2006]. В связи с растущей в течение ледникового цикла континентальностью климата, т.е. с увеличением амплитуды годовых температур и снижением уровня атмосферных осадков, арктические и сибирские ледники постепенно сокращались. К МИС 2 глубоко промерзшие территории Арктики и Субарктики уже настолько иссохли, что ледники не могли сохраняться даже в горах. Так, норильские морены гораздо древнее предписанного им возраста молодого дриаса [Hahne and Melles, 1997]. В Верхоянских горах самые молодые морены имеют возраст более 50 тыс. лет [Зигерт и др., 2006], а отнюдь не 20 тыс. лет, постулированные для сартанской стадии Н.В. Кинд [1974]. На Полярном Урале морены с возрастом около 20 тыс. л.н. не встречаются далее первых километров от ледниковых цирков [Мангеруд и др., 2006].

В то же время на приатлантической окраине Евразии с устойчиво влажным климатом ледниковый покров прерывисто разрастался вплоть до своей кульминации 20 тыс. л.н. В Европе это развитие воспринимается как прогрессирующее похолодание. В масштабах всего континента наиболее заметной чертой является растущая аридизация его северной окраины. Поздневислинский ледниковый щит Скандинавии выглядит как побочный продукт этого исторического тренда, приведшего к асимметричному распределению ледниковых масс с их смещением на западную окраину [Величко и др., 1987]. Ледяной барьер, вырвавшийся в Скандинавии и на западе Баренцева моря, видимо способствовал еще большему иссушению континентальной Евразии.

Сибирские ледники с замедленным обменом масс чаще всего имели сухую, примороженную подошву. В отличие от Скандинавской ледниковой области, формы донного скольжения (друмлины, флютинг-морены, булыжные мостовые, настоящие туннельные озы) встречаются в Сибири редко и только на скальных породах палеозоя–триаса. Зато весьма обычны следы дальнего внутриледникового переноса в виде крупных отторженцев мерзлых рыхлых по-

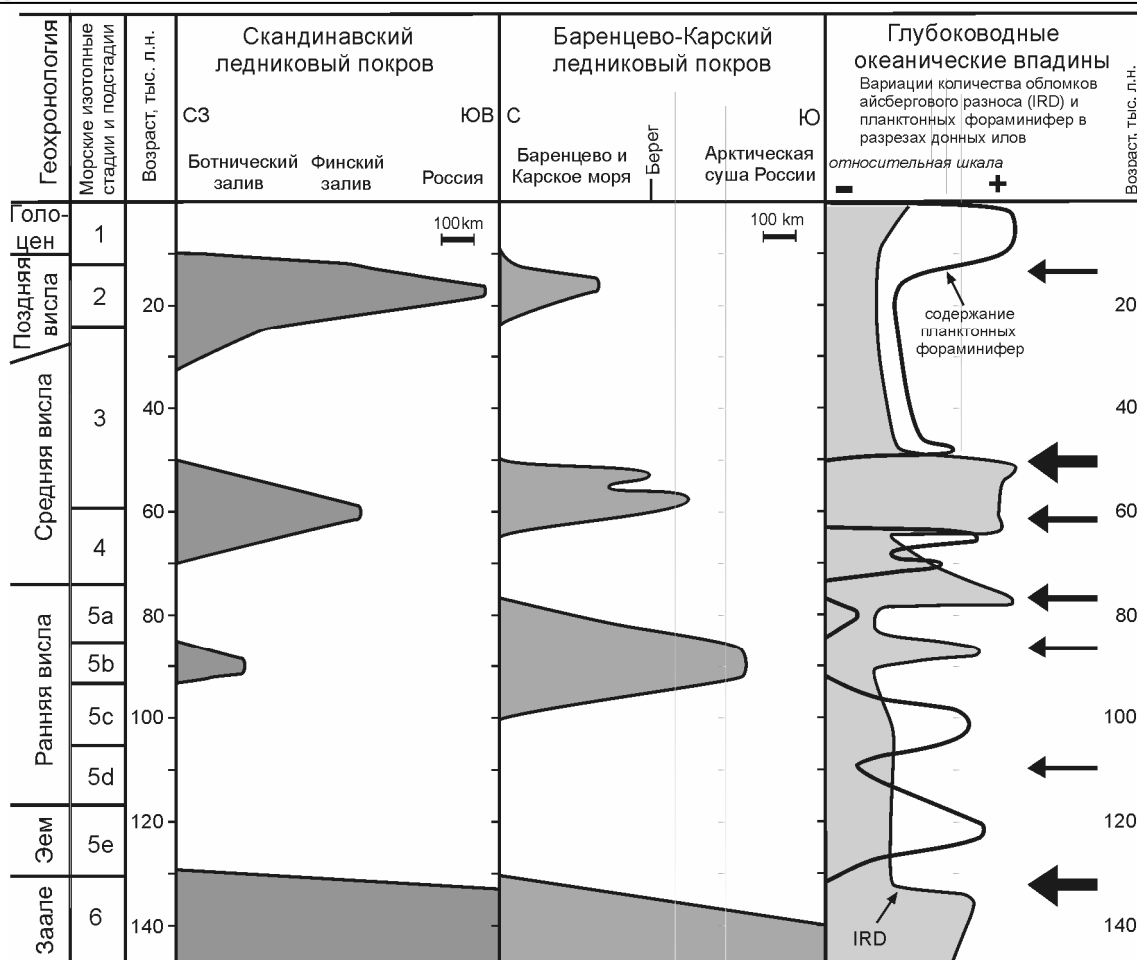


Рис. Пространственно-временная диаграмма арктических ледниковых покровов по данным европейской программы QUEEN в сравнении с результатами анализа глубоководных океанических колонок [Svendsen et al., 2004].

Толстые стрелки в правой колонке указывают уровни резкого изменения изотопного состава донных илов, интерпретированные как выбросы в океан талых ледниковых вод [Spielhagen et al., 2004]

род, а также мощные эпидермальные дислокации рыхлого субстрата, не связанные с краевой зоной. Все это свидетельствует о а) большой толщине льда и б) гляциотектонизме как главной форме ледниковой эрозии молодых, глубоко замороженных осадочных бассейнов [Astakhov et al., 1996].

Широтный градиент заметен и в формах деградации оледенения. Мощные, но малоактивные ледники северной Сибири почти никогда не отступали фронтально с образованием субконцентрических моренных дуг. Они быстро переходили в стадию стагнации с последующей ареальной дегляциацией. Континентальный климат и термальная инерция глубоко охлажденной литосферы Сибири обусловили замедленную дегляциацию с сохранением в Арктике реликтовых глетчерных льдов в течение десятков тысяч лет [Каплинская, Тарноградский, 1978; Astakhov and Isayeva, 1988; Henriksen et al., 2003]. Напротив, тонкая и неустойчивая криолитозона За-

падной Европы мало влияла на поведение весьма активных ледников и не могла задержать их быстрое отступление во время атлантических терминаций.

Пока менее понятна структура межледниковий, но сильный широтный градиент и усиление аридности вверх по разрезу чувствуются и для относительно теплых интервалов. Так, погребенные торфяники последнего межледниковья, массово встречающиеся в Западной Европе и Центральной России, уже очень редки в Предуралье, а в Западной Сибири их всего известно 3 или 4. Последнее особенно заметно на фоне огромных торфяных болот голоцена, занимающих в Западной Сибири до 400 тыс. кв.км. Редкость сибирских торфяников вряд ли можно объяснить только плохой изученностью, поскольку в морских межледниковых разрезах недостатка нет. Не исключено и парадоксальное сочетание арктической бореальной трансгрессии с очень теплыми и сухими летними сезонами за пределами гляциоизостатиче-



ского прогиба. Во всяком случае, на это указывают новейшие палеоботанические данные с Новосибирских о-вов, которые свидетельствуют об июльских температурах межледниковой суши на 7–12°C выше современных [Кинаст и др., 2006].

Если пространственно-временную структуру позднеплейстоценовых ледниковых покровов Евразии (рис.) принять как универсальную модель ледниковых циклов, то приходится думать, что и более древние ледники кульминировали в Русской Арктике раньше, чем в Западной Европе [Величко и др., 1987]. В течение каждого цикла основной объем глетчерного льда постепенно смещался к юго-западу. Возможно этим явлением объясняется большая разница в возрасте ледниковых максимумов Русской равнины (донское оледенение) и Западной Европы (эльстер). Имеются петрографические признаки того, что донской ледник питался не столько из скандинавских, сколько из шельфовых источников [Величко и др., 2005]. Историческую тенденцию смещения масс материковых льдов на запад вероятно можно использовать и для стратиграфических корреляций.

С другой стороны, асинхронность ледниковых кульминаций позднего плейстоцена не позволяет объяснять эвстатическое падение уровня океана простым суммированием объемов последних ледниковых покровов разных регионов Евразии. Недостающий в глобальном палеогидрологическом уравнении объем льда придется искать в других регионах, вероятно в Антарктике и Америке.

ЛИТЕРАТУРА

Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47(11). С. 1207–1220.

Величко А.А. Широтная асимметрия природных компонентов в ледниковые эпохи в северном полушарии. Изв. АН СССР, сер. геогр., 1980, № 5, с. 5–23.

Величко А.А., Исаева Л.Л., Фаустова М.А., ред. Четвертичные оледенения на территории СССР. М.: Наука, 1987. 118 с.

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

Зигерт К., Дикман Б., Лемкуль Ф. и др. Эволюция ландшафтов Верхоянского хребта и его предгорий в

позднем плейстоцене: результаты новых исследований. Тез. докл. Международного рабочего совещания «Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере». СПб: ВСЕГЕИ, 2006. С. 91.

Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Реликтовые глетчерные льды: их роль в строении четвертичного покрова и рельефа области многолетней мерзлоты // Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия. Т. 297. Л., 1978. С. 65–76.

Кинаст Ф., Шуррмайстер Л., Андреев А. и др. Климат и растительность последнего межледниковья в восточносибирской Арктике по палеоботаническим данным // Тез. докл. Международного рабочего совещания «Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере». СПб: ВСЕГЕИ, 2006. С. 47.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.

Мангеруд Я., Госс Дж., Матюшков А., Дольвик Т. Поздневалдайский (поздневислинский) ледниковый максимум на Полярном Урале // Тез. докл. Международного рабочего совещания «Проблема корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере». СПб: ВСЕГЕИ, 2006. С. 61.

Astakhov V.I. and Isayeva L.L. The 'Ice Hill': an example of retarded deglaciation in Siberia // Quaternary Science Reviews, 1988. N 7. P. 29–40.

Astakhov V.I., Kaplyanskaya F.A. and Tarnogradsky V.D. Pleistocene permafrost of West Siberia as a deformable glacier bed. Permafrost and Periglacial Processes, 1996. N 7. P. 165–191.

Grosswald M.G. and Hughes T.J. The Russian component of an Arctic Ice Sheet during the Last Glacial Maximum. Quaternary Science Reviews, 2002. N 2(1–3). P. 121–146.

Hahne J., Melles M. Late and postglacial vegetation and climate history of south-western Taymyr Peninsula (Central Siberia), as revealed by pollen analysis from Lake Lama. Vegetation History and Archaeobotany, 1997. N 6. P. 1–8.

Henriksen M., Mangerud J., Matiouchkov A., Paus A. and Svendsen J.I. Lake stratigraphy implies an 80 000 yr delayed melting of buried dead ice in northern Russia. Journ. of Quaternary Sci., 2003. N 18(7). P. 663–679.

Spielhagen R.F., Baumann K.-H., Erlenkeuser H. et al. Arctic Ocean deep-sea record of northern Eurasian ice sheet history. Quaternary Science Reviews, 2004. N 23(11–13). P. 1455–1483.

Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I. et al. Late Quaternary ice sheet history of Northern Eurasia. Quaternary Sci. Reviews, 2004. N 23(11–13). P. 1229–1271.



ИЗМЕНЕНИЕ КЛИМАТА И РАСТИТЕЛЬНОСТИ В ЮГО-ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ В СРЕДНЕМ И ПОЗДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ

В.Б. Базарова¹, Л.М. Мохова¹, М.А. Климин², Л.А. Орлова³

¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток, 690041, ул. Радио, 7

²Институт водных и экологических проблем ДВО РАН, г. Хабаровск, 680063, ул. Ким Ю Чена, 65

³Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, 630090, пр. Коптюга, 3

Юго-Восточное Забайкалье представляет собой интересный, но очень слабо изученный регион в палеогеографическом плане. Расположение территории на границе пояса бореальных лесов Евразии и степей Даурии представляет большой интерес для реконструкции палеоклимата, смен растительности и динамики сдвига границы лес–степь в голоцене. В немногочисленной палеогеографической литературе рассмотрены некоторые методические проблемы, связанные с теорией климатостратиграфического расчленения рыхлых отложений кайнозоя и выяснением критериев отражения в спорово-пыльцевых спектрах изменения структуры растительного покрова в условиях низкогорного рельефа Забайкалья [Малаева, 1971; Стефанович, 1971]. В данной статье впервые приведены материалы палеогеографических исследований на территории Алханайского национального парка.

Территория парка представляет собой среднегорную страну с абсолютными высотами 1000–1600 м, где в геоморфологическом отношении можно выделить два основных типа природных образований – депрессии и среднегорные поднятия. В депрессиях развит аккумулятивный, а в среднегорных поднятиях структурно-денудационный и денудационно-эрозионный рельефы.

Юго-Восточное Забайкалье расположено в условиях резко континентального климата. По данным ближайших к национальному парку Алханай метеостанций, среднегодовая температура составляет минус 1,8°, средняя температура января – минус 22,6°, июля – плюс 18,3°. Среднее годовое количество осадков – 366 мм. На долю летних осадков приходится 80–90% годового количества. Горный характер рельефа обуславливает пестроту в распределении тепла и влаги. От котловин к низкогорному поясу изменяется не только термический режим, но и количество выпадающих осадков, что позволяет говорить о разных мезоклиматах, соответствующих разным высотным поясам гор. Кроме этого, условия рельефа разнообразят распределение тепла и влаги в пределах одного высотного пояса.

Распределение растительности на территории парка подчинено законам высотной поясности. Лесостепной пояс, господствующий у подножья горного массива, сменяется лесным поясом, а выше –

кедровостланиково-лиственничным редколесьем подгольцового пояса.

Разрез зачищен на левом борту низкой поймы р. Иля (координаты 50° 05' с.ш. 113° 09' в.д., абс. высота – 890 м н.у.м.) и сложен оторфованными пойменными суглинками. Растительность вблизи разреза представлена осоково-разнотравным пойменным лугом. Подножье и склоны водораздельных хребтов (Даурский и Могойтуйский) покрыты сосново-березово-лиственничным лесом, берега реки – ивняками.

На основе данных палинологического анализа и радиоуглеродного датирования оторфованных отложений в пойме р. Иля проведена реконструкция климата и растительности Юго-Восточного Забайкалья в среднем и позднем голоцене.

На территории парка хорошо выражена вертикальная поясность. Отличительной чертой всех палиноспектров является преобладание пыльцы древесных растений, среди которых доминирует пыльца *Pinus sylvestris* (50–97%) и присутствует пыльца *Larix* (2–23%). Присутствие пыльцы последней в спектрах уступает *Pinus sylvestris* в несколько раз (рис. 1). Участие пыльцы сосны завышено, а содержание пыльцы лиственницы занижено во всех спектрах по сравнению с их ролью в растительном покрове. Тем не менее, это не противоречит тому, что на исследуемой территории господствовала лесная растительность преимущественно светлохвойно-таежного комплекса в течение всего времени аккумуляции отложений.

В основании разреза лежат делювиальные склоновые отложения в многолетней мерзлоте (дресва и лед). Выше по разрезу в составе суглинков дресва не встречена. Основными причинами поступления суглинков в пойменную зону были плоскостной смыл и паводки. Похолодание в начале суббореального периода привело к появлению многолетней мерзлоты, которая сыграла роль водоупора и стала причиной оторфования отложений. Накопление пойменного суглинка на делювиальных отложениях началось в самом конце финала термического оптимума голоцена (4600–4900 л.н.). В это время леса занимали большую часть исследуемой территории. Наиболее прогреваемые скально-каменистые и щебнистые горные склоны водораздельных



хребтов были заняты сосновыми лесами с участием древесных берез. В высокогорном поясе в более влажных понижениях рельефа были распространены кедрово-лиственничные и кедровые леса с подлеском из можжевельника и ольховника. В горных каньонообразных долинах были распространены елово-лиственничные и елово-пихтовые леса с участием древесных берез. На пойме господствовали полынные сообщества с незначительным участием осок и злаков. Сходные климатические условия были реконструированы и для сопредельных территорий [Виппер и др., 1978; Bezrukova et al., 2005]. На северо-востоке Монголии были широко распространены сосново-лиственничные леса с примесью ели и пихты, растительность подобного облика была характерна для конца атлантического периода голоцена в бассейне оз. Байкал в условиях потепления и уменьшения атмосферных осадков.

Усиление континентальности в начале суббореального периода голоцена (4600–4300 л.н.) явились причиной значительных изменений в составе растительности. Существенно сократилась площадь лесов. В нижнем поясе гор степь наступала на лес. Стланиковые заросли оккупировали значительную часть верхнего пояса горных хребтов, подгольцовый пояс переместилась на более низкие гипсометрические уровни. Похолодание способствовало резкому сокращению елово-пихтовых ассоциаций в горных долинах. За пределами прирусловой части долин господствовали древесные березы, на плоских водоразделах, на торфяно-мерзлотных почвах подгорных шлейфов и в понижениях речных долин были распространены кустарниковые ассоциации из ерника и ивы, а на открытых участках заселился хвойник. На более увлажненной пойме доминировали осоки и злаки. Высокое значение зольности и буровато-серый цвет суглинков – свидетельство активизации процесса оглеения и замедлении процесса оторфованности пойменных отложений.

Последующее незначительное повышение температуры и ослабление аридизации (4300–3000 л.н.) способствовало расширению площадей распространения в горных долинах елово-лиственничных и елово-пихтовых лесов с незначительным участием древесных берез и ерника. На прогреваемых и более сухих склонах получили большее распространение сосново-березовые ассоциации. Максимальная скорость накопления пойменных суглинков (0,5 мм/год) свидетельствует об усилении плоскостного смыва со склонов водораздельных хребтов.

Исключительный состав спектра в интервале 54–56 см (рис. 1) свидетельствует о кратковременном похолодании, отразившемся в изменении состава лесных формаций. Резко сократилось присутствие сосен и значительно увеличилось участие ли-

ственницы. Незначительное повышение влажности привело к расширению елово-лиственничных и елово-пихтовых ассоциаций в понижениях рельефа высоко- и среднегорного пояса. Пойма реки была заселена в основном осоками с участием влаголюбивых трав. Аналогичное кратковременное похолодание зафиксировано и в отложениях бассейна оз. Байкала около 2800 л.н. [Безрукова и др., 2006].

Последующее похолодание и аридизация климата в начале субатлантического периода голоцена способствовало наступлению степи на лес в нижнем поясе гор. На прогреваемых сухих склонах большее распространение получили сосны, и повсеместно сократилось участие лиственницы в лесных формациях. Площади елово-лиственничных и елово-пихтовых ассоциаций с ольховником и ерником в подлеске сократились. На осушенных пойменных лугах осока уступила место полынным группировкам с участием сложноцветных, маревых, гвоздичных и хвойника. Осушенная оторфованная пойма подвергалась неоднократным пожарам. Уменьшение скоростей осадконакопления (0,28 мм/год) свидетельствует об уменьшении плоскостного смыва и сокращении количества паводков.

В середине субатлантического периода при ослаблении аридизации климата увеличилось участие лиственницы и сократилось присутствие сосны в лесных формациях. Расширилась площадь распространения стланиковых и кедрово-лиственничных ассоциаций с подлеском из можжевельника и ольховника в верхнем поясе гор. В понижениях рельефа высоко- и среднегорного пояса расширились площади елово-лиственничных группировок на местах исчезновения елово-пихтовых ассоциаций. На плоских водоразделах, на торфяно-мерзлотных сильно оглеенных почвах подгорных шлейфов и в понижениях речных долин были распространены ерниковые заросли. На пойме доминировали осоки с участием сложноцветных, злаковых (в основном веник Лангсдорфа), гречишных и др. В бассейне оз. Байкал [Безрукова и др., 2006] в этот период отмечается расширение лиственничных лесов.

Похолодание и усиление континентальности климата в конце субатлантического периода способствовало сокращению участия сосны и увеличению присутствия лиственницы в лесных формациях. Сократились ареалы распространения кедра, елово-лиственничных группировок с подлеском из ольховника, в понижениях речных долин стало меньше ерниковых зарослей. На пойменных торфяно-мерзлотных оглеенных почвах были распространены осоково-полынные ассоциации. Минимальные скорости накопления (0,1 мм/год) и серый цвет осадков свидетельствуют о практическом прекращении плоскостного смыва и затухании процесса оторфованности отложений.



Результаты детального палинологического и радиоуглеродного анализа пойменных отложений в долине р. Иля позволили впервые воссоздать непрерывную историю изменения растительности и климата на границе пояса бореальных лесов Евразии и степей Даурии в среднем–позднем голоцене. В целом, на исследуемой территории господствовала лесная растительность преимущественно светлохвойно-таежного комплекса. Тем не менее, наступление степи на лес в течение среднего и позднего голоцена происходило неоднократно. Наиболее значительный сдвиг этой границы был в начале суббореальной фазы голоцена. Менее значимые наступления степи на лес происходили в начале и конце субатлантической фазы. Этот процесс продолжается и в настоящее время. Сопоставление полученного материала с данными других исследователей позволили провести корреляцию региональных климатических событий и смен растительных сообществ на сопредельных территориях (северо-восток Монголии и бассейн оз. Байкал).

ЛИТЕРАТУРА

Безрукова Е.В., Л.П., Белов А.В., Абзаева А.А., Летунова П.П., Орлова Л.А., Соколова Л.П., Кула-

гин Н.В., Фишер Е.Э. Первые детальные, датированные записи изменения растительности и климата Северного Прибайкалья в среднем–позднем голоцене // ДАН, 2006. Т. 411, № 2. С. 254–258.

Виннер П.Б., Дорофеев Н.И., Метельцева Е.П., Соколовская В.Т. История развития растительности Северной Монголии в голоцене / География и динамика растительного и животного мира МНР. М.: Наука, 1978. С. 19–24.

Малаева Е.М. Применение палинологического метода для оценки изменения климата Юго-Восточного Забайкалья в позднем кайнозое / Спорowo-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 5–23.

Стефанович Е.Н. Сравнительный анализ спорowo-пыльцевых спектров современных склоновых отложений таежной зоны Забайкалья / Спорowo-пыльцевой анализ при геоморфологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1971. С. 24–32.

Bezrukova E.V., Abzaeva A.A., Letunova P.P., Kulagina N.V., Vershinin K.E., Belov A.V., Orlova L.A., Danko L.V and Krapivina S.M. Post-glacial history of Siberian spruce (*Picea obovata*) in Lake Baikal area and the significance of this species as paleo-environmental indicator // Quaternary International, 2005. Vol. 136. P. 47–57.

АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИХ МЕСТОНАХОЖДЕНИЙ НАЧАЛА ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА

В.С. Байгушева

Азовский историко-археологический и палеонтологический музей-заповедник, Азов

На территории Приазовья сосредоточены сведения, отражающие один из важнейших рубежей геологической истории, подтвержденный палеонтологическими находками. В последнее время появились археологические материалы, подтверждающие присутствие древнего человека в Восточной Европе в начале плейстоцена, которые основаны на совместном залегании ископаемых остатков позвоночных животных со следами его орудийной жизнедеятельности. В 1983 г. А.К. Векуа была обнаружена раннеплейстоценовая фауна в Закавказье. В 1991 г. он сделал доклад на VI координационном совещании по изучению мамонтов и мамонтовой фауны «Природная среда и человек дошелейской культуры из Дманиси». На территории средневекового городища Патара Дманиси (Восточная Грузия) вскрыты озерные отложения с костными остатками древнего архидискодонтного слона, этрусского носорога, однопалой стеновой лошади, сложнорогого и овернского оленей, древнего зубра и страуса. Фоссилии сопровождалась нуклеусами, отщепами, чопперами,

датированными дошелейской культурой. Кости несли многочисленные искусственные повреждения и, по мнению Векуа, являлись «кухонными отбросами» древнейшего палеолитического человека. Установлено, что возраст отложений в местонахождении Дманиси составляет около 1,7 млн л.н. Позднее был приведен более подробный список млекопитающих и описаны находки черепов человека, отнесенных к *Homo erectus* [Gabunia et al., 2001].

В 2002 г. сотрудники института материальной культуры г. Санкт-Петербурга В.Е. Щелинский и А.С. Кулаков на территории России (Краснодарский край, Темрюкский район, пос. За Родину) обнаружили орудия труда палеолитического человека в отложениях, где с начала XX века находили остатки ископаемых животных (местонахождение Синяя Балка). Позвоночные относились к таманскому фаунистическому комплексу. Геологи и палеонтологи, прежде собиравшие остатки и описывающие отложения, не привлекали археологов к работе. На новой открытой стоянке Богатыри в по-



следние годы идет сбор материалов и уточнение сложной геологической ситуации [Щелинский и др., 2003; Щелинский, Кулаков, 2005; Щелинский и др., 2006]. Абсолютный возраст данного археопалеонтологического местонахождения – 1,1–0,8 млн л.н. [Вангенгейм и др., 1991].

Перечисленные открытия показывают, что в раннем плейстоцене первобытные люди уже заселили Северный Кавказ и степное Приазовье. В связи с этим следует обратить внимание на детальное исследование других местонахождений Приазовья начала плейстоцена.

В Азовском районе Ростовской области абразионный берег Таганрогского залива Азовского моря обнажает целую серию террас, в том числе нижнего плейстоцена. Палеонтологические находки из этого района упоминаются в работах геологов и палеонтологов [Шерстюков, 1926; Дуброво, 1964; Дуброво, Алексеев, 1964; Байгушева, 1968; Лебедева, 1972; Разрез новейших отложений ..., 1976; Рековец, 1991; Маркова, 1999; Байгушева, 2000; Vagushcheva et al., 2001].

В Азовском музее-заповеднике (АМЗ) в основном фонде хранятся остатки, в разное время найденные на пляже, а также при раскопках у с. Семибалки (южное побережье Таганрогского залива). Из них определены и описаны *Silurus glanis*, *Stizostegodon lucioperca*, *Esox lucius*, *Emmys* sp., *Trogontherium cuvieri*, *Marmota* sp., *Homotherium latidens*, *Pachycrocuta* cf. *brevirostris*, *Archidiskodon tamanensis*, *Equus* aff. *major*, *Alces* sp., *Eucladoceros* aff. *orientalis*, *Pontoceros* cf. *ambigouus*, *Bison* cf. *tamanensis* [Байгушева, 2000]. Кости происходят из ржаво-сероголубых глин у уреза воды. Из этих же отложений изучались остатки мелких млекопитающих. Отсюда и определены *Sorex* sp., *Villania* sp. *Lagurodon arankae*, *Prolagurus panonicus transylvanicus*, *Eolagurus argiropuloi argiropuloi*, *Miomys pussilus*, *M. intermedius*, *Allophaimys pliocaenicus*, *Microtus (Stenocranius) hintoni*, *Clethrionomys glareolus* и отнесены к морозовскому горизонту, черевичанской фазе и верхнечеревичанской ассоциации [Рековец, 1994; Tesakov et al., 2003]. Редкое совместное нахождение крупных и мелких млекопитающих показывает на время существования данной ассоциации в конце таманского фаунистического комплекса. Единственным неудобством выемки ископаемого материала в данном местонахождении является частое погружение костеносных слоев под воду. Последнее требует от ученых проведения раскопок в условиях ограждения и осушения костеносных слоев. Геологический возраст находок предполагает возможность обнаружения здесь и следов жизнедеятельности древнейшего человека, чье существование могли бы поддер-

живать стадные травоядные обитатели степной зоны в начале четвертичного периода. Как показывает опыт раскопок стоянки Богатырь (Синяя Балка), необходимо участие коллектива исследователей разных профилей, в том числе археологов.

Исследования выполнены при поддержке грантов РФФИ, проекты №№ 07-05-00400-а, 07-06-00127а.

ЛИТЕРАТУРА

Байгушева В.С. Палеонтологическая характеристика по фауне млекопитающих основных верхнеплиоценовых разрезов Северо-Восточного Приазовья (Ливенцовка, Порт-Катон): Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. Ростов н/Д, 1968. 19 с.

Байгушева В.С. Новые данные о таманском фаунистическом комплексе из раскопа у села Семибалки (Приазовье) // Историко-археологические исследования в Азове и на Нижнем Дону в 1998 г. Азов, 2000. Вып. 16. С. 27–57.

Вангенгейм Э.А., Векуа М.Л., Жегалло В.И., Певзнер М.А., Тактакишвили И.Г., Тесаков А.С. Положение таманского фаунистического комплекса в стратиграфической и магнитохронологической шкалах // Бюлл. ком. по изуч. четвертичн. периода АН СССР. 1991. 60. С. 41–52.

Дуброво И.А. Слоны рода *Archidiskodon* на территории СССР // Палеонтол. журн. 1964. №3. С. 82–94.

Дуброво И.А., Алексеев М.Н. К стратиграфии четвертичных отложений Приазовья // Бюлл. ком. по изуч. четвертичн. периода. 1964. №29. С. 35–43.

Лебедева Н.А. Антропоген Приазовья // Тр. ГИН АН СССР. 1972. Вып. 215. 106 с.

Маркова А.К. Раннеплейстоценовые фауны мелких млекопитающих Восточной Европы // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1999. Т. 7. № 2. С. 78–89.

Разрез новейших отложений северо-восточного Приазовья // Добродеев О.И., Агаджанян А.К., Байгушева В.С., Мотузко А.Н. и др. М.: Изд-во МГУ, 1976. 158 с.

Рековец Л.И. Мелкие млекопитающие антропогена юга Восточной Европы. Киев: Наукова думка, 1994. 372 с.

Шерстюков Н.М. О новых находках ископаемых слонов в Приазовье // Бюлл. Северокавказского бюро краеведения. 1926. №. 5–7. С. 42–46.

Щелинский В.Е., Байгушева В.С., Кулаков С.А., Титов В.В. Раннепалеолитическая стоянка Богатыри (Синяя Балка): памятник начальной поры освоения первобытным человеком степной зоны Восточной Европы / Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны. Мат. международн. симпозиума (Ростов-на-Дону/ Азов, 26–29 сентября 2006 г.). Ростов н/Д: Изд-во ЮНЦ РАН, 2006. С. 353–359.



Щелинский В.Е., Бозински Г., Кулаков С.А. Исследования палеолита Кубани // Археологические открытия 2002 года. М., 2003. С. 265–267.

Щелинский В.Е., Кулаков С.А. Раннепалеолитическая стоянка Богатыри (палеонтологическое местонахождение Синяя Балка) на Таманском полуострове: результаты исследований 2003–2004 годов / Проблемы палеонтологии и археологии юга России и сопредельных территорий. Мат. международной конференции. Ростов-на-Дону: Изд-во ООО «ЦВВР», 2005. С. 116–118.

Bajgusheva V.S., Titov V.V., Tesakov A.S. The sequence of Plio–Pleistocene mammal faunas from the south Russian Plain (the Azov Region) // Boll. Soc. Paleontol. Ital. 2001. V. 40. N. 2. P. 133–138.

Gabunia L., Antón S.C., Lordkipanidze D., Vekua A., Justus A. and Swisher C.C. Dmanisi and Dispersal // Evolutionary Anthropology. 2001. V. 10. P. 158–170.

Tesakov A.S., Dodonov A.E., Titov V.V., Trubikhin V.M. Geological settings of small mammal faunas in the east of the Sea of Azov / Loess and Paleoenvironment. Abstr. and Guidebook. Moscow: GEOS, 2003. P. 60–61.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ЛИТВЫ

В. Балтрунас¹, Б. Кармаза¹, Д. Кармазене²

¹Институт Геологии и Географии, ул. Т. Шевченкос 13, 03223 Вильнюс, Литва.

E-mail: baltrunas@geo.lt; karmaza@geo.lt

²Геологическая служба Литвы, ул. С. Конарскио 35, 011001 Вильнюс, Литва.

E-mail: danguole.karmaziene@lgt.lt

Проблема выделения фазialных основных морен известна давно. В этом отношении Северная Литва является благоприятной областью для выделения и изучения таких морен.

Представлен новый геологический материал изучения строения плейстоценовой толщи и особенностей формирования основных морен Северной Литвы. Изучались моренные и межморенные отложения в карьере верхнедевонских доломитов Пятрашюнай, расположенных в зоне Среднелитовской фазы Балтийской стадии Нямунского (Валдайского, Weichsel) оледенения (рис. 1.).

Использованы данные петрографического изучения состава моренных гравийно-галечных обломков, замеров ориентировки и наклона их длинных осей, гранулометрического и геохимического состава морен. Межморенные бассейновые отложения изучались гранулометрически, палинологически и методом ОСЛ для определения их абсолютного возраста. На изученном участке вблизи мест. Пятрашюнай мощность (до 16 м) плейстоценовой толщи главным образом зависит от абсолютной высоты залегания подчетвертичной поверхности. Плейстоценовая толща на этом участке расчленяет-

ся на среднеплейстоценовые (Мядининское, Московское Warthe оледенение) гляциальные отложения, над ними залегающие межморенные бассейновые отложения возрастом 81–86 тыс. лет по ОСЛ и гляциальный комплекс фазialных морен Балтийской стадии последнего оледенения. Наиболее древний гляциальный комплекс залегает преимущественно в понижениях подчетвертичного рельефа. Он сформирован ледником, продвигавшимся с северо-запада и аккумуляировавшим неравномерно перемешанный и издали принесенный терригенный материал кристаллических пород, известняков ордовика и силура, а также местный обломочный материал верхнедевонских пород (доломита, известняка, мергеля, глины, песчаника). Верхнеплейстоценовый гляциальный комплекс Балтийской стадии Нямунского (Валдайского, Weichsel) оледенения сформирован ледником, продвигавшимся с севера и аккумуляировавшим морены двух фаз. От более древних они отличаются уменьшением содержания издали принесенного обломочного материала и увеличением – местного. Между собой фазialные морены отличаются гранулометрическим составом и степенью его перемешивания.

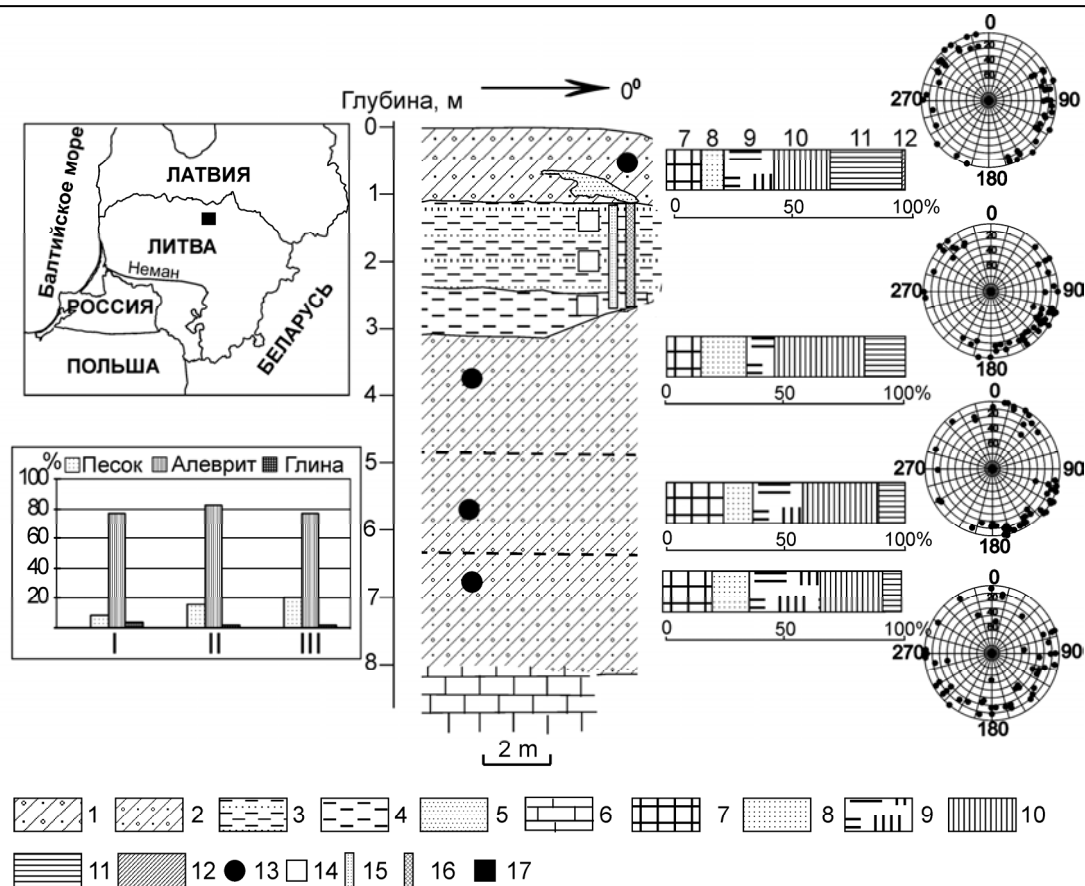


Рис. 1. Разрез плейстоценовых отложений в карьере доломита Пятрашюнай (Северная Литва)

1 – моренная супесь Средне Литовской фазы; 2 – моренный суглинок и супесь Среднего плейстоцена; 3 – алевроит песчанистый; 4 – алевроит; 5 – песок тонкозернистый; 6 – доломит; 7–12 – петрографические группы гравия и гальки (7 – кристаллические породы, 8 – песчаник, 9 – доломит, 10 – известняки ордовика и силура, 11 – другие известняки, 12 – другие породы и минералы); 13 – места взятия образцов на гранулометрический анализ, для установления петрографического состава гравия и гальки, а также места измерения ориентации и наклона их длинных осей; 14 – места взятия образцов для установления абсолютного возраста ОСЛ методом; 15 – профиль установления гранулометрического состава; 16 – профиль установления пыли и спор; 17 – место расположения изученного разреза

О РАСПРОСТРАНЁННОСТИ ЛИТОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО БЛОКА (ЧИСЛЕННЫЙ АНАЛИЗ)

А.Н. Балуховский, Т.А. Антонова, Т.Н. Гельви

Осадочные формации плейстоценовой эпохи (1,9–0,01 млн лет) резко отличаются от осадков голоцена, представляющих собой отложения теплой климатемы. В течение плейстоцена обширные покровные и горные ледники на континентах, за исключением Антарктиды и Гренландии и группы островов в Северном Ледовитом океане, геологически быстро и неоднократно покрывали огромные площади, затем стаивали в течение нескольких ты-

сяч лет. Соответственно влияние фактора экзарации и колебаний уровня океана эпохи оледенений в голоцене резко уменьшилось из-за потепления климата. Следствием обширных покровных оледенений в северном полушарии является широкое распространение позднеплейстоценовых континентальных ледниковых отложений в платформенных зонах северо-запада Евразии и севера Северной Америки [Балуховский, 2006]. В пределах совре-



менной суши в позднем плейстоцене в этих областях общая площадь распространения позднеплейстоценовых ледниковых отложений определена в 6 млн 243 тыс. км², объём в 709 тыс. км³. Из-за последующей глубокой экзарации и эрозии ледниковый материал более ранних раннеплейстоценовых оледенений был переотложен и частично вошел в состав позднеплейстоценовых морен и отложений. Попытки определить роль озёрных отложений (маломощных глин и алевроитов) известных в толщах позднего плейстоцена в пределах Русской платформы показали, что озёрные водоёмы были ограниченными по площади и существовали короткие промежутки времени в отличие от обширных озёр конца плейстоцена в зоне Великих озёр (палеоозеро Огасси, Канада) Североамериканской платформы. Ниже приведены численные данные по озёрным и шельфо-склоновым морским мелководным (глубина моря до 200 м) и батимальным (материковые склоны глубиной до 4000 м) карбонатным осадкам раннего плейстоцена (геохронологический интервал 1,9–0,74 млн лет), полученным для континентального блока с целью сопоставления с ранее опубликованными численными значениями площадей, объёмов и скоростей накопления для плиоцена [Хаин, 1979] и для заключительного века поздней юры – титон-волжского [Балуховский, 2007]. Суммарная площадь областей денудации (или суши) в раннем плейстоцене определена в 100,3 млн км² (современная площадь суши континентов 147,9 млн км²), общая площадь областей последующего размыва – в 0,18 млн км² и площадь областей накопления – в 44,4 млн км² при общем объёме осадков, отложившихся на континентах, равном 2,6 млн км³. Площади областей размыва на окраинах (на шельфах и материковых склонах) континентов определены в 6,95 млн км², общая площадь областей последующего размыва определена в 0,82 млн км², общая площадь областей седиментации – в 63,3 млн км². Значение общего объёма отложений раннего плейстоцена на континентальных окраинах оказалось равным 3,7 млн км³, что значительно превосходит общий объём осадков, накопившихся на континентах, особенно на окраинах Евразии (соответственно накопилось осадков в пределах континента 1,65 млн км³, а на окраинах – 2,0 млн км³). Соотношение объёмов отложений в системе континент – окраины в пользу окраин установлено для континентальных блоков Северной Америки, Австралии и Антарктиды(?) в отличие от Африки и Южной Америки. Наибольший вклад (около 60%) в общий объём отложений раннего плейстоцена континентального блока принадлежит Евразии, значительный – Южной и Северной Америкам. Озёрные карбонаты – известня-

ки Австралии, юго-западной части Трансильванской впадины, апшеронские известняки и известковистые глины Каспийского моря, Прикаспия и Приаралья. Мощность и площади распространения карбонатных осадков и соответственно объём их невелики. К началу позднего плейстоцена площади озёрных бассейнов резко сокращаются: особенно в Африке – к северу от экватора, в Южной Америке в предандийской зоне платформы крупный раннеплейстоценовый озёрный бассейн к югу от 10° южной широты сменяется эолово-почвенной формацией позднего плейстоцена долины р. Параны, широко распространённой на юге до площади развития «патагонского гравия» (около 38° ю.ш.). В позднем плейстоцене грубообломочная с прослоями туфов моласса раннего плейстоцена (мощность до 500 м) на востоке (12° ю.ш. – 27° ю.ш.) предгорного прогиба Анд сменяется песчано-конгломератовой молассой с брекчиями и гляциальными осадками. В прогибе между Береговой и Западной Кордильерой зона с озёрной молассой и туфами распространялась от 18° ю.ш. на севере почти непрерывно (с небольшим перерывом между 30–32° ю.ш.) в полосе западнее Патагонских Анд до 44° на юге. Мощность этих отложений более 30 м. В позднем плейстоцене небольшие озёрные бассейны возникают в зоне Альтиплано (оз. Титикака и более мелкие) в самом конце эпохи. В раннем плейстоцене морские мелководные в основном рифовые, батимальные и глубоководные известняки и нанопланктонные илы были широко распространены на побережье Флориды, в зоне Багамских островов до 34° с.ш. на шельфах и склонах Больших Антильских островов, на северо-западе Карибского бассейна, включая и глубоководные океанические впадины Юкатанскую и Бартлетт. Общая площадь мелководных карбонатов на Североамериканском континентальном блоке определена в 1 млн 449 тыс. км², объём в 22,5 тыс. км³. Для Евразии те же значения равны 0,98 тыс. км² и 73,4 тыс. км³ в основном за счёт устойчивых унаследованных рифовых построек типа банки Эль-Рид: мощность раннеплейстоценовых известняков до 200 м, а позднеплейстоценовых до 120 м на о-вах Наньша-Цюньдао [Балуховский, 2006а]; для Африки – 0,233 млн км² и 3,43 тыс. км³ и для Австралии – 2,6 млн км² и 43,8 тыс. км³. Глубоководные – батимальные известняки – на склонах Евразийского блока развиты на площади 1 млн. 034 тыс. км², объём определен в 16,5 тыс. км³. Суммарные значения для континентального блока: 2,9 млн км² и объём 26,8 тыс. км³. Для нанопланктонных илов соответствующие данные по распространённости для континентального блока – 2 млн 891 тыс. км², объём – 121,12 тыс. км³; для нанофораминиферовых илов –



9,3 млн км², объём – 187,6 тыс. км³; для фораминиферовых илов – 0,123 тыс. км², объём – 1,6 тыс. км³. Карбонатно-глинистые отложения – мергели Средиземноморья и запада Новой Гвинеи распространены на площади 0,88 млн км², объём – 33,7 тыс. км³. Суммарная площадь развития морских карбонатных осадков раннего плейстоцена определена в 19,01 млн км², что составляет 17,7% от общей площади отложений (без учёта вулканитов) раннего плейстоцена в пределах континентального блока. Объём карбонатных осадков составляет соответственно 8,1% от общего объёма морских мелководных и глубоководных отложений раннего плейстоцена. Глинистые известковые осадки, включая в ряде регионов и битуминозные глины, накапливавшиеся на материковых склонах континентов в раннем плейстоцене, были распространены на значительно более широких пространствах – суммарная площадь развития этой формации по полученным данным достигает 30 млн 65 тыс. км² (28,5% от общей площади отложений раннего плейстоцена), объём отложений – 1 млн 360 тыс. км³ (22,6% от общего объёма). Битуминозные глины занимают 2% от общей площади распространения раннеплейстоценовых отложений и составляют 0,3% от их объёма. Продолжая сравнение распространённости плейстоценовых литологических формаций с более древними мезозойскими на континентальном блоке [Балуховский, 2007], отметим, что битуминозные глинистые формации и отложения в титон-волге были развиты на площади 6,17 млн км²

(7,6 % от общей площади накопления титон-волжских отложений) и их объём определён в 75 тыс. км³ (0,6 % от общего объёма титон-волжских осадков), что свидетельствует о более интенсивном накоплении биогенных отложений в мезозое, чем в плейстоцене.

Работа поддержана РФФИ: проекты № 02-05-65013, № 05-05-64781.

ЛИТЕРАТУРА

Балуховский А.Н. Осадочные ассоциации плейстоцена тихоокеанской окраины Азии // Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез. Материалы 4-го Всероссийского литологического совещания. М.: ГЕОС, 2006а. С. 76–79.

Балуховский А.Н. О стадиях накопления отложений покровно-ледниковой формации плейстоцена северного полушария и количественной оценке образований // Палинологические, климатостратиграфические и геоэкологические реконструкции. Сб. памяти Е.Н. Анановой. СПб, 2006б. С. 183–186.

Балуховский А.Н. Проблема биогенного карбоната накопления (опыт численного анализа) // Минералогия и жизнь: происхождение биосферы и коэволюция минерального и биологического миров, биоминералогия. Материалы IV международного семинара. Сыктывкар: ГЕОПРИНТ, 2007. С. 145–147.

Хаин В.Е., Ронов А.Б., Балуховский А.Н. Неогеновые литологические формации континентов // Сов. геология, 1979. № 10. С. 3–35.

ПЕРЕОРИЕНТАЦИЯ СТОКА Р. РАЗДОЛЬНОЙ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ, ЮЖНОЕ ПРИМОРЬЕ

Н.И. Беянина¹, П.С. Беянин¹, Е.В. Митюрёва²

¹Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток

²Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток

Одной из актуальных проблем четвертичной палеогеографии Приморья является вопрос, связанный с переориентацией стока крупных речных систем. Первым, кто дал рациональное объяснение многим наблюдавшимся аномалиям в конфигурации речных систем, был Г.С. Ганешин [1]. На примере рек Зеркальной, Милоградовки им выявлена общая тенденция повышенной агрессивности рек восточного мегасклона Сихотэ-Алиня, впадающих непосредственно в Японское море, по сравнению с речными артериями, ориентированными на запад в систему Амура. Это, по его мнению, обусловило возможность перехвата верхних звеньев речных систем, принадлежавших бассейну р. Уссури, ре-

ками восточного склона Сихотэ-Алиня. Признаки переориентации стока Раздольной казались достаточно очевидными многим исследователям [2; 3; 5; 8]. Большинство из них полагало, что палео-Раздольная изначально имела сток на юг в Японское море, а роль главного водораздела в Западном Приморье играл Хорольский мелкосопочный массив.

Однако, вне поля зрения Г.С. Ганешина остался бассейн р. Раздольной – одной из основных речных артерий Южного Приморья. Между тем признаки переориентации стока Раздольной казались достаточно очевидными многим исследователям [2; 3; 5; 8]. Большинство из них полагало, что палео-Раздольная изначально имела сток на юг в Япон-



ское море, а роль главного водораздела в Западном Приморье играл Хорольский мелкосопочный массив. Главная причина перестройки плана Раздольной связывалась с излиянием базальтовых лав и формированием перемычки-плотины, перегородившей ее древнюю долину. Позднее была доказана ошибочность этой точки зрения. Бурение не подтвердило наличия под «плотиной» следов аллювия палео-Раздольной, образовавшегося до ее возникновения [6]. Взамен была предложена новая модель переориентации стока Раздольной, базировавшаяся на вышеупомянутом принципе большей агрессивности рек восточного мегасклона Сихотэ-Алиня.

Согласно ей, на рубеже плиоцен / ранний плейстоцен на территории нынешнего Западного Приморья сформировалась новая гидросеть, основным элементом которой была палео-Раздольная, принадлежавшая изначально системе палео-Амура. Граница между водосборными бассейнами Японского моря и внутриконтинентальной области в Южном секторе япономорского побережья Приморья проходила южнее г. Уссурийска, по линии так называемого Кедровско-Утесного выступа, сложенного мезозойскими породами. К югу от него существовали низкопорядковые водотоки с большими продольными уклонами, впадавшие непосредственно в Японское море. В одну из холодных фаз среднего плейстоцена, когда уровень моря был существенно ниже современного, какой-то из них стал «рекой-агрессором», перепилившей в результате регрессивной эрозии базальтовую перемычку и обезглавившей палео-Раздольную. Значительная часть ее водосборного бассейна была переориентирована на юг.

Для полноты данной концепции не хватало свидетельств существования вышеупомянутой «реки-агрессора» и ее притока. Такие данные получены при посещении нами в 2003 году буроугольного разреза Нежинский. В верхнем уступе восточного борта действующего карьера обнаружен фрагмент палеовреза, выполненного четвертичными отложениями (т. 101, рис. 1). На подстилающих третичных угленосных породах залегают:

1. Галька мелкая, редко средняя, слабоокатанная в разнозернистом желтовато-сером полимиктовом песке, неравномерно ожелезненном.....1,5
 2. Песок серый гравелистый полимиктовый хорошо отсортированный с линзами буровато-серой супеси, насыщенной слаборазложившимися растительными остатками, включая древесные; плоды *Juglans mandshurica*0,9
 3. Песок бурый разнозернистый, гравелистый, плотный.....0,1
 4. Алеврит бурый торфянистый, насыщенный растительными остатками.....0,5
 5. Суглинок желтовато-серый с охристыми примазками.....1,0
- Общая мощность – 4,0

По литологическому набору пород, их невысокой степени окатанности и положению в разрезе, данный

комплекс представляет собой аллювий 15–20-метровой террасы низкопорядкового водотока. Данная терраса генетически не связана ни с Второй Речкой, ни с самой Раздольной, так как русловые фации аллювия этих рек существенно иные: у первой русловые осадки представлены мелко-среднезернистым песком, а у Раздольной – и вовсе алевритом.

О возрасте аллювия, слагающего данную террасу можно судить по результатам палинологического анализа. В спорово-пыльцевом комплексе из торфянистого алеврита (слой 4) преобладает пыльца древесно-кустарниковой группы (60–68%) при подчиненной роли травянистых (18–21%) и споровых растений (13–19,4%). В составе первой группы преобладают широколиственные умеренно-термофильные породы: *Quercus* sp. (21–30%), *Ulmus* sp. (10–16%), *Juglans mandshurica* Maxim. (8–12%), *Carpinus cordata* Blume (3,1–3,3%), *Carpinus* sp. (0,3–1%), *Corylus* sp. (0,3–3,1%), *Viburnum* sp. (0,7–2%), *Phellodendron amurense* Rupr. (0,3–1%), *Tilia* sp. (0,3–2%). Заметно также присутствие пыльцы березовых: *Alnus* sp. (4–13%), *Betula* sect. *Albae* (3–10%), *B.* sect. *Costatae* (0,3–2%), включая *B. schmidtii* Regel, *Betula* sp. (1–2%).

В группе хвойных преобладает пыльца *Pinus koraiensis* Siebold et Zucc. (12–26%), при участии темнохвойных пород – представителей семейства сосновых – *Abies* sp. (0,3–2%), *Picea* sect. *Eupicea* (0,2–1%) и кипарисовых – *Cupressaceae* (0,5–1%). Споровые растения характеризуются преобладанием сем. *Polypodiaceae* и *Osmundaceae*.

Спектры подобного состава уже не содержат представителей родов, ареалы которых связаны с более южными, по отношению к территории Приморья районами Кореи, а также Северной Японии, но еще эпизодически встречающихся в палинофлорах эоплейстоцена – нижнего плейстоцена [4]. С другой стороны, они отличаются умеренно-высоким содержанием пыльцы дуба, близкого монгольскому, от весьма термофильных спектров находкинского горизонта Приморья (Q_3^1 nh), в которых содержание пыльцы дуба достигает 40–60% [7]. Исходя из сказанного, возраст аллювия 15–20-метровой террасы, более вероятно, отвечает среднему плейстоцену. Заметим, что именно средним плейстоценом датируется время переориентации стока Раздольной на юг.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ганешин Г.С. Речные перехваты на Сихотэ-Алине // Природа, 1955. № 5. С. 91–93.
2. Иващенко Ю.К. Палеогеоморфология депрессионных морфоструктур юга Дальнего Востока. М.: Наука, 1978. 121 с.



3. Карасев М.С. Новые данные по палеогеографии Юго-Западного Приморья в верхнем миоцене – плиоцене // Сообщ. Дальневост. фил. СО АН СССР, 1963. Вып. 20. С. 35–40.

4. Короткий А.М., Караулова Л.П. Новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Приморья // Вопросы геоморфологии и четвертичной геологии юга Дальнего Востока. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1975. С. 79–110.

5. Лебедева Н.А. Геоморфология, неоген-четвертичные отложения и неотектоника западной части Южного Приморья (Приханкайский район) // Тр. ко-

мис. по изуч. четверт. периода. Вып. 13. М.: Наука, 1957. С. 221–227.

6. Павлюткин Б.И., Боровский А.Д. Причины и время перестройки системы реки Раздольная (Южное Приморье) // Прибрежная зона Дальневосточных морей в плейстоцене. Владивосток, ДВО АН СССР, 1988. С. 72–76.

7. Павлюткин Б.И., Беянина Н.И. Четвертичные отложения Приморья: некоторые итоги систематизации и дальнейшие перспективы изучения // Тихоокеан. геология. 2002. Т. 21. № 3. С. 80–93.

8. Юг Дальнего Востока // Ред. Г.И. Худяков. М.: Наука, 1972. 421 с.

ХРОНОЛОГИЯ ЛАДОЖСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ

Ю.С. Бискэ, И.В. Сумарева, М.В. Шитов

Санкт-Петербургский государственный университет, геологический факультет.

Последние 5000 лет истории Ладожского озера – время развития последней, так называемой ладожской, трансгрессии, во время которой уровень воды поднялся, по крайней мере, на 10 м выше современной отметки. Хронология ладожской трансгрессии обоснована работами К.К. Маркова, Г.С. Бискэ, Г.Н. Лисицыной, С.А. Абрамовой, О.М. Знаменской, Н.Н. Давыдовой, Д.Д. Квасова, И.М. Экмана, Г.Ц. Лака, Б.И. Кошечкина, Д.Б. Малаховского и других исследователей, однако до сих пор ряд проблем остается нерешенным. Некоторые из них кажутся пока принципиально неразрешимыми. Эти проблемы можно свести к двум парадоксам: седиментологическому и хронологическому.

Седиментологический парадокс заключается в том, что на одинаковых гипсометрических отметках (6–8 м абс. высоты) в одно и то же время происходило накопление как субаэральных (наземные торфяники), так и водных отложений (гиттии, алевроиты). Наиболее ярко этот парадокс выражается при сравнении разрезов на Невском пятачке, (см. рисунок, разрез № 1) с разрезами южного и юго-восточного Приладожья (№ 20, 21, 23, 24, 25 и др.). На Невском пятачке накопление торфа непрерывно происходило от пребореального до середины суббореального времени, а в других разрезах наблюдается чередование водных и субаэральных отложений, фиксирующее ряд трансгрессивно-регрессивных фаз Ладоги на протяжении почти всего голоцена. Хронологический парадокс следует из седиментологического: в различных разрезах возраст лимногельматических и тельманолимнических контактов оказывается различным. Следовательно, возраст и продолжительность регрессивных и

трансгрессивных фаз оказываются разными. Проксимальные, «мористые», обычно песчаные, фации ладожской трансгрессии очень редко содержат органические остатки, пригодные для ^{14}C -датирования, а представления о равномерном увеличении гляциоизостатического поднятия Приладожья с юго-востока на северо-запад является пока, как и во времена Г. Де-Геера и Ю. Айлио, совершенно гипотетическим. Поэтому, если на побережье Ладожского озера проявлялись новейшие дифференцированные движения, можно столкнуться с принципиальной невозможностью корреляции разрезов в контексте этой парадигмы.

Одним из способов преодоления указанных затруднений является изучение секвенций – последовательностей отложений, образующих закономерный ряд, отражающий трансгрессивно-регрессивные фазы развития озера. Наиболее полно секвенции обычно представлены ингрессивными фациями в долинах рек. Так как в различных зонах седиментации трансгрессивные/регрессивные отложения могут быть представлены дистальными (гиттии, алевроиты) или проксимальными фациями (пески) нами при выделении различных секвенций были прослежены латеральные взаимоотношения пачек. В 2002–2005 гг. были изучены секвенции, связанные с ладожской трансгрессией в разрезах долин рек Волхов, Сясь, Паша, Оять, Свирь и Олонка, откуда получены 23 новые ^{14}C -датировки. Эти разрезы образуют субширотный трансект вдоль южного побережья Ладожского озера – в направлении, возможно, с одинаковой скоростью изостатического поднятия. В результате хронология развития Ладожского озера во второй половине голоцена реконструируется следующим образом.

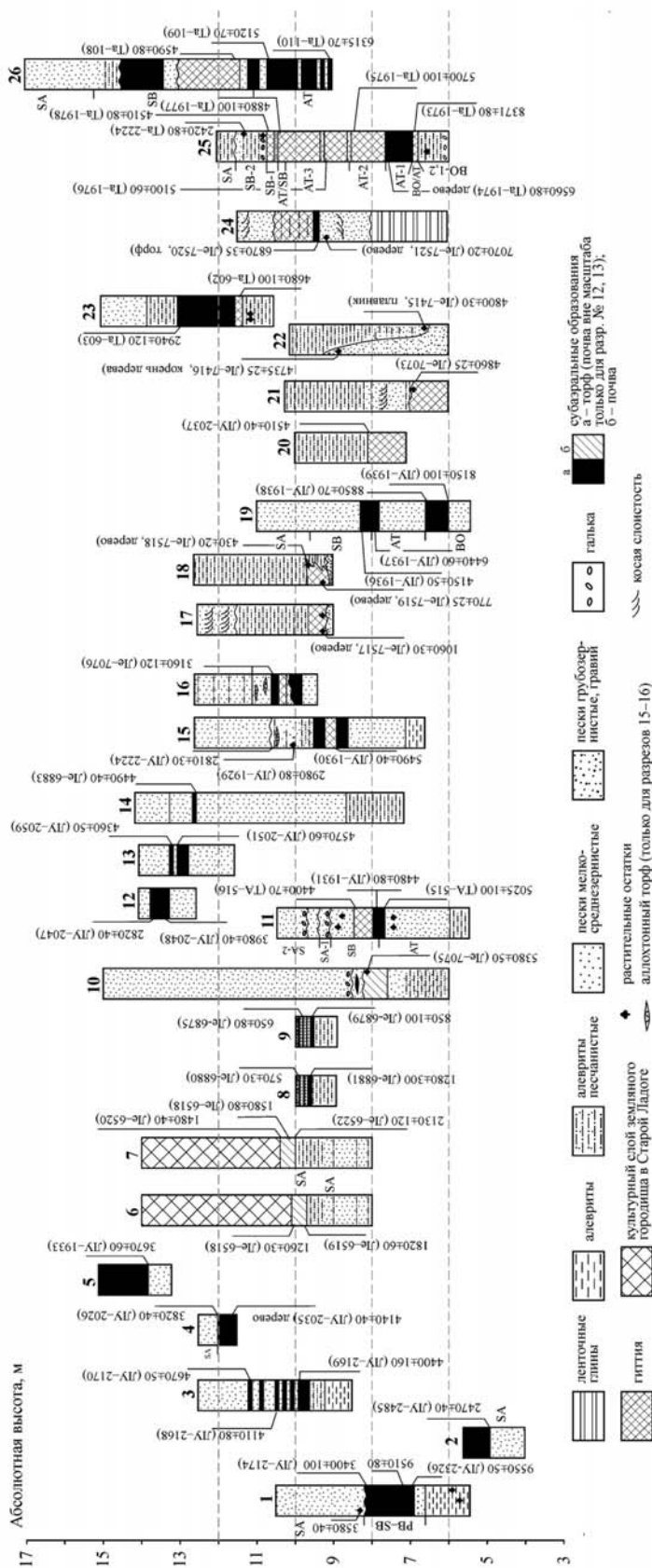


Рис. Опорные разрезы голоценовых отложений южного и юго-восточного Приладожья
Местоположение и авторство разрезов: 1–2 – Невский Пятачок [Малаховский и др., 1993]; 3 – Нижняя Шальдиха [Малаховский и др., 1993]; 4 – Нижняя Шальдиха [Кошечкин, Экман, 1993]; 5 – Горная Шальдиха [Кошечкин, Экман, 1993]; 6–7 – Земляное городище (авторы); 8–9 – д. М. Чернавино (авторы); 10 – Сясьстрой (авторы); 11 – Сясьские Рядки [Экман и др., 1975; История..., 1989; Кошечкин, Экман, 1993]; 12 – Селивановское болото [История..., 1989]; 13 – р. Паша [История..., 1989]; 14 – р. Паша, д. Рыбежно (авторы); 15 – р. Оять, п. Ленэнерго [Кошечкин, Экман, 1993]; 16 – р. Оять, п. Линии Свиристия (авторы); 17–18 – р. Оять, д. Мергино (авторы); 19 – р. Свирь, ур. Нижний Калач [История..., 1989]; 20 – выше г. Лодейное Поле [История..., 1989]; 21 – р. Свирь, ур. Харевщина (авторы); 22 – р. Свирь, ур. Семеновщина (авторы); 23 – р. Мегрега, д. Верхний Конец [Г. Бискэ, 1978]; 24 – р. Олонка, д. Верховые (авторы); 25 – р. Олонка в 1,5 км от устья [Кошечкин, Экман, 1993]; 26 – р. Олонка, д. Чимилы [Лак, Экман, 1975; Г. Бискэ, 1978, Малаховский и др., 1993].



Завершение раннеголоценовой (бореально-раннеатлантической, «анциловой») трансгрессии наиболее точно фиксируется в разрезах на левом берегу р. Олонка в окрестностях д. Верховье (см. рис., разрез № 24). Здесь по органическому детриту в кровле грубозернистых косослоистых песков нами получена датировка 7070 ± 20 л.н. (Ле-7521), а для перекрывающего их торфа с отметкой подошвы торфа 9,5 м абс. высоты – 6870 ± 35 л.н. (Ле-4520). Следовательно, снижение уровня воды ниже 9,5 м произошло около 7100–6850 л.н.

Начало ладожской трансгрессии, когда ее уровень превышает 6–7 м абс. высоты устанавливается в разрезах на р. Свирь выше г. Лодейное Поле. Здесь на левом берегу Свири в Ур. Харевщина наблюдаются две секвенции. Первая, неполная, представленная гиттией, переходящей в 2-метровый торфяник, фиксирует регрессивную фазу раннеголоценовой трансгрессии. Вторая, связанная с ладожской трансгрессией, характеризуется сложным строением: алевроиты с аллохтонным торфом – результатом размыва древнего торфяника, и сменяющее их по разрезу тонкоциклическое переслаивание песков и алевроитов латерально замещаются гиттией (№ 21). По плавнику из основания гиттий у латерального контакта с алевроитами с аллохтонным торфом получена датировка 4860 ± 25 л.н. (Ле-7073). Видимо, по дереву из этой гиттии Б.И. Кошечкин получил датировку 4510 ± 40 л.н. (ЛУ-2037, *История...*, 1989; № 20). На правом берегу Свири отложения ладожской секвенции представлены ингрессивными фациями, выполняющими понижения до ладожского рельефа. Эти понижения выработаны в грубозернистых косослоистых песках с гравием и галькой, слагающих террасу с отметкой площадки 12–14 м абс. высоты. К этой террасе прислонена терраса ладожской трансгрессии (10–11 м абс. высоты), сложенная гиттиями, песками и алевроитами. В урочище Семеновщина (№ 22) по плавнику с отметки 6–7 м абс. высоты из базальных слоев ладожской трансгрессии (пески с прослоями алевроитов) получена датировка 4800 ± 30 л.н. (Ле-7415), что очень близко к датировке в разрезе № 21. Выше, на отметке около 9 м, возраст корня дерева в грубозернистых песках под отложениями ладожской трансгрессии оказался равен 4735 ± 25 л.н. (Ле-7416). Менее точно время начала ладожской трансгрессии устанавливается в проксимальной зоне, где ее отложения представлены песками. Так, в разрезе на р. Сясь (№ 10) возраст дерева из погребенной абрадированной луговой почвы на отметке 7–8 м оказался равен 5380 ± 50 л.н. (Ле-7075). Оттуда известны и более молодые датировки по гиттии в основании песков ладожской трансгрессии – 4480 ± 80 л.н. (ЛУ-1931, *История...*, 1989) и 4400 ± 70 (ТА-

516, *Экман и др.*, 1975, № 11), т.е. уровень воды здесь достиг 7–8 м абс. высоты около 4400 л.н. Скорее всего, **время подъема воды выше 8–9 м** фиксируется датировкой кровли «верхнего» горизонта торфа на правом берегу р. Свирь в урочище Калач – 4150 ± 50 (ЛУ-1936) (*История...*, 1989, № 19). Судя по нашим наблюдениям, в этом разрезе нет нижнего горизонта торфа – там присутствует только обогащенный аллохтонным торфом слой песка со слоистостью трогового типа. На аллохтонный характер торфа в «нижнем» горизонте указывают и датировки: «подошвы» – 8150 ± 100 (ЛУ-1939), а «кровли» – 8850 ± 70 л.н. (ЛУ-1938). Маломощные торфяники на относительно высоких отметках (12–13 м), погребенные под песками ладожской трансгрессии в разрезах на р. Паша с возрастом 4490 ± 40 л.н. (Ле-6883, № 14, данные авторов) и 4570 ± 60 (ЛУ-2051)– 4360 ± 50 л.н. (ЛУ-2059, *История...*, 1989, № 13), являются, скорее всего, внутриформационными и сформировались за береговыми валами ладожской трансгрессии, т.е. не фиксируют никаких этапов развития озера.

Подъем уровня воды выше 10,5 м абс. высоты устанавливается по возрасту кровли погребенного автохтонного торфяника в разрезе на р. Оять у пос. Линии Свиристря (Ленэнерго) откуда нами получена датировка 3160 ± 120 л.н. (Ле-7076, № 16). Чуть более молодые датировки в разрезах на Ояти получены Б.И. Кошечкиным и И.М. Экманом (1993, № 15) по плавнику и аллохтонному торфу с отметки 10,5 м: 2980 ± 80 (ЛУ-1929, плавник) и 2810 ± 30 л.н. (ЛУ-2224, аллохтонный торф). **Дальнейший подъем** уровня воды реконструируется по разрезам на р. Мегрега (д. Верхний Конец, № 23), где кровля погребенного торфяника на отметке 13 м абс. высоты имеет возраст 2940 ± 120 л.н. (ТА-603, Г. Бискэ, 1978) и на Селивановском болоте (№ 12), в котором по кровле погребенного торфа на отметке около 14 м получена датировка 2820 ± 40 л.н. (ЛУ-2047, *История...*, 1989). Датировки, полученные на отметках выше 10,5 м абс. высоты (разрезы № 12, 15, 16, 23), близки к возрасту кровли погребенного торфяника в Невском Лесопарке, откуда Д.Б. Малаховский (1989, 1993, 1996) получил датировки 2910 ± 60 (ЛУ-2505), 2840 ± 40 (ЛУ-2404) и 2850 ± 50 (ЛУ-2509). Оставляя вопрос о возрасте Невы, тем не менее, следует признать, что максимум ладожской трансгрессии (более 13–14 м абс. высоты) и возникновение/усиление стока по Неве произошли около 2800–2900 л.н. Поэтому следует согласиться с интерпретацией Д.Б. Малаховского (1993) разрезов на р. Рябинка у д. Нижняя Шальдиха, где торф в подошве песков является аллохтонным (см. ^{14}C -датировки, разрез № 3), а не автохтонным, как считали Б.И. Кошечкин и И.М. Экман (1993), т.е. их датировка по кровле этого тор-



фьяника 3820 ± 40 (ЛУ-2026) (№ 4) не является нижним возрастным пределом для максимума ладожской трансгрессии.

Регрессивная фаза начинается в раннесубатлантическое время. На это указывают возраст плавника из горизонта размыва с отметкой 11 м абс. высоты на р. Олонка (№ 25) – 2420 ± 80 (ТА-2224, Кошечкин, Экман, 1993), а также субатлантические спорово-пыльцевые спектры верхней части алевритов ладожской трансгрессии в нижнем Поволжье (данные авторов). Время снижения уровня воды **ниже 10–11 м** абсолютной высоты фиксируется началом образования перегнойно-глеевых торфянистых почв в основании культурного слоя на земляном городище в Старой Ладоге (разрезы № 6, 7) с возрастом подошвы 2130 ± 120 (Ле-6522) до 1820 ± 60 л.н. (Ле-6519). Судя по времени завершения речной седиментации и образования «слоистой поймы» – чередования аллювия с погребенными гидроморфными почвами на площадке чернавинской террасы (10 м абс. высоты) р. Волхов (урез воды – 5,0 м) у д. М. Чернавино (разрезы № 8, 9), снижение уровня Ладоги **ниже 7–8 м абс. высоты** произошло около $700\text{--}550$ ^{14}C л.н. Приблизительно в это время ($800\text{--}400$ ^{14}C л.н.), прекращается озерно-аллювиальная седиментация (накоплению гиттий) на отметке около 8–9 м абс. высоты в разрезах на р. Оять (урез воды – 9,0 м) у дер. Мергино (разрезы № 17, 18) и начинается заполнение долины тонким речным аллювием. Таким образом, современной отметки (5,0 м) уровень Ладожского озера достиг несколько позже $550\text{--}400$ ^{14}C л.н.

Только в истоках Невы торфяники на отметках 7–8 м абс. высоты непрерывно развивались с пребореала до приблизительно 3400 л.н. Во всех других разрезах южного Приладожья на таких высотах уже $5000\text{--}4800$ ^{14}C л.н. начинается водная седиментация. Разрезы на Невском пятачке расположены выше Мгинско-Тосненского водораздела и туда, допуская или не допуская образование Невы в ходе ладожской трансгрессии, неизбежно по долине палео-Мги или Невы должны были ингрессировать ладожские воды, прервать накопление торфа и оставить водные осадки. Для преодоления этого седиментологического парадокса, следует, видимо, допустить возможность дифференцированных в субширотном направлении новейших тектонических движений, т.е. погружение истоков Невы. Возможность таких движений и влияние их на развитие Ладожского озера допускали Г.С. Бискэ (1965), О.М. Знаменская и Е.Н. Ананова (1967), Е.Г. Шеффер (1967), а в последние годы Н.Н. Верзилин (Верзилин и др., 2005; Верзилин, Клейменова, 2006) напрямую связал закономерности субаэральной и водной седиментации Приладожья с дифференцированными конседиментационными движениями. Причины ладожской трансгрессии обычно связывают с изменениями порога стока озера из-за различной скорости послеледниковой гляциоизостатического поднятия южного Приладожья и Карельского перешейка. Может быть, в тектонических движениях следует искать объяснение не только причинам трансгрессии, но и причинам регрессии, которая может быть связана с понижением порога стока в верхнем течении Невы.

ИЗМЕНЕНИЯ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТОРИТМИКА В ИНТЕРВАЛЕ 39–33 ТЫС. Л. Н. ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО И ОСЛ АНАЛИЗОВ ОТЛОЖЕНИЙ ВАЛДАЙСКОГО ВРЕМЕНИ В РАЗРЕЗЕ ВОКА, С-В ЭСТОНИЯ

Н.С. Болиховская¹, А.Н. Молодьков²

¹ Географический ф-т Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, 119992 Москва, Россия, nbolikh@geogr.msu.ru

² Лаборатория геохронологии четвертичного периода, Институт геологии, Таллиннский технический университет, 19086 Таллинн, Эстония, molodkov@gi.ee

Несмотря на большой объем аналитических материалов, положенных в основу современных схем периодизации событий последнего ледникового периода, соответствующего морским изотопным стадиям (МИС) 4–2, вопросы о количестве, таксономическом ранге, хронологии и характере ландшафтно-климатических условий реконструируемых потеплений и похолоданий внутри последнего лед-

никового времени, особенно в интервале МИС 4–3, остаются дискуссионными. Для этого интервала в региональных стратиграфических схемах позднего неоплейстоцена Балтийских стран и северо-запада России выделяется различное количество подразделений межстадиального и стадиального ранга: от 10 в Литве [Satkunas, 1999] до 6 на северо-западе России [Арсланов, 1992] и 3 в Эстонии [Raukas,



2003]. Это различие, в первую очередь, связано с неполнотой геологической летописи, особенно в Северной Эстонии, большую часть которой занимает Северо-Эстонское плато, сложенное карбонатными породами ордовика и силура. Эта область во время оледенений являлась областью интенсивной экзарации – вновь продвигавшиеся ледники сносили отложения предшествующих эпох. Поэтому мощность плейстоценовых отложений на Северо-Эстонском плато обычно не превышает 5 м, достигая нескольких десятков метров в отрицательных формах рельефа – в глубоких экзарационных ложбинах, древних долинах и котловинах. Одним из таких естественных накопителей плейстоценовых отложений является погребенный ущельеобразный палеоврез, прорезающий северный уступ Северо-Эстонское плато (глинт) у расположенного на берегу залива, примерно в 25 км западнее устья р. Нарва, поселка Вока. Этот палеоврез в районе Вока имеет более значительную глубину – до 145 м ниже уровня моря. До настоящего времени считалось, что обнажающаяся на побережье залива толща мощностью около 22 м сложена позднеледниковыми или раннеголоценовыми отложениями возрастом примерно от 14,4 до 12,2 тыс. л. н. Однако наши исследования показали, что здесь мы имеем дело с уникальным геологическим объектом, где обнажаются отложения большей части позднего неоплейстоцена возрастом, по крайней мере, от 120 до 30 тыс. л. н. [Molodkov et al., 2007].

В рамках пилотного и текущего исследовательских проектов нами наиболее подробно изучена толща отложений в верхней части разреза Вока мощностью около 10 м (рис. 1). Эта толща сложена, главным образом, горизонтально переслаивающимися тонко-мелкозернистыми и глинистыми песками, суглинками и глинами. Для определения хронологии и палеоклиматических условий осадконакопления бассейна Вока нами предприняты датирование толщи методом оптико-стимулированной люминесценции (ОСЛ) и палинологический анализ отложений по свыше чем 80 отобраным для этой цели образцам. На основе регрессионного анализа данных определений возраста отложений создана непрерывная шкала времени, охватывающая интервал от 39 до 31 тыс. л. н. Шкала является основой для определения динамики изменения растительности и климата по данным палинологического анализа.

Отметим, что на территории Эстонии средневалдайские отложения до настоящего времени охарактеризованы палинологическими данными фрагментарно. Спорово-пыльцевые спектры из перигляциальных средневалдайских отложений разрезов Tõravere, Valguta, Savala и др., по мнению Э. Лийв-

ранд [1999], отражают стадийное похолодание и широкое развитие тундровых и ксерофитных сообществ с господством карликовой березы (*Betula nana*), полыни, маревых, злаков и осок. Интерстадиальные средневалдайские потепления до сих пор не были выявлены.

В разрезе Вока наиболее информативными в палинологическом отношении оказались отложения на глубинах от 12,2 до 5,0 м, отвечающих интервалу примерно от 39 до 33 тыс. л. н. Реконструкция изменения растительности и климата произведена в этом интервале по данным палинологического анализа 45 образцов. Результаты палинологического анализа изученных отложений представлены на спорово-пыльцевой диаграмме (см. рис. 1). Для ее компактности большинство определенных до вида таксонов были объединены и показаны в составе родов и семейств.

Полученные палинологические данные свидетельствуют, что периоду накопления изученных средневалдайских отложений отвечают четыре основных стратиграфических подразделения: два интервала, характеризовавшихся суровым климатом, и два интерстадиальных интервала с заметным смягчением климатических условий.

Первый период относительного потепления климата (38,6–37,6 тыс. л. н.) выявлен палинологическими данными в осадках на гл. 11,20–12,20 м. В этот интерстадиал в исследуемом районе преимущественно господствовали перигляциальные лесотундры с участками елово-сосновых редколесий, в которых в качестве примеси произрастали лиственница (*Larix* sp.) и сибирский кедр (*Pinus sibirica*). Динамику природных изменений на протяжении этого интервала позволяют реконструировать пять палинозон (1a–1e), отвечающих пяти фазам эволюции растительного покрова и климата исследуемой территории. Господство перигляциальной лесотундры прерывалось во вторую фазу, представляющую кратковременный интервал криоаридизации климата (палинозона 1b; 11,9–12,0 м). Похолодание и иссушение климата привело к доминированию тундро-степей и обилию в составе растительного покрова *Betula* sect. *Nanae*, *Alnaster fruticosus*, *Selaginella selaginoides*, *Artemisia* (включая *Artemisia* subgenera *Seriphidium*), *Chenopodiaceae* и др. С третьей фазой (палинозона 1c; 11,7–11,9 м) было связано самое значительное потепление реконструируемого интерстадиала и расселение на исследуемой территории хвойных деревьев. Господствовали сосновые леса и редколесья.

Последующий стадиал был относительно кратковременным, примерно 800-летним периодом (37,6–36,8 тыс. л. н.; 10,4–11,2 м) значительной криоаридизации климата. Преобладали тундро-степи и

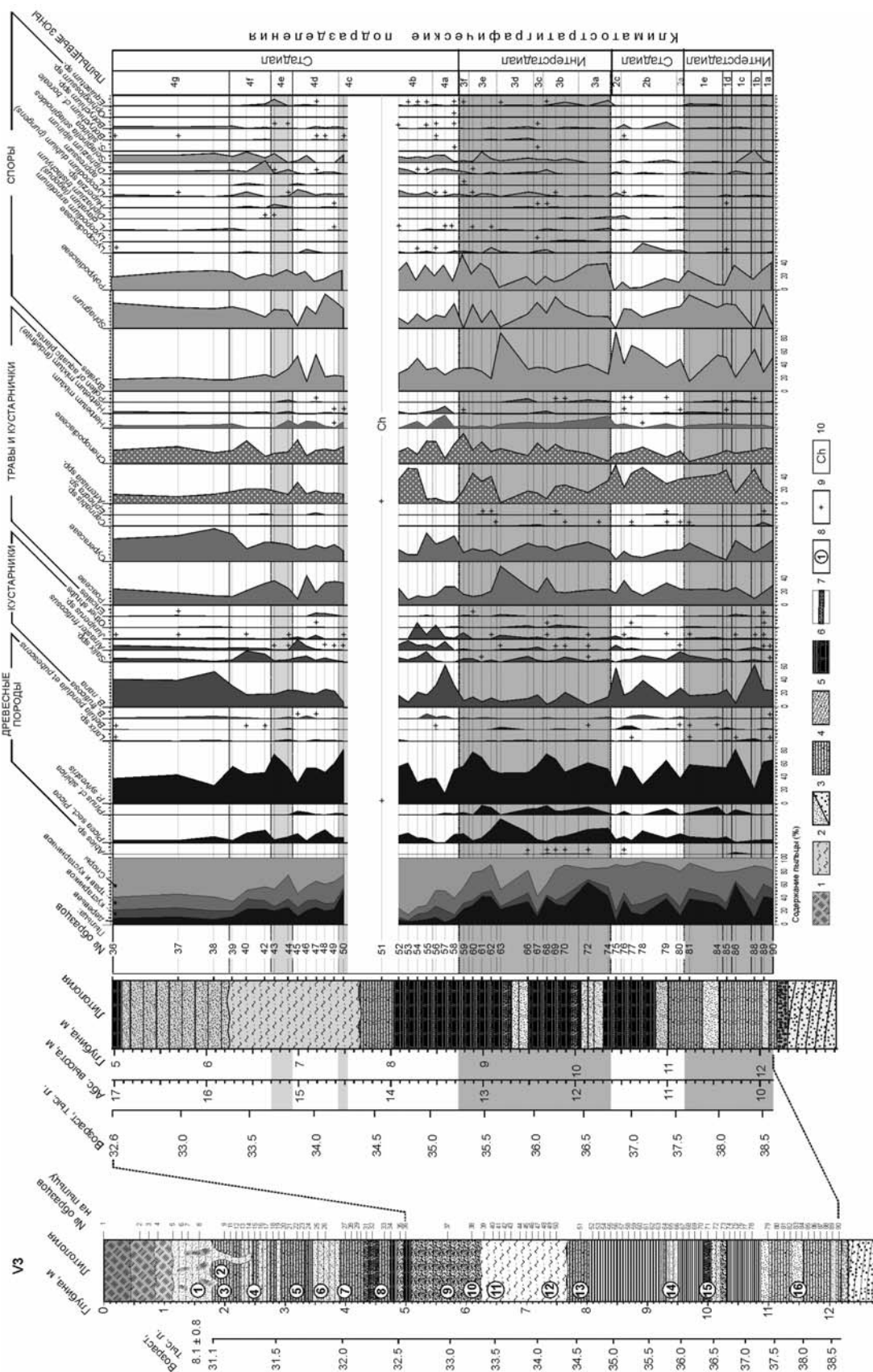


Рис. Палинологическая диаграмма отложений разреза Вока 3 (V3)

1 – почва; 2 – суглинки; 3 – тонко- крупнозернистые пески; 4 – горизонтально-слоистые пески; 5 – косослоистые пески; 6 – глинистые отложения; 7 – гравийный слой; 8 – точки отбора образцов на ОСЛ датирование; 9 – содержание пыльцы J %; 10 – Chamaetoph.



тундро-лесостепи с высоким содержанием таких криптофитов и ксерофитов как *Betula nana*, *Alnaster fruticosus*, *Artemisia* (в том числе, *A. subgen. Seriphidium*, *A. subgen. Dracunculus*), *Chenopodiaceae*, *Ephedra*, *Lycopodium dubium*, *Diphazium alpinum*, *Selaginella selaginoides*. Трансформации растительного покрова на протяжении этого стадиала отражены палинозонами 2a, 2b и 2c, соответствующими трем фазам в развитии доминировавших фитоценозов. В первую и третью фазы в районе Воки были распространены тундро-степи. Более длительная вторая фаза отличалась более влажным климатом, расширением площади хвойных (кедрово-елово-сосновых) редкостойных лесов и господством тундро-лесостепей.

В следующий интерстадиал (36,8–35,3 тыс. л.н.; 8,75–10,40 м) произошла новая экспансия на исследуемую территорию представителей бореальной лесной флоры. Реконструированы шесть фаз изменения растительных сообществ на протяжении этого интервала. Они свидетельствуют, что в этот период развитие перигляциальной лесотундры (с участками елово-сосновых редколесий) дважды сменялось фазами более влажного и более теплого климата и широкого распространения северо-таежных лесных сообществ. Самые теплые климатические условия были во время фазы, соответствующей палинозоне 3a (10,1–10,4 м) – господствовали кедрово-елово-сосновые леса и редколесья. Сумма пыльцы бореальных элементов дендрофлоры составляет 70–90%. Господствовавшие на протяжении большей части интерстадиала перигляциальные лесотундры сменялись перигляциальными редколесьями из кедровидной сосны (*Pinus sibirica*), ели (*Picea sect. Picea*) и сосны обыкновенной (*Pinus sylvestris*) во время пятой фазы (палинозона 3e; 8,85–9,15 м).

Последний реконструированный стадиал, датированный интервалом 35,3–32,6 тыс. л.н. (8,75–4,95 м), был временем продолжительного господства перигляциальных тундр в условиях значительного похолодания климата. Развитие мерзлоты привело к образованию моховых и травяных болот. Господство в палиноспектрах пыльцы *Betula nana*, *Poaceae* и *Cyperaceae*, спор *Sphagnum*, *Bryales*, *Selaginella selaginoides*, *Lycopodium dubium*, *Diphazium alpinum* и других тундровых растений указывает, что рассматриваемый интервал относится к одному из заключительных периодов средневалдайского «мегаинтерстадиала», предшествующих продвижению на исследуемую территорию поздневалдайского ледникового покрова. Реконструиро-

ваны семь фаз в развитии растительности и климата этого холодного интервала (палинозоны 4a–4g). В пределах этого стадиального похолодания палинологическими данными на глубинах около 7,50 и 6,75 м выявлены два относительно небольших потепления-возрастом порядка 34,2 и 33,7 тыс. л.н. Во время этих кратковременных потеплений господствовавшие перигляциальные тундры сменялись перигляциальными лесотундрами с участками сосновых редколесий (из *Pinus sylvestris*).

Выводы

1. Изученная нами в разрезе Вока толща не является, как полагали ранее, позднеледниковым образованием с временным охватом около 2,2 тыс. л. В действительности, как показали наши исследования, в этом обнажении представлены отложения позднеплейстоценового возраста, охватывающие, по крайней мере, последние 120 тыс. лет.

2. Полученные палинологические данные свидетельствуют, что интервал времени от 39 до 33 тыс. л. н. характеризуется довольно сложной палеоклиматической ритмикой, отражающей большую изменчивость природной обстановки за этот относительно короткий (ок. 6 тыс. л.) период времени. В этом интервале выделено два потепления интерстадиального ранга и два стадиальных периода относительно сурового климата с двумя кратковременными потеплениями.

Работа выполнена при поддержке Estonian Science Foundation (грант № 6112).

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х.А. Геохронологическая шкала позднего плейстоцена Русской равнины // Геохронология четвертичного периода. М.: Наука, 1992. С. 133–137.
- Лийвранд Э.Д. Палинологические исследования ранне- и средневалдайских перигляциальных отложений Эстонии // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. Тезисы докладов IX Всеросс. Палинологической конф. М.: ИГиРГИ, 1999. С. 162–163.
- Molodkov A., Bolikhovskaya N., Miidel A., Ploom K. The sedimentary sequence recovered from the Voka outcrops, North-Eastern Estonia: Implications for late Pleistocene stratigraphy // Estonian Journal of Earth Sciences. 2007. Vol. 56 (1). P. 47–62.
- Raukas A. Progress in Estonian Quaternary stratigraphy during the last decade // Geologija. 2003. Vol. 41. P. 36–43.
- Satkunas J. The Upper Pleistocene stratigraphy and geochronology in Lithuania // Litosfera. 1999. Vol. 3. P. 43–57.



ЦИКЛИЧНОСТЬ В РАЗВИТИИ РАСТИТЕЛЬНОСТИ И КЛИМАТА НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА

Н.С. Болиховская¹, А.Н. Молодьков²

¹ Географический ф-т Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова, 119992 Москва, Россия, nbolikh@geogr.msu.ru

² Лаборатория геохронологии четвертичного периода, Институт геологии, Таллиннский технический университет, 19086 Таллинн, Эстония, molodkov@gi.ee

Приоритет в определении закономерностей изменения природы Земли в плейстоцене принадлежит академику К.К. Маркову [1960]. Материалы по истории растительного покрова вошли в число важнейших палеогеографических свидетельств, приведших его к выводу, что главные закономерности изменения природной среды – направленность, ритмичность и метакронность (местная индивидуальность).

Обобщение обширной палеогеографической информации внесло существенные коррективы в представления об особенностях этих трех важнейших пространственно-временных закономерностей развития флоры, растительности и климата на территории Восточно-Европейской равнины [Болиховская, 2005]. Получены новые выводы о направленном изменении неоплейстоценовых флор и специфике зональной дифференциации растительного покрова в межледниковые и ледниковые эпохи. Наряду с этим, установлена еще одна главная закономерность в истории растительности и климата неоплейстоцена – цикличность.

Согласно реконструкциям, выполненным по результатам палинологических исследований, наиболее явно выражены два типа циклов в развитии растительности и климата неоплейстоцена, различающихся продолжительностью и структурой. Помимо циклов, каждый из которых характеризует изменения флоры и растительности на протяжении одной межледниковой и одной ледниковой эпох, прослежены значительно более длительные циклы, охватывавшие четыре межледниково/ледниковые пары [Болиховская, 2005].

Эта цикличность в развитии растительности и климата неоплейстоцена выявлена путем сравнительного анализа флористических и климато-фитотенотических сукцессий, реконструированных Н.С. Болиховской [1995] по результатам изучения 140-метровой толщи новейших отложений уникального по своей геологической полноте разреза Отказное, расположенного в среднем течении р. Кумы (44°20' с.ш., 43°50' в.д.).

Установлено, что каждый из межледниковых и ледниковых ритмов в интервале от покровского похолодания до лихвинского межледниковья (включительно) имеет свой более молодой аналог, т.е.

близкую по важнейшим палеогеографическим показателям эпоху в интервале от калужского похолодания до голоценового межледниковья (включительно) (рис. 1). Аналогия прослеживается в сходстве (или близости) зональной принадлежности доминировавшей растительности, степени аридизации или гумидизации климата (по сравнению с другими теплыми и холодными эпохами «своего» интервала), масштабов развития ледниковых покровов коррелятных криохронов и т.д.

Лихвинское межледниковье, сопоставляемое с 11-й морской изотопной стадией (МИС), отчетливо параллелизуется с современной межледниковой эпохой (МИС 1). Поскольку только для лихвинского межледниковья Средней Кумы зафиксирована типично степная фаза, во время которой доминировали злаковые степи – характерный компонент голоценовых ландшафтов этой территории. Накопление только лихвинских отложений, как и голоценовых осадков Отказного, осуществлялось в период господства открытых лесостепных и степных ландшафтов. Логичное отличие от голоцена состоит в присутствии в составе ограниченно развитых лесных участков лихвинского термохрона и в составе характерных таксонов лихвинской дендрофлоры Отказного: *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* sect. *Strobus*, *Betula* sect. *Costatae*, *Juglans regia*, *Ostrya* sp. и др.

Вывод о том, что палеогеографическим аналогом голоцена является лихвинский термохрон, отвечающий МИС 11, хорошо согласуется с палеогеографическими данными, полученными в последние годы по другим районам и природным объектам. Авторы отмечают сходство орбитальной конфигурации, глобального климата и региональных климатических режимов, других палеогеографических параметров двух теплых эпох, соответствующих МИС 11 и МИС 1 [Bauch et al., 2000; Hodell et al., 2000; McManus et al., 2004].

По совокупности палеогеографических характеристик установлено, что окский ледниковый этап (МИС 14–12), во время которого в Восточном Предкавказье доминировали перигляциальные лесостепи, является палеогеографическим аналогом валдайского оледенения (МИС 4–2), отличавшегося господством перигляциальных лесостепей и полупустынь.



ЭПР-возраст тыс. л.	Длительность тыс. л.	Эпохи	МИС	Растительность	Растительность	МИС	Эпохи	Длительность тыс. л.	ЭПР-возраст тыс. л.
0	10	Голоцен	1	степи и лесостепи	лесостепи и степи	11	Лихвинский межледниковый	95	~360
10	60	Валдайский ледниковый	4-2	перигляциальные полупустыни перигляциальные лесостепи	перигляциальные лесостепи	12	Окский ледниковый	80	~455
~70	75	Микулинский межледниковый	5	широколиственные леса	широколиственные леса с субтропическими элементами	13	Мучкапский межледниковый	75	~535
~145	55	Днепровский ледниковый	6	перигл. полупустыни хвойно-березовые и березовые редколесья	перигляциальные хвойно-березовые редколесья с ерниковыми сообществами	14	Донской ледниковый	50	~610
~200	35	Черепетьский межледниковый	7	дубовые редколесья, грабинники из <i>Carpinus orientalis</i> , шибляки	лесостепи с участками широколиственных лесов	15	Семилукский межледниковый	53	МИС, тыс. л. ~659
~235	45	Жиздринский ледниковый	8	перигляциальные березовые редколесья	перигляциальные березовые редколесья	16	Девицкий ледниковый	47	~712
~280	60	Чекалинский межледниковый	9	широколиственные леса	лесостепи и широколиственные леса	17	Гремячевский межледниковый	28	~760
~340	20	Калужский ледниковый	10	перигляциальные лесостепи, прерывавшиеся экспансией елово-кедровых лесов	перигляциальные степи	18	Покровский ледниковый	28	~787
~360						19			~815
						20			

Рис. ~450 тысячелетние циклы в развитии растительности и климата неоплейстоцена (по данным палинологического изучения разреза Отказное в Восточном Предкавказье)

Шкала времени и продолжительность климатических ритмов даны по результатам ЭПР определений А.Н. Молодкова [Molodkov, Bolikhovskaya, 2002]. Возраст изотопных стадий 17–20 по [Bassinot et al., 1994]. МИС – морские изотопные стадии

Во время мучкапского термохрона на Средней Куме господствовали широколиственные леса с субтропическими породами, а большую часть Восточной Европы занимала лесная зона, в составе которой в оптимумы межледниковья доминировали леса с участием неогеновых реликтов. Палеогеографическим аналогом мучкапского межледниковья (МИС 15) мы считаем микулинское межледниковье (МИС 5), во время которого на исследуемой территории также были развиты широколиственные леса, но без субтропических видов. Как и мучкапское межледниковье, микулинское время было этапом преимущественного развития на территории Восточно-Европейской равнины лесных ландшафтов [Болиховская, 2004].

Палеогеографическим аналогом донского оледенения (МИС 16), отличавшегося максимальным развитием в плейстоцене ледникового покрова, является днепровское оледенение (МИС 6), незначительно уступающее ему по площади ледникового щита. В донское время на Средней Куме превалировали перигляциальные хвойно-березовые редколесья с ерниковыми сообществами. В днепровское оледенение сначала здесь доминировали близкие по составу перигляциальные редколесья, а затем в условиях возросшей континентальности климата их вытеснили перигляциальные полупустыни.

Молодым аналогом семилукского межледниковья (МИС 17) является черепетьский термохрон (МИС 7). В семилукское время здесь доминировали лесостепи с участками широколиственных лесов – грабинниковых, дубово-грабовых, липово-грабовых, ясеневых-кленово-грабовых, березовых. В составе ха-

рактерных таксонов участвовали *Picea* sect. *Omorica*, *Pinus* subgenus *Haploxylon*, *Betula* sect. *Costatae*, *Carpinus betulus*, *C. orientalis*, *Quercus* cf. *ilex*, *Tilia cordata*, *T. tomentosa*, *Fraxinus* sp., *Acer* sp. Растительный покров черепетьского межледниковья в природно-зональном отношении был близок: господствовали редколесья и ксерофитные кустарниковые ценозы термофильного ряда – грабинники, дубовые, дубово-орешниковые, березовые и другие парковые леса, в которых произрастали *Betula raddeana*, *Carpinus betulus*, *C. orientalis*, *Ostrya* sp., *Corylus colurna*, *Quercus robur*, *Q. pubescens*, *Q. ilex*, *Q. petraea*, *Tilia cordata*, *T. platyphyllos*, *T. tomentosa*.

Аналог девицкого похолодания (МИС 18) – жиздринский холодный этап (МИС 8). Перигляциальные ландшафты девицкого похолодания характеризовались преобладанием березовых редколесий. Жиздринский криохрон отличался более криоаридными условиями и господством наряду с перигляциальными березовыми редколесьями кустарниковых ольховниково-ерниковых сообществ.

Господствующими типами растительности гремячевского термохрона (МИС 19), являвшегося палеогеографическим аналогом чекалинского межледниковья (МИС 9), были широколиственные леса и лесостепи. В ряду лесных сукцессий гремячевского межледниковья – березовые леса, грабинники, березово-дубовые, грабовые, дубово-липово-грабовые, орехово-буково-грабовые, дубово-вязовые группировки. Характерные таксоны гремячевской флоры Отказного – *Cedrus* sp., *Picea* sect. *Omorica*, *Betula* sect. *Costatae*, *Fagus orientalis*, *Quercus robur*, *Q. castaneifolia*, *Q. ilex*, *Carpinus*



caucasica, *C. betulus*, *C. orientalis*, *Ostrya* sp., *Corylus colurna*, *Tilia platyphyllos*, *T. tomentosa*, *T. cordata*, *Morus* sp. и др. Сукцессионные процессы в доминировавших во время чекалинского межледниковья широколиственных лесах фиксируют фазы с преобладанием близких по составу группировок (липово-вязово-грабово-дубовых, орешниково-дубовых, липово-вязово-грабово-дубовых, дубово-грабовых, ольховых и березовых). В них среди характерных таксонов выделялась группа таких термофильных элементов дендрофлоры как *Fagus orientalis*, *Carpinus caucasica*, *C. betulus*, *Ostrya* cf. *carpinifolia*, *Corylus colurna*, *Acer* sp., *Quercus robur*, *Q. petraea*, *Q. ilex*, *Q. pubescens*, *Tilia platyphyllos*, *T. tomentosa*, *T. cordata*, *Ulmus laevis*, *U. scabra*, *U. campestris*, *Morus* sp. и др.

Покровское ледниковое время (МИС 20), для которого реконструировано развитие перигляциальных степей, является палеогеографическим аналогом калужского криохрона (МИС 10). Ландшафтно-климатическое своеобразие калужского холодного периода заключалось в том, что в его криогигротический максимум существование также господствовавших перигляциальных лесостепей прерывалось экспансией на исследуемую территорию еловых и кедрово-еловых лесов.

Выполненные сопоставления свидетельствуют о закономерной цикличности изменений природной среды в неоплейстоцене. Каждый цикл охватывает 4 межледниковые и 4 ледниковые эпохи. Все межледниковья более молодого цикла «калужское похолодание – голоцен (включительно)» характеризуются более континентальным климатом и существенно меньшим участием в составе растительно-

го покрова неогеновых реликтов и чуждых современной флоре растений, чем их межледниковые аналоги цикла «покровское похолодание – лихвинское межледниковье».

Проведенное авторами сопоставление континентальных отложений и палеоклиматических событий внеледниковой и ледниково-перигляциальной зон Восточно-Европейской равнины с палеоклиматическими событиями, выделенными и датированными на основе электронно-парамагнитно-резонансного (ЭПР) анализа раковин морских ископаемых моллюсков из трансгрессивных отложений разрезов палеошельфовой зоны Северной Евразии, и с изотопно-кислородной шкалой океанических осадков [Bassinot et al., 1994] позволило определить возраст и продолжительность реконструированных теплых и холодных этапов неоплейстоцена [Болиховская, Молодьков, 1999; Molodkov, Bolikhovskaya, 2002, 2006].

Сопоставление выявленной цикличности в изменении растительности и климата последнего миллиона лет с полученными данными о возрасте и длительности межледниковых и ледниковых климатических ритмов свидетельствует, что циклы в развитии природной среды неоплейстоцена имели продолжительность примерно 450 тысяч лет. Такова длительность цикла «покровское похолодание – лихвинское межледниковье» (см. рис. 1). Учитывая проведенные корреляционные исследования, можно заключить, что голоцен, как и его аналог – лихвинское межледниковье, будет столь же продолжительным, и длительность цикла «калужское похолодание – голоценовое межледниковье» также составит примерно 450 тысяч лет.

АКТУАЛЬНЫЕ ВОПРОСЫ КОРРЕЛЯЦИИ ГЛУБОКОВОДНЫХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНА С ПОЗИЦИЙ НОВОЙ КОНЦЕПЦИИ ОРБИТАЛЬНОЙ ТЕОРИИ ПАЛЕОКЛИМАТА

В.А. Большаков

МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет

Новая концепция орбитальной теории палеоклимата – это дальнейшее развитие орбитальной гипотезы палеоклимата, предложенной более 160 лет назад французским математиком Ж. Адемаром. Орбитальная гипотеза предполагает обусловленность оледенений (и межледниковий) плейстоцена изменениями инсоляции, вызванными вариациями орбитальных параметров планеты (эксцентриситета эллиптической орбиты Земли, наклона земной оси к плоскости эклиптики и прецессии

земной оси). Наибольший вклад в развитие орбитальной теории палеоклимата был сделан Дж. Кролем [Croll, 1875] и М. Миланковичем [1939]. Однако их версии орбитальной теории оказались противоречащими эмпирическим данным. Попытки последователей М. Миланковича приспособить его теорию к новым реалиям, не меняя ее основных положений, привели к появлению новых противоречий и новых гипотез, усложняющих решение основной задачи орбитальной теории –



объяснение глобальных климатических колебаний плейстоцена [Большаков, 2003,б].

В то же время справедливость самой орбитальной гипотезы, т.е. наличие связи между вариациями орбитальных элементов и глобальными климатическими колебаниями последних 500 тысяч лет, была установлена в работе [Hays, Imbrie, Shackleton, 1976]. Поэтому необходимость новой концепции орбитальной теории палеоклимата, отличной от концепций Дж. Кроля и М. Миланковича, очевидна.

Новую концепцию можно сформулировать следующим образом [Большаков, 2003,б].

Глобальная климатическая значимость вариаций каждого орбитального элемента определяется: а) спецификой изменения полной годовой (летней и зимней, или для всех месяцев года) и глобальной (для всех широт Земли) инсоляции; б) земными обратными связями, избирательно воздействующими на соответствующие инсоляционные сигналы. Степень и характер воздействия обратных связей, в конечном итоге и трансформирующих инсоляционные сигналы в глобальные климатические колебания, зависят от глобального географического (распределение по поверхности планеты материков и океанов) и палеоклиматического (термоэры и гляциоэры) состояния Земли.

Таким образом, новая концепция имеет 4 существенных отличия от концепции общепринятой сейчас версии орбитальной теории палеоклимата – теории Миланковича.

1. Учет *полных годовых и для всей поверхности Земли вариаций инсоляции*, в отличие от полугодовых, среднемесячных, или даже суточных, вариаций инсоляции под 65° с.ш. в теории Миланковича и его последователей. Иными словами, в новой концепции предлагается *реально* учитывать различия временной и пространственной структуры инсоляционных сигналов, обусловленных вариациями *всех трех* орбитальных элементов.

2. В отличие от теории Миланковича, согласно которой климатические, в частности температурные, изменения определяются в основном, а для умеренных и низких широт просто подобны, вычисленным им специфическим вариациям инсоляции, в новой концепции не меньшая роль отводится земным обратным связям, благодаря которым происходит усиление климатического воздействия слабых инсоляционных сигналов.

3. Перечисленные в первых двух пунктах особенности новой концепции приводят к выводу о возможности *непосредственного* климатического воздействия вариаций инсоляции, связанных со *всеми тремя* орбитальными элементами, а не только с прецессией и наклоном земной оси, как в других теориях. Это позволяет предложить простое

решение известной проблемы 100-тысячелетнего периода [Большаков, 2001].

4. В новой концепции говорится о зависимости от глобального состояния планеты силы воздействия земных обратных связей на орбитально обусловленные вариации инсоляции. Отсюда вытекают логичные представления о специфике климатических колебаний, характеризующихся орбитальными периодичностями, в течение термо- и гляциоэры фанерозоя, не всегда правильно интерпретируемые зарубежными коллегами [Большаков, 2003, а, б].

Решение проблемы 100-тысячелетнего периода глобальных климатических циклов неоплейстоцена оледенение–межледниковье в рамках новой концепции предложено искать, используя механизм параметрического резонанса [Большаков, 2001, 2003,б]. Предполагается, что в специфических условиях последнего миллиона лет мог резонансно усиливаться *прямой* эксцентриситетный инсоляционный сигнал, вариации которого и определяют в среднем близкие к сотысячелетним циклы «оледенение–межледниковье» неоплейстоцена. Следовательно, в хроне Брюнес (последние 780 тыс. лет) должно проявляться восемь таких полных циклов, что, вообще говоря, подтверждается изотопно-кислородными (ИК) данными по глубоководным осадкам.

Говоря об ИК кривых, напомним, что выделяемые на них четные и нечетные ИК стадии интерпретируются соответственно как самостоятельные оледенения и межледниковья, за исключением ИК стадий 2–4, которые соотносятся с двумя стадиями вюрмского (валдайского) оледенения, разделенными межстадиальным потеплением. Однако до сих пор многие исследователи интерпретируют ИК стадии 2 и 4 как самостоятельные оледенения. Таким образом, отвечая на **вопрос о количестве оледенений и межледниковий** в хроне Брюнес, мы говорим о наличии восьми оледенений и девяти межледниковий, включая современное и соответствующее ИК стадии 19, внутри которой проходит инверсия Матуяма–Брюнес. Именно такое количество оледенений и межледниковий в течение хрона Брюнес должно быть выделено и в континентальных разрезах. Использование изотопно-кислородной шкалы в качестве основы при сопоставлении глубоководных и континентальных разрезов неоплейстоцена обусловлено рядом общеизвестных объективных обстоятельств (см., например, [Большаков, 2006]).

Как известно, резонансный механизм может значительно усиливать даже слабые входные сигналы, поэтому выходной сигнал (климатические колебания, отраженные в ИК кривой) по амплитуде не будет обязательно подобным вариациям эксцентриситета, а будет определяться состоянием и свойствами климатической системы в конкретный



период времени. (Эксцентриситетный инсоляционный сигнал будет как бы спусковым крючком, запускаящим работу резонансного механизма климатической системы). Подтверждением сказанного является отсутствие в колебаниях климата последнего миллиона лет (по ИК данным [Imbrie et al., 1993 и др.]) 400-тысячелетней периодичности, которая, помимо близких к 100-тысячелетним гармоникам, характеризует главную гармонику колебаний эксцентриситета.

С отсутствием 400-тысячелетней периодичности в палеоклиматических записях неоплейстоцена связана так называемая «**проблема 11-й стадии**». Проблема заключается в следующем. В интервале времени около 400 тысяч лет назад величина эксцентриситета, в соответствии с указанной главной периодичностью, была минимальной. В соответствии с теорией Миланковича, это приводило к уменьшению амплитуды вариаций приходящей к Земле солнечной радиации и не должно было вызывать значительного потепления. Однако потепление (уменьшение глобального объема льда, или подъем уровня океана), связанное с 11-й ИК стадией, приходящейся на тот же интервал времени около 400 тыс. лет назад, оказалось одним из наиболее значительных за последний миллион лет. Позднее, опираясь на то, что в голцене эксцентриситет, в соответствии с его главным периодом изменения, также проходит стадию минимальных значений, появились многочисленные спекуляции по сопоставлению климатических условий, соответствующих 11-й ИК стадии и 1-й ИК стадии (голоцену), направленные на прогноз будущих изменений климата.

По этому поводу необходимо заметить следующее. Во-первых, попытки выделить указанные климатические аналогии противоречат упомянутому уже выводу многих исследователей об отсутствии 400-тысячелетней периодичности климатических изменений в последний миллион лет. Если же такие аналогии обоснованны, значит, этот вывод должен быть опровергнут, чего пока никто не сделал. Далее, как опять же говорилось выше, 100-тысячелетний цикл главных глобальных колебаний плейстоцена мы объясняем воздействием резонансного механизма усиления непосредственных эксцентриситетных вариаций инсоляции, изменяющих *приходящую к Земле в целом среднегодовую солнечную радиацию*. Результат этого воздействия в большой степени зависит от климатического состояния планеты в данный период времени (непосредственно предшествующий ИК стадии 11), а не только от амплитуды вариаций эксцентриситета. У нас же нет оснований полагать, что это состояние было одинаковым непосредственно перед стадиями 11 и 1. Если же считать главным фактором величину

эксцентриситета, то резонно поставить вопрос: «Почему аналогично не выделяется ИК стадия 19, которая по времени располагается в окрестности предшествующего «большого» минимума эксцентриситета около 800 тысяч лет?»

Таким образом, с указанных выше позиций, не существует надежных обоснований, ни эмпирических, основанных на ИК данных, ни теоретических, отождествлять климатические изменения, соответствующие 11-й и 1-й ИК стадиям. Более обоснованным следует считать выделение, на уровне начала 11-й ИК стадии, «события среднего Брюнеса» («Mid-Brunhes event», [EPICA ..., 2004]), отражающего увеличение *амплитуды* климатических колебаний в неоплейстоцене.

В заключение коснемся вопроса о **длительности и структуре климатических изменений**, соответствующих отдельным ИК стадиям, т.е. оледенениям и межледниковьям. Один из ярких примеров, демонстрирующий дискуссионность этого вопроса, касается интерпретации климатических изменений, зафиксированных в ИК записях пятой ИК стадии. Как известно, внутри этой нечетной и, по определению, межледниковой стадии, выделено пять подстадий, которые обозначаются либо как 5.1–5.5, либо как 5a–5e. После подстадии 5.5, соответствующей условиям с наименьшим (за время пятой стадии) глобальным объемом льда, следует самое значительное в пределах пятой стадии похолодание подстадии 5.4, а затем значения ^{18}O колеблются, отражая в среднем довольно высокий уровень океана. Одни исследователи считают межледниковой всю ИК стадию 5, другие к межледниковью относят только подстадию 5.5, сопоставляя именно ее с микулинским (земским) межледниковьем, а климатические изменения, характеризующиеся подстадиями 5.4–5.1, называя «раннеледниковьем».

На мой взгляд, однако, последняя позиция не представляется логичной [Большаков, 2006], а подстадии 5.4–5.1 можно с не меньшим основанием называть «поздним межледниковьем». Убедительные аргументы в пользу отнесения всей ИК стадии 5 к межледниковью изложены в работе [Molodkov, Bolikhovskaya, 2002] на основе как собственных, так и литературных данных. Тем не менее, необходимо отметить изотопные данные по ледовым кернам Гренландии и особенно Антарктиды, согласно которым похолодание, соответствующее подстадии 5.4, выражено более значительно, нежели соответствующее похолодание ИК кривых глубоководных осадков.

Еще один вопрос, касающийся и хронологии ИК кривых – определение возрастных границ между стадиями. Этот вопрос в большинстве случаев с достаточной точностью разрешим, когда рассматривается переход от оледенения к межледниковью. Еще



Broecker and van Donk [1970] обратили внимание на то, что эти переходы довольно резкие, и дали им название «терминации». Однако и здесь есть исключения – переходы от стадии 14 к стадии 13 и от стадии 8 к стадии 7. Наибольшие же трудности возникают, когда рассматривается обычно постепенный переход от межледникового к оледенению. Четкие критерии, что считать границей между межледниковьем и оледенением на ИК кривой, пока не выработаны. Поэтому и определения возраста границ ИК стадий и их продолжительности нельзя считать установленными абсолютно – они относительны и в некоторой степени условны. Также добавлю, что, поскольку переход от межледникового к оледенению *реально* является постепенным, постольку при обсуждении вопроса выделения границ оледенений и межледниковий необходимым, видимо, является и выделение *переходной зоны*. В таком случае и сама постановка вопроса об установлении точного возраста границ между стадиями приобретает иной смысл.

Относительно часто используемой ИК шкалы Бассино и др. [Bassinot et al., 1994] для хронологии ИК стадий необходимо сделать следующие замечания. ИК запись по колонке MD 900963, на основе которой составлена шкала, имеет искажения [Большаков, 2003,б]. Принимая эту шкалу в качестве хронологической основы, необходимо помнить, что она составлена на основе ИК кривой, полученной для одной конкретной колонки, тогда как желательно иметь некую усредненную, обобщенную ИК кривую.

ЛИТЕРАТУРА.

Большаков В.А. Новая концепция астрономической теории палеоклимата: шаг вперед, после двух шагов назад // Физика Земли. 2001. №11. С. 50–61.

Большаков В.А. Климатические циклы фанерозоя с позиций новой концепции орбитальной теории палеоклимата // Известия АН. Серия Географическая. 2003а. №3. С. 14–25.

Большаков В.А. Новая концепция орбитальной теории палеоклимата // М.: МГУ, 2003б. 256 с.

Большаков В.А. Корреляция континентальных и глубоководных отложений плейстоцена: постановка вопроса и некоторые проблемы // Известия РАН. Сер. Географическая. 2006. № 4. С. 16–28.

Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.; Л.: ГОНТИ, 1939. 207 с.

Bassinot F.C., Labeyrie L.D., Vincent E. et al. The astronomical theory of climate and the age of the Brunhes–Matuyama magnetic reversal // Earth Planet. Sci. Lett. 1994. V. 126. P. 91–108.

Broecker W., Van Donk J. Insolation changes, ice volumes, and the ^{18}O record in deep-sea cores. // Reviews of Geophys. and Space Phys. 1970. V. 8. P. 169–198.

Croll J. Climate and time in their geological relations: a theory of secular changes of the Earth's climate. London: Edward Stanford, 1875. 577 p.

EPICA community members. Eight glacial cycles from an Antarctic ice core // Nature, 2004. V. 429. P. 623–628.

Hays J.D., Imbrie J. and Shackleton N. Variation in the Earth's orbit: Pacemaker of the ice ages // Science. 1976. V. 194. P. 1121–1132.

Imbrie J., Berger A., Boyle E. et al. On the structure and origin of major glaciation cycles. 2. The 100 000-year cycle // Paleoceanography. 1993. V. 8. P. 699–735.

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, 2002. V. 150. P. 185–201.

КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ МОРЯ И ФОРМИРОВАНИЕ ЛЕДОВОГО КОМПЛЕКСА ПОРОД НА ПОБЕРЕЖЬЕ МОРЯ ЛАПТЕВЫХ В ПОЗДНЕМ НЕОПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Д.Ю.Большаинов¹, М.Н. Григорьев², В. Шнайдер³, Ф. Рахольд³, П. Овердуин³,
Х. Хуббертен³, А.С. Макаров¹, Е.А. Гусев⁴

¹ААНИИ – Санкт-Петербург;

²Институт мерзлотоведения СО РАН – Якутск;

³АВИ – Потсдам;

⁴ВНИИОкеангеология – Санкт-Петербург

Введение

Результаты совместных российско-германских исследований, проведенных на полуострове Таймыр и на берегах моря Лаптевых в течение 1993–2006 гг. в рамках проекта «Природная система мо-

ря Лаптевых» дали самый разнообразный материал для понимания развития природной среды изучаемого региона. Одним из важных объектов исследований является уникальное явление – ледовый комплекс пород (ЛК), который традиционно счита-



ется континентальным образованием. Многочисленные новые данные свидетельствуют также о том, что во время его формирования колебания уровня моря были значительны и они непосредственно повлияли на формирование ЛК.

Методика исследований

Прослеживание морских террас на побережье, их наблюдение и картирование в долинах рек, впадающих в море Лаптевых – суть геоморфологических изысканий. Описание в поле и лабораторные исследования четвертичных отложений, слагающих террасы, дно моря – основа геологических исследований. Осадки подвергались анализам: химическому (в Институте мерзлотоведения СО РАН), диатомовому (ВНИИОкеангеология), микрофаунистическому (ВНИГРИ). Они датированы: радиоуглеродным (Лаборатория геохронологии СПб ГУ), ОСЛ, ЭПР (Таллинском технический университет) – методами. Данные для определения конфигурации моря Лаптевых в прошлом получены при работе с материалами промеров Гидрографического предприятия Министерства транспорта РФ, новейшими геологическими картами на дно моря Лаптевых, построенных во ВНИИОкеангеология.

Район исследований – южное побережье моря Лаптевых от кряжа Прончищева до Берега Ойогосский Яр, дельта р. Лена, Новосибирские острова.

Фактический материал

На побережье моря Лаптевых широко распространены морские террасы и отложения. Голоценовые террасы имеют высоту до 15 м. Они датированы как в дельте р. Лена (залив Куба), так и на побережье к северу от кряжа Прончищева [Bolshiyarov, Makarov, 2004]. Позднеплейстоценовые террасы являются абразионными, аккумулятивными и цокольными. Их высота достигает 45–55. Хорошо определенной и датированной морской террасой к настоящему времени является 30-метровая цокольная терраса у подножия гор Анггардам при выходе из них реки Тас-Юряге (72°41,105' с.ш., 123°29,868' в.д.) [Bolshiyarov, 2001]. ОСЛ-возраст ее маломощных (до 3-х м) отложений, содержащих морские диатомовые водоросли и значительное количество солей с преобладанием ионов Na и Cl, составил 138,1±8,5 тыс. лет. (RLQG 1754-027). ОСЛ-датировка морских отложений из основании разреза Ойогосский Яр (72°40'31,1» с.ш., 143°36'00,1» в.д.), определенных по фауне морских моллюсков *Diplodonta Torelli Jeffreys*, составила 78,8 ±5,5 тыс. л.н. (RLQG 350-073). В этих отложениях погребен скелет мамонта.

Отложения пресноводного бассейна слагают 10–15-метровые террасы, прилегающие с с-в к острову Сардах в дельте р. Лена (72°34'56,5» с.ш., 127°15'22,5» в.д.). ОСЛ-возраст этих песков соста-

вил 45,6±3,5 тыс. лет (RLQG 1755-027). ¹⁴C возраст растительного детрита в песках составил ≥41 700 л.н. (ЛУ-4890).

Все хорошо известные разрезы ЛК, исследованные в районе дельты р. Лена состоят из 2-х пачек отложений: нижних песков и верхней толщи песчаного алеврита со значительным содержанием растительного детрита, названного нами слоенкой. Растительная слоенка – это обогащенный в разной степени растительными остатками материал, откладывавшийся в палеобассейне, для которого характерны горизонтально-слоистые или волнистые текстуры, подчеркнутые или нарушенные процессами промерзания. В разрезе Нагым возраст нижних песков по данным IRSЛ-анализа колеблется от 57 до 49 тыс. лет, а возраст отложений ЛК от 44 до > 45 тыс. лет по данным радиоуглеродного (AMS) анализа [Shirrmeister et al., 2003]. Обе пачки откладывались в весьма близкое геологическое время. Подстилающие пески переходят в вышележащую толщу ЛК без видимого перерыва. Постепенный переход морских отложений в толщу ЛК происходит в урочище Геденштрома на о. Новая Сибирь (75°07'10» с.ш., 146°38'15» в.д.). ЭПР-возраст морских глин с раковинами *Portlandia arctica* L.– 47000 лет (без поправки на содержание урана), что указывает на ниже-средне валдайский возраст отложений.

ОСЛ-возраст нижних песков в разрезах о Курунгнах, расположенного вблизи вершины дельты р. Лена, от 88 до 65 тыс. лет, ЛК формировался со времени > 52070 л.н. [Shirrmeister et al., 2003]. В подстилающих песках вблизи уреза воды в Оленекской протоке обнаружены морские диатомовые водоросли вида *Thalassiosira kryophila*. Выше встречаются только обломки пресноводных диатомей.

В хорошо известном и изученном разрезе Мамонтова Хайата) на Быковском полуострове, осадки которого формировались 60–5 тыс. л.н. [Sher et al., 2005; Siegert et al., 2002, Schirrmeister et al., 2002], среди слоенки обнаружены гравийные прослои пляжевой фации водоема.

Наиболее важный ряд данных о формировании песков и ЛК получен при бурении скважин на шельфе моря Лаптевых в районе мыса Мамонтов Клык (73°42'36,1» с.ш., 117°10'01,4» в.д. – координаты крайней мористой скважины профиля С-2). На рис. 1А показано, что морские отложения зафиксированы в скважине С-2 с глубины 58 м по морскому комплексу диатомей, морскому типу засоления пород [Rachold et al., 2007], остаткам раковин морских моллюсков. Также признаки морских отложений (раздробленные двухстворки на месте залегания, раковинный детрит, ходы иллов) встречены и вблизи забоя скважины С-1, пробу-

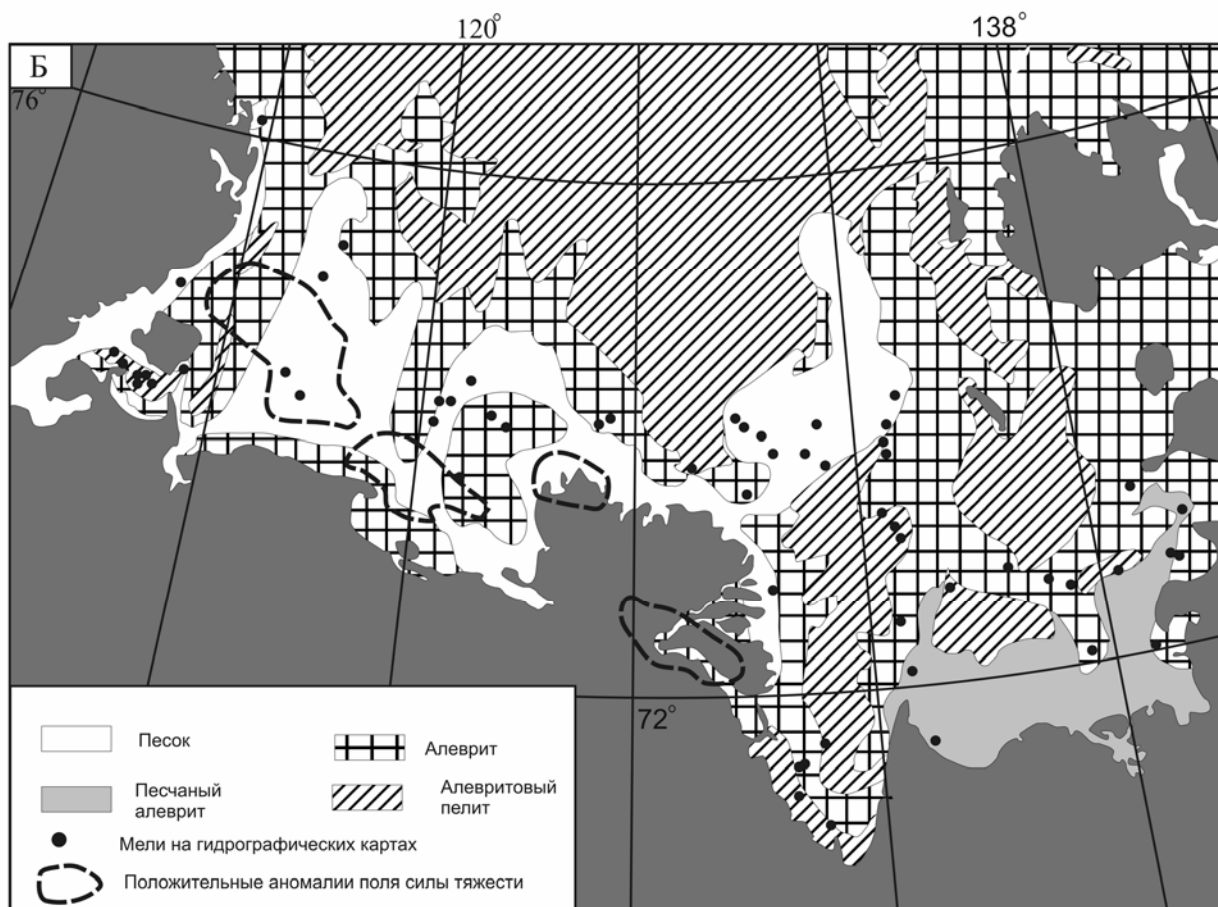
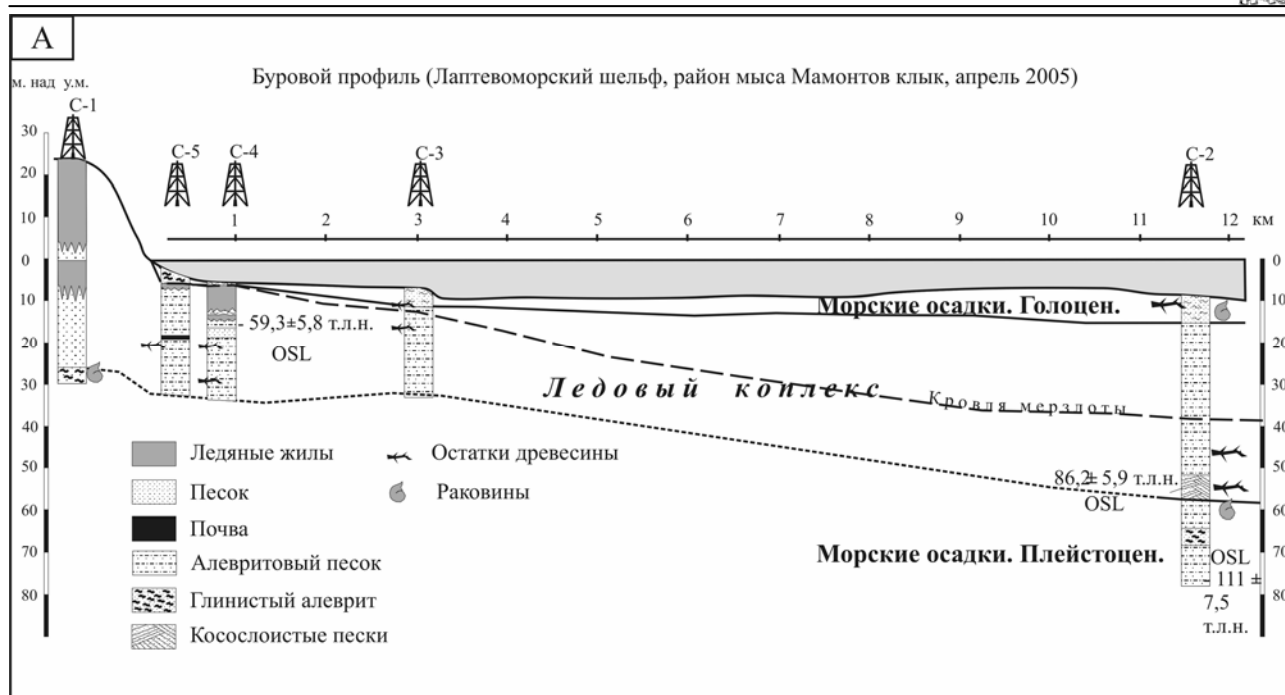


Рис. Буровой профиль и литологическая карта района исследований



ренной на берегу. Эти признаки определенно свидетельствуют о бассейновых условиях осадконакопления. Постепенный переход морских отложений в пресноводные, в которых и происходило промерзание и формирование ЛК фиксируется как по литологии, так и по датировкам отложений (см. рис. 1А). Из морской части разреза получены 2 ОСЛ-датировки: $111,1 \pm 7,5$ тыс. лет (RLQG 1727-026) и $86,2 \pm 5,9$ тыс. лет (RLQG 1728-026). ОСЛ-возраст пресноводных отложений ЛК из скважины С-4 равен $59,3 \pm 5,8$ тыс. лет (RLQG 1729-026).

Обсуждение результатов

Изучения разрезов и буровых скважин показало неразрывную связи пород ЛК и подстилающих их песков. Между ними нет следов перерывов в осадконакоплении. Многочисленные датировки тех и других отложений показывают, что и хронологических перерывов также нет. Пески с датировками 111–59 тыс. лет переходят в породы ЛК возрастом 60–23 тыс. лет. Литологически осадки обеих пачек отложений близки. Отложения ЛК отличает лишь наличие очень большого количества органического материала и алеврита, свидетельствующих об осадконакоплении в условиях значительного выноса органики с суши. Текстура пород горизонтально-слоистая, волнистая, во многих разрезах видны знаки ряби волнения. Косая слоистость отложений, свидетельствующая о динамичной – потоковой среде, появляется редко и связана с внедрением в бассейн потоков с суши (скважина С-2, С-1). Эти события могли быть связаны с таянием ледников, развивавшихся на суше в промежутке времени 90–100 тысяч лет назад Большаинов, 2006 .

Текстуры ходов илоедов подтверждают бассейновую природу среды осадконакопления нижней песчаной толщи рассматриваемых осадков. В верхней толще их быть не может потому, что отложения ЛК после отложения сразу промерзли. Подстилающие пески промерзли позже их непосредственного отложения т.к. у бассейна осадконакопления хватало глубины для того, чтобы лед, сковывавший бассейн не ложился на дно.

Для формирования ЛК необходимы значительные колебания уровня бассейна осадконакопления, что и происходит в настоящее время, и происходило в прошлом благодаря колебаниям уровня моря, синоптического масштаба (приливы–отливы, сгоны–нагоны) и векового характера.

Во время формирования ЛК бассейн накопления не был морским. Это были практически пресные воды, но сохранившие с морем гидравлическую связь. Бассейн был изолированным от открытой части моря и распресненный в результате стока огромного количества пресной воды (реки Хатанга, Оленек, Лена и др.).

Доказательства существования отгороженного от моря, но не потерявшего с ним связь бассейна, найдены при анализе донного рельефа моря Лаптевых и его геологического строения. На рис. 1Б вынесено большинство мелководных банок, имеющих в море Лаптевых. Эти мелководья являются свидетелями исчезнувших к настоящему времени и продолжающих исчезать островов. Положение мелководий показывает наличие барьера из таких островов в прошлом. Практически все мелководья сложены песком, а к югу от барьера осадки представлены, в основном, алевритами – более мелководными бассейновыми отложениями. Эти данные подтверждают давние предположения о наличии в прошлом значительных массивов суши в море Лаптевых (Земля Санникова). Я.Я. Гаккель называл эти земли Арктидой [Говоруха, 1968].

Геофизические данные свидетельствуют о движениях земной коры. На рис. 1Б приведено положение крупных аномалий силы тяжести согласно [Виноградов, Драчев, 2000]. Аномалии совпадают с контурами мелей и распространения наиболее мелководных отложений – песков. Полоса аномалий, как и контуры отмелей, протягиваются от полуострова Таймыр – к дельте р. Лена. Таким образом, особенности распределения моря и суши в прошлом и настоящем заложены в строении земной коры исследуемой области. Морские террасы, описанные выше, свидетельствуют о проявлении тектонических движений и о собственно эвстатических колебаниях уровня моря. На сопредельной площади полуострова Таймыр высокое положение моря (террасы высотой до 200 м) существовало с начала позднего неоплейстоцена до каргинского времени [Большаинов, 2006]. Террасы побережья моря Лаптевых значительно ниже, что говорит о наличии резкой тектонической границы к востоку от п-ова Таймыр. Однако и здесь колебания уровня моря имели значительные амплитуды и частоту, что и подтверждают все вышеприведенные результаты. Датирование отложений ОСЛ – и ЭПР методами не являются главными доказательствами этих колебаний, но не противоречат геоморфологическим и геологическим данным Датировки расположились таким образом: 138, 111, 86, 79 тыс. л.н. – морские условия осадконакопления; 59, 48 тыс. л.н. – пресноводный бассейн, сохранивший гидравлическую связь с морем. По господствующим представлениям формирование ЛК происходило в тот период, когда уровень моря был ниже современного [Nagaoka et al., 1995; Sher et al., 2005]. Приведенные материалы не подтверждают данный вывод. Породы ЛК формировались в бассейне, уровень которого часто превышал современный. Такая точка зрения, на первый взгляд,



противоречит всем многочисленным палеонтологическим материалам из известных разрезов ЛК пород. Но при внимательном рассмотрении этих материалов можно найти подтверждение бассейновому происхождению ЛК. Например, в разрезе Мамонтова Хаята на Быковском полуострове из отложений всего разреза не исчезают водные водоросли *Pediastrum* и *Botryococcus*, макроостатки растительности мелководных бассейнов и маршей, ризоподы, живущие во влажных условиях или в воде, много переотложенной пылицы (что может быть характерно для бассейна) [Schirrmeister et al., 2002].

ЛИТЕРАТУРА

Большаинов Д.Ю. Пассивное оледенение Арктики и Антарктиды. СПб: ААНИИ, 2006. 296 с.

Виноградов В.А., Драчев С.С. К вопросу о тектонической природе фундамента юго-западной части моря Лаптевых // Доклады РАН Серия геологическая. 2000. Т. 372. С. 72–74.

Говоруха Л.С. Я.Я. Гаккель об Арктиде // Проблемы полярной географии. Тр. ААНИИ. 1968. Т. 285. С. 37–50.

Bolshiyakov D.Yu. Geomorphologic map of the Olenyok Channel mouth in the Lena River Delta. Berichte zur Polar – und Meeresforschung. 2001. № 388. P. 99–100.

Bolshiyakov D., Makarov A., Geomorphologic route along the Urasalakh River. Berichte zur Polar – und Meeresforschung. 2004. № 489. P. 67–74.

Nagaoka D., Sajio K., Fukuda M. Sedimental environment of the Edoma in high Arctic Eastern Siberia / Proceedings of the Third Symposium on the joint Siberian permafrost Studies between Japan and Russia in 1994. Tsukuba, Japan, 30–31 January, 1995. P. 8.

Schirrmeister L., Siegert C., Kuznetsova T., Kuzmina S., Andreev A., Rienast F., Meyer H., Bobrov A. Paleoenvironmental and paleoclimatic records from permafrost deposits in the Arctic region of Northern Siberia. Quaternary International. 2002. Vol. 89. P. 97–118.

Schirrmeister L., Grosse G., Schwamborn G., Andreev A., Meyer H., Kunitsky V., Kuznetsova T., Dorozhkina M., Pavlova Y., Bobrov A., Oezen D. Late Quaternary history of the accumulation plain North of the Chekanovsky Ridge (Lena Delta, Russia): a multidisciplinary approach // Polar Geography, 2003. Vol. 27, N 4. P. 277–319.

Siegert C., Schirrmeister L., Babiy O. The sedimentological, mineralogical and geochemical composition of Late Pleistocene deposits from the Ice complex on Bykovsky Peninsula, Northern Siberia. Polarforschung, 2002. N 70. P. 3–11.

Sher A.V., Kuzmina S.F., Kuznetsova T.V., Sulerzhitsky L.D. New insights into the Weichselian environment and climate of the East Siberian Arctic, derived from fossil insects, plants and mammals // Quaternary Science Reviews. 2005. V. 24. P. 533–569.

ДАЛЬНЕЙШЕЕ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ОБЩЕЙ СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ШКАЛЫ ЧЕТВЕРТИЧНОЙ СИСТЕМЫ

Б.А. Борисов

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт имени А.П.Карпинского, Санкт-Петербург, e-mail Boris_Borisov@vsegei.ru

В настоящее время четвертичная система, состоящая из двух отделов (плейстоцена и голоцена), входит во все международные и региональные (национальные) стратиграфические шкалы. В 2007 г. за рубежом вышла в свет четырехтомная монографическая сводка «Энциклопедия четвертичной науки», объемом 3365 стр., опубликованная в престижной международной серии «Достижения в палеонтологии и стратиграфии» издательство Elsevier.

Межведомственный стратиграфический комитет России за последние 20 лет (МСК) принял целый ряд решений по статусу четвертичной системы и ее подразделений. Среди них постановление о законности четвертичной системы независимо от положения (уровня) ее нижней границы, решение о структуре системы и таксономическом ранге ее

подразделений. Основными подразделениями Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы, утвержденной МСК в 1995 г. являются надраздел (отдел), раздел (подотдел), звено и ступень. Ступени были выделены только в верхнем звене неоплейстоцена. Остальные звенья неоплейстоцена в региональных стратиграфических схемах обычно подразделялись на части звена, количество которых в разных схемах неодинаково, что затрудняет корреляцию местных стратотипов квартера.

В апреле 2007 г. на расширенном заседании МСК было принято постановление о дальнейшем совершенствовании четвертичной системы: о выделении ступеней во всех звеньях неоплейстоцена, скоррелированных со стадиями шкалы по изотопам кислорода (таблица 1). В качестве стратотипов ступеней неоплейстоцена предложено принять опорные разрезы



Таблица 1. Уточненный вариант общей стратиграфической шкалы четвертичной системы (по палеоклиматическим данным кислородно-изотопной шкалы)

Схема МСГН 1989			Общая стратиграфическая шкала					проект		
			МСК, 1995				проект	возраст границ стадий тыс. лет	ста-дия	длитель-ность ста-дий тыс. лет
сис-тема	отдел	подот-дел	система	надраздел (от-дел)	раздел (под-отдел)	звено	ступень			
четвертичная	голоцен	-	четвертичная	голоцен	-	-	-	11 24 57 71 127 186 242 301 334 364 427 474 528 568 621 659 712 760 787 1240 1800	1	11
	плейстоцен	верхний		плейстоцен	неоплейстоцен	верхнее	четвертая		2	13
							третья		3	33
							вторая		4	14
							первая		5	56
		среднее				шестая	6		59	
						пятая	7		56	
						четвертая	8		59	
						третья	9		33	
						вторая	10		30	
						первая	11		63	
	нижний	нижнее		восьмая	12	47				
				седьмая	13	54				
				шестая	14	40				
				пятая	15	53				
				четвертая	16	38				
				третья	17	53				
				вторая	18	48				
				первая	19	27				
		верхнее		-	(20)	(29)				
		нижнее		-	20-35	450				
неогеновая	плиоцен	верхний	неогеновая	плиоцен	верхний			36-64	560	

межрегиональных корреляционных горизонтов квартера Европейской России (таблица 2).

Результаты изучения четвертичных отложений, полученных различными исследователями за последние десятилетия, позволяют считать Русскую равнину опорным страторегионом, как для выделяемых межрегиональных корреляционных горизонтов Европейской России, так и, возможно, для всей территории Российской Федерации. Дальней-

шее совершенствование Общей стратиграфической шкалы четвертичной системы позволит улучшить государственные геологические карты масштаба 1:200 000 и 1:1 000 000 нового поколения, а также новые обзорные карты четвертичных образований России, по сравнению с ранее изданными, и более точно провести границы оледенений и трансгрессий, которые имели место на территории суши и шельфа нашей страны за последние 800 тыс. лет.



Таблица 2. Межрегиональная корреляционная стратиграфическая схема четвертичных отложений европейской и сибирской территорий России

проект

Общая стратиграфическая шкала					Межрегиональные корреляционные горизонты Европейской России С.М.Шик, 2004 с дополнениями *	Региональные горизонты стратиграфических схем		
система	надраздел	раздел	звено	ступень		Урал МСК, 1995	Западная Сибирь МСК, 2000	Средняя Сибирь (Алтае-Саянская область) МСК, 1983 с дополнениями*
четвертичная	голоцен				шуваловский	горбуновский	современный	голоценовый
	плейстоцен	неоплейстоцен	верхнее	4	осташковский	полярноуральский	сарганский	аккемский
				3	ленинградский	невьянский	каргинский	бельтирский
				2	калининский	ханмейский	ермаковский	чибитский
				1	мезинский	стрелецкий	казанцевский	куэктанарский
			среднее	6	московский	леплинский	тазовский	чуйский
				5	горкинский	ницинский	ширтинский	чаганузунский
				4	днепровский *	вильгоровский	самаровский	ештыккольский
				3	чекалинский *	сылвицкий	тобольский	чаганский
				2	калужский			кубадринский
				1	лихвинский			аккаинский
				8	окский	карпийский	шайтанский	куюсский
			нижнее	7	мучкапский	чернореченский		устынинский
				6	донской	лозьвинский		устьчуйский
				5	окатовский *	батурицкий	талагайкинский	верхнетелецкий
				4	сетуньский *			среднетелецкий
				3	красиковский *			нижнетелецкий
				2	покровский	тыньинский		дербитайгинский*
				1	акуловский *	сарыкульский		верхнебашкаусский
		эоплейстоцен	верхн.		криницкий	чумлякский	кочковский	бережковский
			нижн.		толчеевский	увельский		

ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОГО ПОХОЛОДАНИЯ ПОЗДНЕЛЕДНИКОВЬЯ В УМЕРЕННЫХ ШИРОТАХ

О.К. Борисова

Институт географии РАН

Палеогеографические реконструкции для этапов быстрой перестройки ландшафтной оболочки Земли, происходившей под воздействием глобальных изменений климата в прошлом, представляют особый интерес в связи с ожидаемым развитием ан-

тропогенно обусловленного потепления. Как показывают многочисленные палеогеографические данные, такая перестройка наиболее активно протекала на заключительном этапе последнего оледенения, в процессе потепления, неоднократно пре-



рывавшегося похолоданиями продолжительностью менее 1000 лет. Наиболее глубоким и резким из них явилось заключительное похолодание позднеледниковья – так называемый *поздний дриас*. Эта холодная стадия, впервые выделенная Харцем и Мильтерсом в 1901 г. по данным палеоботанических исследований разреза Аллерёд в Дании, по-прежнему привлекает внимание широкого круга исследователей, так как единого мнения о причинах и географических закономерностях проявления финального похолодания позднеледниковья (ФПП) не существует по сей день.

В настоящее время название *поздний дриас* применяется к похолоданию во временном интервале от 11 до 10 тыс. ^{14}C л. н. (13–11,5 тыс. календарных л. н.), завершающему собой эпоху последнего оледенения. Анализ палеоботанических данных по многочисленным разрезам в Европе и в субатлантической Северной Америки [Борисова, 1990; Cwynar, Levesque, 1995; Isarin, 1997 и др.] показывает, что в названных регионах с 13 до 11 тыс. ^{14}C л. н. (интерстадиалы *бёллинг* и *аллерёд*, разделенные кратковременным похолоданием *среднего дриаса*) развивалось значительное потепление, вызвавшее широкое распространение древесной растительности. Наметившаяся затем тенденция к похолоданию достигла кульминации в *позднем дриасе*, после чего, на рубеже голоцена (около 10 тыс. ^{14}C л. н.) повсеместно возобновилось потепление.

На основе палеоботанических данных при помощи палеофлористического метода В.П.Гричука автором были проведены количественные климатические реконструкции для стадии *позднего дриаса* во внетропической области Северного полушария [Борисова, 1990, 1992; Borisova, 1997]. Наибольшие отклонения $T_{\text{январь}}$ от современных значений (-10 – -13°C) выявлены в северо-западном регионе Европы. В направлении на юг и на восток эти отклонения сокращаются. Зимние температуры в Сибири во время ФПП были значительно ближе к современным. В Приморье и на Японских о-вах реконструированные $T_{\text{январь}}$ на 2 – 4°C ниже современных. В Северной Америке $T_{\text{январь}}$ также была ниже современной: отклонения возрастают с юга на север, по направлению к внутренней части материка, которая ~ 11 тыс. ^{14}C л. н. все еще была занята Лаврентийским ледниковым покровом, и достигают -8 – -9°C .

Если по отклонениям $T_{\text{январь}}$ от современного уровня обстановки *позднего дриаса* в Европе и в Северной Америке сходны, то анализ распределения собственно $T_{\text{январь}}$ показывает, что это сходство было неполным. Реконструированное термическое поле для Северной Америки подобно современному и отличается от него лишь количественно: снижением $T_{\text{январь}}$ на несколько градусов и некоторым

возрастанием меридионального градиента. Карта зимних температур для Европы резко отличается от современной. Если на современной карте Европы январские изотермы проходят субмеридионально, то на карте для *позднего дриаса* они проходят субширотно, поворачивая к северу лишь на западной окраине материка. Полученное распределение $T_{\text{январь}}$ свидетельствует о господстве континентального климата со свойственным ему глубоким зимним выхолаживанием на всей территории Европы.

Отклонения $T_{\text{июль}}$ от современных значений были в целом меньше, чем отклонения зимних температур. Как в Западной Европе, так и в Северной Америке они возрастают с севера на юг, достигая -6°C , что означает уменьшение меридионального термического градиента по сравнению с современным в летний сезон. Наибольшие отрицательные отклонения годовой суммы осадков от современных значений реконструированы на северо-западе Европы. Это еще одно свидетельство малой роли переноса теплых и влажных воздушных масс с Атлантического океана в формировании климата Европы в *позднем дриасе*. В Северной Америке область наибольшего сокращения осадков также совпадает с областью наибольшего понижения $T_{\text{январь}}$.

Таким образом, ФПП в умеренных широтах Северного полушария наиболее ярко проявилось в регионах, примыкающих к северной части Атлантического океана.

Проблема проявления заключительного позднеледникового похолодания, аналогичного *позднему дриасу*, в умеренных широтах Южного полушария до сих пор остается дискуссионной. Исследования короткопериодных изменений климата в умеренном регионе Южной Америки были начаты К. Хойсером [Heusser, 1966 и др.], впервые выделившим ФПП по палинологическим данным в Озерном крае Чили и на Огненной Земле. Нужно отметить, что вывод о проявлении ФПП во внетропической Южной Америке разделяют не все исследователи [Markgraf, 1991; Bennett et al., 2000].

Как показывает проведенный нами анализ палинологических данных [Борисова, 2005], в большинстве пыльцевых диаграмм в умеренном регионе Южной Америки позднеледниковому интервалу соответствуют значительные изменения в составе и количественных соотношениях пыльцы и спор. Похолодание, прерывавшее развитие потепления в конце ледниковой эпохи, наиболее отчетливо проявилось на северо-западной и южной окраинах Патагонского ледникового комплекса – в Озерном крае Чили и на Огненной земле. В центральной части ледниковой области Патагонии ФПП отражено на спорово-пыльцевых диаграммах значительно слабее, чем на ее периферии. Палинологические данные по



большинству разрезов, расположенных на западном, наветренном макросклоне ледника, указывают на возрастание эффективного увлажнения во время ФПП. Вероятно, возрастание увлажнения было связано с повышением количества атмосферных осадков и/или сокращением испарения при похолодании. На восточной, подветренной стороне Патагонского ледникового комплекса ФПП обычно сопровождалось сокращением увлажнения.

Палинологические данные по среднеширотной части равнинной Патагонии также отражают значительные изменения растительности и климата при переходе от последней ледниковой эпохи к голоцену [Paez et al., 1999]. Около 11 тыс. ^{14}C л. н. количество осадков в этом регионе возросло до уровня, близкого к современному, при температуре ниже современной, что вызвало смену кустарниковых степей с преобладанием эфедры злаковыми степями. После 10 тыс. ^{14}C л. н. и температура, и осадки приблизились к современному уровню. Этим климатическим изменениям соответствовала смена злаковых степей кустарниковыми степями с преобладанием видов сем. Asteraceae, близкими к современной растительности.

Таким образом, анализ палинологических данных по внутритропической Южной Америке показал, что после 12,7 тыс. ^{14}C л. н. быстрое потепление в Патагонии сменилось постепенным похолоданием, которое ускорилось и достигло максимума после 11,5 тыс. ^{14}C л. н. и завершилось резким потеплением ~10 тыс. ^{14}C л. н. [Борисова, 2005]. Как на северной, так и на южной периферии Патагонского ледникового комплекса, где похолодание было выражено наиболее отчетливо, его развитие началось несколько раньше, чем в центральной части ледниковой области. Определение времени начала ФПП затруднено в связи с постепенным ходом изменений пылевых спектров. Согласно реконструкции по палинологическим данным, амплитуда ФПП в Озерном крае Чили составляла 2–3°C [Heusser L. et al., 1999]. В ряде районов на юге Патагонских Анд были обнаружены краевые образования позднеледникового возраста – свидетельства наступания выводных ледников Патагонского ледникового комплекса в период с 12,7 до 9,5–10 тыс. ^{14}C л. н. Наличие похолодания 12–10 тыс. ^{14}C л. н. (14–11,5 тыс. календ. л. н.) подтверждается также данными изотопных исследований ледяных кернов из высокогорных ледников Сахама и Уаскаран, расположенных в Центральных Андах [Thompson et al., 1998, 2000].

Для уточнения возраста ФПП было проведено подробное радиоуглеродное датирование отложений двух небольших озер, Хэльмо и Маскарди, расположенных в Озерном крае Чили и Аргентины [Hajdas et al., 2003]. Эти исследования показали,

что холодная стадия *хэльмо/маскарди* явилась кульминацией длительного тренда к похолоданию, развивавшегося начиная с 12,4 тыс. ^{14}C л. н., и продолжалась с 11,4 до 10,2 тыс. ^{14}C л. н. Климатические изменения в конце эпохи последнего оледенения, реконструированные для умеренной области Южной Америки, обнаруживают большое сходство с данными по многочисленным разрезам Европы и приатлантической части Северной Америки. По данным изучения некоторых разрезов, расположенных в североатлантическом регионе, в конце *аллерёда* (~11,4 тыс. ^{14}C л. н.) прослеживается резкое кратковременное (менее 200 лет) похолодание – так называемая осцилляция *киларни/герцензее* [Cwynar, Levesque, 1995; Schwander et al., 2000]. Начало стадии *хэльмо/маскарди* [Hajdas et al., 2003] совпадает с этим похолоданием, однако если в североатлантическом регионе за ним последовало отчетливое потепление, предвещавшее *поздний дриас*, то в умеренных широтах Южной Америки похолодание в это время продолжало углубляться.

Сопоставление похолодания *хэльмо/маскарди* с последовательностью климатических колебаний позднеледниковья, реконструированной на основании кислородно-изотопной кривой по ледяному керну GISP2 из Гренландии [Grootes et al., 2001] показывает, что оно соответствует суммарной протяженности холодной фазы *киларни/герцензее*, *позднего дриаса* и разделяющего их эпизода потепления. Таким образом, если рассматривать только наиболее ярко выраженную часть ФПП в Южной Америке (стадию *хэльмо/маскарди*), то реконструированные для обоих полушарий похолодания окажутся почти синхронными, но при этом в Северном полушарии похолодание прерывалось кратковременным (~200 лет) эпизодом потепления, обособившим стадию *позднего дриаса*, в Южном полушарии же похолодание развивалось непрерывно. Рассматриваемое в полном объеме, ФПП в умеренных широтах Южной Америки было более продолжительным, чем стадия *позднего дриаса* в Северном полушарии. Оно началось на 500–1000 лет раньше, чем *поздний дриас*, и на своем начальном этапе было более медленным и постепенным. Холодные стадии в обоих регионах завершились одновременным резким потеплением на рубеже голоцена.

На территории Новой Зеландии ко временному интервалу *позднего дриаса* принадлежат лишь немногие краевые морен горных ледников в Южных Альпах. Так, на основании ^{14}C датировок к этому времени отнесено формирование моренной гряды *уаихо-луп*, образованной подвижкой ледника Франц-Иосиф – одного из крупнейших ледников на Южном о-ве Новой Зеландии [Denton, Hendy, 1994]. По экспозиционному возрасту валунов, определенному по



накоплению космогенных изотопов, к тому же интервалу можно отнести некоторые морены ледника Тарамакау [Ivy-Ochs et al., 1999]. Наконец, фрагменты краевых морен в долине р. Кропп (также на Южном о-ве) имеют ^{14}C датировки около 10 тыс. л. н. [Lowell et al., 1995]. Тем не менее, специальный анализ палинологических данных по позднеледниковью [McGlone, 1995; McGlone et al., 2004; Singer et al., 1998] показал, что в Новой Зеландии достоверные свидетельства похолодания и соответствующих перестроек в составе растительности во временном интервале *позднего дриаса* отсутствуют. Процесс распространения лесов по территории архипелага в позднеледниковье протекал быстро и в целом неуклонно, хотя и неравномерно.

В остальных регионах умеренного пояса Южного полушария (в юго-восточной Австралии и Тасмании) палеогеографические данные, указывающие на развитие похолодания в конце позднеледниковья, не обнаружены. Исследования ледяных кернов из Антарктиды внесли важный вклад в освещение проблемы короткопериодных колебаний климата при переходе от последней ледниковой эпохи к голоцену, но не разрешили имеющихся противоречий, поскольку между разными антарктическими колонками наблюдается определенная асинхронность в проявлении позднеледникового похолодания. Его начало, установленное по данным изотопных исследований кернов со станций Восток и Бёрд, предшествует началу *позднего дриаса* в Северном полушарии [Blunier et al., 1998], тогда как данные по куполу Тейлора указывают на их совпадение во времени [Steig et al., 1998].

Поскольку похолодание *позднего дриаса* наиболее четко прослеживается по ледниковым кернам Гренландии, по колонкам донных осадков из Северной Атлантики и по палинологическим данным по Западной Европе и по северо-западу Северной Америки, то есть имеет ярко выраженное региональное (амфиатлантическое) географическое распространение, для объяснения его возникновения привлекались прежде всего региональные механизмы.

Одна из первых гипотез, объясняющих похолодание *позднего дриаса* с позиций взаимодействия между компонентами глобальной климатической системы, была выдвинута Дж. Мерсером [Mercer, 1969], который считал его причиной таяние многочисленных айсбергов, возникавших в процессе разрушения шельфовых ледников в условиях повышения уровня Мирового океана. Связанное с этим понижение температуры поверхностных вод в северной Атлантике привело к похолоданию на территории Европы. У. Раддиман и А. Макинтайр [Ruddiman, McIntyre, 1981] подтвердили наличие такого этапа похолодания в северной Атлантике по материалам исследований фауны планктонных фораминифер. По их мнению, массовое поступление талых ледниковых вод вызвало опреснение поверхностного слоя океана, что привело к повышению температуры замерзания воды и к расширению площади морских льдов. Это, в свою очередь, обусловило значительное похолодание и аридизацию климата в Европе. Было высказано также предположение о том, что основной причиной резких климатических колебаний в северной части Атлантического океана являлась нестабильность поступления льда из краевых областей Лаврентийского ледникового покрова, покоившихся на легко деформируемых отложениях [Clark, 1994]. У. Бреккер с соавторами [Broecker et al., 1985 и др.] разработали гипотезу, объяснявшую похолодание *позднего дриаса* перестройкой системы термогалинной циркуляции, вызванной массовым сбросом талых ледниковых вод и айсбергов и подавлением процесса формирования глубинных вод в северной части Атлантического океана. Переход системы термогалинной циркуляции из одного устойчивого состояния в другое происходил скачкообразно, что и определяло высокие скорости климатических изменений на рубежах позднеледникового похолодания.

В том случае, если резкие короткопериодные климатические колебания «североатлантического» типа в позднеледниковье были характерны также и для Южного полушария, для их объяснения требуется поиск глобальных механизмов.

ОЗЕРНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЭПОХИ ПОСЛЕДНЕГО (САРТАНСКОГО) ОЛЕДЕНЕНИЯ В ДОЛИНАХ САЛАИРА

А.Л. Будников, Г.Г. Русанов

ОАО «Горно-Алтайская экспедиция», с. Малоенисейское gapse@mail.biyisk.ru

Долины среднего течения рек Тогул и Большой Мунгай на Салаире представляют собой извилистые врезанные меандры. Глубина эрозионного вреза их в коренные породы составляет 50–100 м.

Эти долины, в зависимости от литологического и петрографического состава пересекаемых пород и направления ослабленных зон тектонических нарушений, то сужаются до 500–100 м перед резкими



коленообразными поворотами, то образуют озеровидные расширения до 0,5–1,2 км.

В долине реки Тогул один из таких озеровидных участков находится в районе бывшего села Малиновая Грива. Его протяженность 2,4 км, ширина 1,0 км. Выше и ниже по течению долина, делая крутые коленообразные повороты, сужается до 0,5–0,4 км. В настоящее время река Тогул, выходя в это озеровидное расширение, из расположенного выше коленообразного сужения, интенсивно подмывает правый борт долины, образуя эрозионный уступ высотой 13,5 м. Этот обрыв был зачищен расчисткой на всю высоту до уреза реки. В этом обнажении сверху залегают сартанско-раннеголоценовые отложения еловской свиты мощностью 7,8 м. Они представлены субазральными лессовидными буровато-серыми суглинками с гумусированными горизонтами, обогащенными растительными остатками. Ниже вскрыт разрез озерных отложений (сверху вниз):

1. Глины серые со слабым зеленоватым оттенком, содержат обрывки растений и обломки древесины. Контакт с вышележащей еловской свитой резкий эрозионный.....0,9 м
2. Глины голубовато-серые с редкими линзами торфа темно-коричневого цвета.....1,4 м
3. Глины голубовато-серые с прослоями (до 1,0 см) суглинков бледно-зеленого цвета.....0,5 м
4. Глины голубовато-серые с кусками и линзами буровато-черного торфа. Куски торфа округлой и неправильной формы размером до 4,0–5,0 см.....0,5 м
5. Глины буровато-серые с линзами и пятнами до 10–15 см голубовато-серого и синего цвета.....0,7 м
6. Глины буровато-коричневые и буровато-серые с линзами и прослоями (до 5,0–40,0 см) голубовато-серых и синих глин.....1,0 м
7. Переслаивание голубовато-серых, синих и темно-синих глин с обломками обугленных растительных остатков. Граница с нижележащими образованиями резкая волнистая.....0,3 м
8. Горизонт погребенной серой лесной почвы с обилием еловых шишек, листьями, сучками и обрывками коры деревьев. На ее поверхности сохранились в прижизненном состоянии многочисленные пни высотой до 50–60 см и диаметром 10–40 см с хорошо развитой корневой системой, а также лежат многочисленные древесные стволы, ориентированные в юго-западном направлении (вниз по долине).....0,4 м

Ниже находится урез реки Тогул. В этом разрезе к озерным отложениям относятся слои 1–7 общей мощностью 5,3 м. Радиоуглеродный возраст древесины, отобранной с глубины 13,1 м от поверхности, из погребенной почвы, залегающей в основании озерных отложений, определен Л.А. Орловой в 11950 ± 95 лет (СОАН-6616).

Наличие буроватых слабо ожелезненных прослоев в нижней части и присутствие по всему разрезу линз и кусков торфа, свидетельствуют, по нашему мнению, о неустойчивом гидрологическом режиме водоема. Происходили частые и резкие колебания уровня озера, вероятно, вплоть до его полного осушения. Отложения из восстановительной среды попадали в окислительную, что способствовало их ожелезнению. Эти частые и непродолжительные колебания уровня сопровождались час-

тичным размывом ранее накопленных осадков и их переотложением, и приводили к смене озерного осадконакопления на болотное и озерно-болотное.

Радиоуглеродная датировка свидетельствует о том, что накопление озерных отложений в долине реки Тогул происходило в эпоху деградации последнего оледенения. Погребенная почва сформировалась, по-видимому, в условиях межстадиального потепления климата (бёллинг), а лес погиб несколько позже – в начале среднелиасового стадийного похолодания.

В долине реки Большой Мунгай одно из озеровидных расширений шириной до 0,6 км и протяженностью 1,3 км находится выше устья ручья Малая Таловка (левый приток). Выше и ниже по долине это расширение оканчивается резкими коленообразными сужениями до 100–150 м. В этом расширении на правом борту долины в 300 м выше устья Малой Таловки расчисткой под десятиметровой толщей субазральных буровато-коричневых суглинков еловской свиты вскрыт разрез озерных отложений (сверху вниз):

1. Горизонтальное переслаивание серых и голубовато-серых глин, и буровато-коричневых суглинков. Мощность прослоев от 2 до 20 см.....0,55 м
2. Глины горизонтально слоистые серые с голубоватым и буроватым оттенком, вниз по разрезу постепенно сменяющиеся темно-синими глинами.....1,3 м
3. Глины темно-синие с четко выраженной тонкой (2–4 мм) горизонтальной слоистостью.....0,4 м
4. Глины темно-синие неслоистые с обугленными обломками древесины.....0,8 м
5. Глины темно-синие с четко выраженной тонкой горизонтальной слоистостью.....0,3 м
6. Глины темно-синие неслоистые с остатками древесины.....0,5 м
7. Глины темно-синие с четко выраженной горизонтальной волнистой слоистостью. Мощность прослоев от 1 см до 4 см.....0,6 м

Мощность озерных отложений по этому разрезу составляет 4,45 м. Под ними вскрыты аллювиальные галечники русловой фации, слабо сцементированные синей глиной, с прослоями песков. В этом погребенном аллювии, по результатам шлихового опробования, отмечаются промышленные содержания россыпного золота. Золото крупное, размером до 3–5 мм, слабо и хорошо окатанное.

В озерных глинах слоя 4 на глубине 12,8 м от поверхности обнаружена хорошо сохранившаяся правая ветвь нижней челюсти шерстистого носорога *Coelodonta antiquitatis* Blum., возраст которой, по заключению А.В. Шпанского, определяется поздним неоплейстоценом. Здесь же собраны обломки древесины, радиоуглеродный возраст которых, определенный Л.А. Орловой в 19465 ± 320 лет (СОАН-6617), отвечает максимуму последнего (сартанского) оледенения.

Особенности строения разреза озерных отложений в долине реки Большой Мунгай также как и в долине реки Тогул указывают на неустойчивый



гидрологический режим водоема, довольно частые и сильные колебания его уровня.

Озерные отложения, подобные рассмотренным выше, вскрыты скважинами в долинах Среднего Уксуная, Малой Иониhi и Средней Иониhi (бассейн реки Тогул). Мощность их изменяется от 5,0 до 10,0 м. Установлены они и в нижней части бортов расширенных участков долин рек Березовая и Большая Преображенка (левые притоки реки Большой Мунгай). На левом борту в низовьях долины Большой Преображенки синие и темно-синие озерные глины, вскрытые шурфами, имеют мощность не менее 3,0 м, и перекрывают золотоносные аллювиальные плохо окатанные галечники. В основании разреза этих глин обнаружены фрагменты рёбер мамонта *Mammuthus primigenius* Blum., и фрагмент локтевой кости бизона *Bison priscus* Woj., возраст которых, по заключению А.В. Шпанского, определяется поздним неоплейстоценом.

Фактический материал, кратко изложенный выше, а также результаты исследований по предгорьям Северного Алтая и другим регионам Южной Сибири, позволяют высказать предположения относительно условий образования озер и озерных отложений в долинах Салаира в эпоху сартанского оледенения.

Озерные отложения, выявленные в долинах Салаира, по своему строению, литологии, мощности, радиоуглеродному возрасту и ископаемым остаткам млекопитающих мамонтового фаунистического комплекса полностью идентичны отложениям, выполняющим долины практически всех притоков реки Чарыш в предгорно-низкогорной зоне Алтая [4, 5]. Здесь С.В. Николаев [4] выделяет их под названием «березовские слои» и рассматривает как озерно-болотные фации холодных бассейнов, разлившихся по долинам притоков Чарыша в результате подпруживания. По данным В.В. Бутвиловского [1], причиной подпруживания притоков и накопления этих отложений в сартанское время были высокие (до 20 м) длительные паводки в долине Чарыша. По нашему мнению [5], наряду с этими паводками большую роль в подпруживании долин притоков играли и очень мощные ледяные заторы, периодически образовывавшиеся в долине Чарыша.

Отложения сартанского возраста, генетически и литологически подобные салаирским, и сопоставимые с ними по мощности (5–9 м), выделены С.В. Николаевым [4] в разрезах первых надпойменных террас во многих речных долинах Кузбасса. Правда здесь он рассматривает их как пойменно-старичную фацию аллювия.

Во время последнего оледенения и в стадийные эпохи его деградации климатические условия Южной Сибири были холодными и влажными (ко-

личество осадков увеличивалось минимум в 1,5 раза), а зимы многоснежными. В эти периоды при длительной зиме и коротком лете резко возрастала неравномерность речного стока [7, 8]. Водность рек увеличивалась в десятки раз, а паводки носили длительный и катастрофический характер [2]. К примеру, даже в настоящее время на реках Горного Алтая в отдельные годы случаются паводки с расходами воды в 8–32 раза выше среднегодовых [3, с. 102, табл. 7].

В эпоху сартанского оледенения и в холодные влажные стадийные периоды голоцена весенний ледоход на реках Северного Алтая сопровождался образованием мощных ледяных заторов, приводивших к возникновению во многих долинах эфемерных подпрудных озер с высокими темпами осадконакопления в них, длительность существования которых могла изменяться от нескольких недель до нескольких месяцев [5]. Во время этого оледенения мощные ледяные заторы, приводившие к образованию подпрудных озер, где очень быстро накапливались отложения половодно-подпрудной фации, состоящие из тонкого переслаивания глин, песков и суглинков, были обычным явлением и в долине верхнего Енисея, а наиболее крупные из них могли существовать в течение нескольких лет [7].

Весной во время ледохода заторы льда образуются при более позднем вскрытии нижележащих участков реки, создающих задержки в транспортировке льда, а также в местах сужения и крутых поворотов долин, русла реки и его фуркации, у островов [6, 8]. Причем наиболее мощные заторы образуются здесь при возврате холодов, малой водности и большом объеме льда в начале ледохода [6].

Как уже отмечалось, на Салаире перед крутыми коленообразными поворотами долин происходит резкое сужение расположенных выше озеровидных расширений. Именно в этих местах в сартанское время и были наиболее благоприятные условия для образования мощных ледяных заторов во время весеннего ледохода, которые подпруживали реки и могли существовать довольно длительное время. Не случайно озерные отложения сартанского времени в долинах Салаира развиты выше предполагаемых заторных ледяных дамб, в то время как в сужениях долин они полностью отсутствуют.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бутвиловский В.В. Палеогеография последнего оледенения и голоцена Алтая: событийно-катастрофическая модель. Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1993. 252 с.
2. Волков И.А. Флювиальный процесс на равнинах умеренного пояса в плейстоцене // Плейстоцен Сиби-



ри. Стратиграфия и межрегиональные корреляции. Новосибирск: Наука, 1989. С. 69–75.

3. Горный Алтай / Под ред. В.С. Ревякина. Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1971. 252 с.

4. Николаев С.В. Отложения времени последнего ледникового Предгорного Алтая и их стратиграфические аналоги в Кузбассе // Актуальные вопросы геологии и минерализации юга Сибири. Новосибирск: Изд-во ИГиЛ СО РАН, 2001. С. 121–124.

5. Русанов Г.Г. Озера и палеогеография Северного Алтая в позднем неоплейстоцене и голоцене. Бийск: БПГУ, 2007. 164 с.

6. Шурупа Е.П., Проскурина Г.В. Заторы и зазоры льда на реках Алтая // Гляциология Алтая. Томск: Изд-во Том. гос. ун-та, 1976. Вып. 11. С. 136–140.

7. Ямских А.Ф. Осадконакопление и террасообразование в речных долинах Южной Сибири. Красноярск: КГПИ, 1993. 226 с.

8. Ямских А.Ф., Ямских А.А. Внутриконтинентальный долинный геоморфогенез и палеогидрологический режим рек (на примере перигляциального пояса Средней Сибири) // Современные проблемы географии и природопользования. Барнаул: Изд-во Алт. гос. ун-та, 2000. Вып. 2. С. 5–20.

ДВЕ МОДЕЛИ РАЗВИТИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННО-КРИОГЕННОЙ ФОРМАЦИИ НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЕ

А.А. Величко, Т.Д. Морозова, В.П. Нечаев, С.Н. Тимирева

Институт географии РАН, Москва, paleo_igras@mail.ru

Детальные исследования лессово-почвенно-криогенной формации с применением комплекса литологических методов проводились в двух крупных регионах Восточно-Европейской равнины – в бассейне р. Ока в центре (разрезы Суворотино, Михнево, Ожерелье, Гололобово и др.) и в южных приморских районах, на побережье Таганрогского залива Азовского моря (разрезы Семибалки-1, Семибалки-2, Порт-Катон, Шабельское). Эти исследования позволили оценить изменения окружающей среды на протяжении ледниковых и межледниковых эпох плейстоцена и проследить тренд процессов почвообразования.

В более северном регионе (Москворецкая равнина, междуречье рек Москвы и Оки) представлен полный спектр поздне- и среднеледниковых почв, криогенных феноменов, лессовых отложений валдайского, днепровского и более древних возрастов. В лессово-почвенно-криогенных отложениях этого района выделено три полигенетических почвенных комплекса (ПК) – мезинский, каменский и инжавинский. Каждый из них состоял из почв ранней (межледниковой) и поздней (интерстадиальной) фаз почвообразования.

Интерстадиальным почвам (крутицкой, позднекаменской, позднеинжавинской) были свойственна пространственная и временная однородность процессов почвообразования, среди которой преобладало гумусонакопление. По микроморфологическим данным в этих почвах установлено наличие кутан иллювиирования глинисто-гумусового состава, что свидетельствует о достаточно влажных условиях, когда были возможны процессы иллювиирования, как в современных лугово-

черноземных и черноземных глинисто-иллювирированных [Панин, 2007].

Почвы микулинского, каменского и инжавинского межледниковья относились к лесным суббореального пояса. В позднем плейстоцене во время микулинского межледниковья формировались текстурно-дифференцированные почвы с участием процессов лессиважа. Для этих почв было характерно обилие глинистых кутан иллювиирования.

Почвы каменского межледниковья формировались по метаморфическому типу почвообразования с участием процессов оглинивания и лессиважа. Для почв этого возраста установлено наличие кутан преимущественно глинистого состава при некотором участии железисто-глинистых. Отмечены признаки внутрипочвенного выветривания, свойственного современным бурым почвам.

Инжавинская почва (лихвинское межледниковье) залегает непосредственно на моренных отложениях окского оледенения и формировалась так же под лесной суббореальной растительностью и имеет текстурно-дифференцированный профиль. Преобладают железисто-глинистые кутаны, наряду с глинистыми. Для почв этого возраста установлено, что помимо процессов лессиважа активное участие принимали процессы поверхностного оглеения [Величко, Морозова, 2005; Панин, 2007].

Разделяющие палеопочвы лессовидные отложения отличаются по мощности и литологии. Наиболее мощным является горизонт валдайского лесса – 5–8 м с преобладанием лессовой фракции в гранулометрическом составе. На основе проведенных исследований морфоскопии кварцевых зерен из лессов центральной части Восточно-Европейской



равнины установлено, что в периоды лессонакопления активно проявлялись процессы эолового переноса. На поверхности зерен из валдайских лессов отчетливо прослеживаются следы обработки зерен в воздушной среде (микроямчатость, матовая поверхность, высокие классы окатанности зерен). В отложениях последнего этапа лессонакопления (алтыновский лесс) кроме зерен со следами эоловой обработки отмечается группа зерен со следами морозного выветривания, плохо окатанных. Формирование зерен с таким типом поверхности связано с некоторым увеличением увлажненности и ростом активности криогенных процессов [Timireva, Velichko, 2006]. В погребенных почвах как межледниковых, так и интерстадиальных хорошо проявлялась активность химических процессов.

В разрезах центрального региона фиксируется несколько палеокриогенных горизонтов. Наиболее древний из известных относится к концу окского времени. Он представлен морозными трещинами ниже инжавинского ПК размером по вертикали до 1,8 м, проникающими в горизонт окской морены. Ступинский палеокриогенный горизонт представлен как древней солифлюкцией, нарушающей кровлю инжавинского ПК, так и псевдоморфозами по повторно-жильным льдам (ПЖЛ) размером по вертикали до 2,0–2,5 м с диаметром полигонов около 15 м. Для днепровско-московского холодного этапа известно три палеокриогенных горизонта: раннеднепровский, днепровский и московский. Самый древний представлен инволюциями и мелкими трещинами размером по вертикали до 0,8–1,0 м, нарушающими кровлю каменского ПК. Средний расположен внутри днепровских лессовых отложений и представлен псевдоморфозами по ПЖЛ размером по вертикали до 2,5 м, а московский (в кровле лессовых отложений среднего плейстоцена) наиболее крупными псевдоморфозами по ПЖЛ размером по вертикали до 4,0 м. Для позднего плейстоцена известны три палеокриогенных горизонта. Первые два нарушают кровлю мезинского ПК и брянской почвы соответственно. Для самого раннего из них (смоленского) характерны структурные деформации типа криотурбаций. Для среднего (владимирского) типичны деформации типа пятен-медальонов размером 1,5–2 м. Наиболее молодой (ярославский) расположен в кровле позднелейстоценовых лессов (псевдоморфозы по ПЖЛ размером по вертикали до 3,0–4,0 м и с диаметром полигонов до 20–30 м).

В разрезах приморских равнин Азовского моря (разрезы Семибалки-1, Семибалки-2, Порт-Катон и Шабельское) в отличие от центрального региона выделено четыре почвенных комплекса: познелейстоценовый – мезинский, среднелейстоцено-

вый – каменский и инжавинский и нижнелейстоценовый – воронский [Величко и др., 2006]. Ландшафтные условия межледниковий по данным изучения палеопочв приближались к условиям открытых пространств. В микулинское межледниковье (мезинский ПК) формировались черноземы, близкие по строению к современным голоценовым почвам этого региона. По морфологии и микроморфологическим данным на последних этапах происходило ослабление гумусонакопления. Следует отметить тяжелый механический состав (до 45% глины, содержание лессовой фракции 20–30%).

В каменское межледниковье (каменский ПК) сформировались почвы, для которых характерно обилие гидроокислов Fe, волокнистое строение оптически ориентированных глин, наличие гидроокислов в виде рыхлых скоплений в основе, изогумусовый профиль. Такие свойства характеризуют современные бурые и коричневые почвы Средиземноморского региона.

Инжавинская почва (лихвинское межледниковье) состоит из двух фаз. Во время основной фазы формировались мощные темноцветные (за счет гумусированности) черноземовидные прерийные почвы. На заключительном этапе процессы гумусонакопления ослабевали и преобладали процессы оглинивания и ожелезнения. После завершения почвообразования почва была разбита крупными вертикальными трещинами на столбчатые отдельности.

Воронская полигенетическая почва (мучкапское межледниковье) характеризовалась сильным ожелезнением тонкодисперсного вещества, в связи с чем почвенный профиль, даже в пределах гумусового горизонта приобретает красновато-бурую окраску. В разрезах Порт-Катон и Шабельское установлено 2-фазное строение почвенной толщи. По-видимому, во время мучкапского межледниковья почвообразование происходило в условиях средиземноморского климата, а почвы по своим свойствам приближались к коричневым или переходным к ним.

По сравнению с более северными районами мощности лессовых горизонтов, разделяющих горизонты палеопочв, существенно сокращается. Однако и здесь наиболее выраженным является валдайский лесс, хотя его мощность сокращена по сравнению с северной зоной. В разрезах этой зоны валдайскую лессовую толщу часто не представляется возможным разделить на горизонты.

Морфоскопическими исследованиями кварцевых зерен из лессово-почвенных субазральных отложений установлена отчетливая дифференциация процессов, связанных с почвообразованием межледниковых эпох, когда существенную роль играли процессы химического выветривания, тогда как в



лессовых горизонтах, сформировавшихся в различные эпохи похолодания и аридизации процессы химического выветривания ослабевали и главная роль принадлежала физическому выветриванию. Однако субаэральные процессы не были однозначными на протяжении плейстоцена. Наиболее выражены они в позднем плейстоцене в валдайскую эпоху, когда роль эоловых процессов существенно возросла, но протекали они не столь активно, как в центральной части Восточно-Европейской равнины. На поверхности зерен хотя и видны следы эоловой обработки, но она выражена значительно слабее. Песчаные зерна из этой зоны отличаются более низкими показателями окатанности и матовости по сравнению с центральными районами. Наряду с эоловыми процессами, в условиях низких температур проявились криогенные процессы, о чем свидетельствуют признаки морозного выветривания на поверхности многих зерен [Величко, Тимирева, 2005].

Криогенные деформации, связанные с многолетней мерзлотой, наблюдаемые в центральном регионе, здесь не выражены. Однако имеется несколько горизонтов трещинных мелкополигональных структур, очевидно имеющих полигенетическое происхождение и связанных как с сезонным растрескиванием мерзлотного характера, так и с усыханием грунтов, некоторые из которых напоминают щельники.

Таким образом, по данным детального изучения лессово-почвенно-криогенных формаций в различных частях Восточно-Европейской равнины установлены существенные различия в условиях осадконакопления, субаэральных процессов и почвообразования. Для центральных районов почвообразование в позднем и среднем плейстоцене происходило в суббореальном поясе под лесной растительностью. В позднем плейстоцене формировались текстурно-дифференцированные почвы с участием процесса лессиважа. В южных приморских районах на ранних этапах почвообразования (нижний плейстоцен) формировались полигенетические почвы по своим свойствам приближавшиеся к почвам семигумидного субтропического ряда. В среднем плейстоцене в лихвинское межледниковье сформировались почвы близкие к прерийным, в каменское межледниковье – теплоумеренные бурые почвы, а в микулинское – черноземы, приближающиеся по своим свойствам к голоценовым черноземам. Все

это указывает на направленный сдвиг гидротермического режима межледниковых эпох почвообразования от условий с более высокой теплообеспеченностью и влагообеспеченностью к условиям понижения теплообеспеченности и роста аридизации.

Этапы межледникового почвообразования чередовались эпохами резкой аридизации, когда происходило формирование лессовых горизонтов. Ведущим процессом в период формирования лессовых отложений являлся процесс аккумуляции алевроитового материала при небольших скоростях движения воздушных масс (в условиях преимущественно антициклонального типа атмосферной циркуляции).

Работа проводилась при финансовой поддержке проекта «Историческая реконструкция процессов формирования черноземных степей аридных зон» Программы ОНЗ РАН и гранта НШ-10220.2006.5.

ЛИТЕРАТУРА

Величко А.А., Камто Н. и др. К оценке тренда аридизации Юга России: по результатам исследований разреза Семибалки-I, Приазовье // Современные проблемы аридных и семиаридных экосистем юга России. Ростов-на-Дону: Издательство ЮНЦ РАН, 2006. С. 108–133.

Величко А.А., Морозова Т.Д. Эволюция почвообразования в плейстоцене // Многоликая география. Развитие идей Иннокентия Петровича Герасимова (к 100-летию со дня рождения) / Под ред. Н.Ф. Глазовского. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2005. С. 65–75.

Величко А.А., Тимирева С.Н. Проблема генезиса лессового материала по данным изучения морфоскопии песчаных кварцевых зерен // Многоликая география. Развитие идей Иннокентия Петровича Герасимова (к 100-летию со дня рождения). Под ред. Н.Ф. Глазовского. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2005. С. 76–89.

Панин П.Г. Особенности строения межледниковых и интерстадиальных почвенных комплексов позднего и среднего плейстоцена центра Восточно-Европейской равнины // Почвоведение, 2007. № 2. С. 145–159.

Timireva S.N., Velichko A.A. Depositional environments of the Pleistocene loess-soil series inferred from sand grain morphoscopy – A case study of the East European Plain // Quaternary International 152–153. 2006. P. 136–145.



РОЛЬ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ СТОКОВ В ФОРМИРОВАНИИ ПЕРВОЙ ТЕРРАСЫ ОСНОВНЫХ РЕК СИБИРИ

И.А. Волков

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

В своей замечательной монографии [Рудой, 2005] А.Н. Рудой подвёл итог работы многих исследователей горных стран Азии и других регионов, посвященных изучению феномена катастрофических стоков. Названный труд, однако, затрагивает, динамику природы лишь горных стран, где явления катастрофических стоков проявлялись многократно и оставили ясные и разнообразные осадки и формы рельефа. Автором настоящего сообщения получен убедительный фактический материал, свидетельствующий о том, что катастрофические стоки оказывали важное влияние также и на историю формирования всех долин основных рек Сибири и их крупных притоков. В этом отношении показательное строение долины Оби от предгорьев Алтая до г. Новосибирска.

Во время последней дегляциации в долине Оби располагался залив приледникового Мансийского озера [Волков, Архипов, 1978], имевшего максимальный уровень, близкий к 125–130 м. Снижение уровня этого озера протекало в условиях глубокой аридизации климата и крайне скудного стока Оби. На дне долины Оби на её участке ниже г. Камня-на-Оби вплоть до г. Новосибирска отложились озёрные пески. Они по мере снижения уровня озера перерабатывались в дюнный золотой бугристый-гряздовый песчаный рельеф. Этот дюнный рельеф первоначально занимал почти всё дно долины Оби (Чёмский и Кудряшовский «ленточные» боры). Полученные радиоуглеродные даты позволяют заключить, что озёрная толща накопилась в начале последней дегляциации, а спад вод озера и образование золотого дюнного рельефа произошло во время аридизации Северной Евразии, максимум которой был около 16–15 тыс. л.н. [Волков, 1980].

Наиболее низкую ступень рельефа на участке долины от г. Камня-на-Оби до г. Новосибирска образует первая терраса вместе с поймой. Она формировалась в условиях климата, значительно более влажного, чем теперь. Образования этого влажного климата характерны для всех долин водосборного бассейна верховьев Оби, включая и мелкие, которые имеют атмосферное питание [Казьмин, 1997].

Естественный, эволюционный ход речных процессов первой террасы внезапно был прерван её резким и кратковременным подтоплением, во время которого воды паводка не только покрыли всю поверхность первой террасы, но и затопили об-

ширные пространства понижений золотого дюнного рельефа, в пределах которых возникла сложная сеть временных русел и озёр (см. рисунок).

На местности, крупномасштабных картах и в особенности на материалах дистанционного зондирования земной поверхности ясно видно, что затопление понижений дюнного рельефа охватило всю территорию ленточного бора. В пределах Кудряшовского района самые крупные русла пересекли весь дюнный массив. Их ширина местами достигала 5 и 10 км.

Ниже по течению Оби от г. Новосибирска первая терраса и пойма сливаются в единую эрозионно-аккумулятивную поверхность луговой террасы. Эта поверхность дна долины ограничена от более древних геологических образований эрозионными уступами, протягивающимися субпараллельно вдоль долины вплоть до её низовьев. Эти уступы были берегами единого русла, занимавшего всю поверхность между ними. На широтном отрезке долины Оби это сверхрусло имело ширину 25–30 км [Волков, 1987]. Есть основания считать, что в образовании этой поверхности важную, если не основную роль сыграла та же паводочная волна, которая затопила понижения дюнного рельефа в верховьях Оби.

В целом накопленные фактические данные по строению речных образований первой террасы Оби дают возможность довольно уверенно предполагать, что имел место гигантский паводок, волна которого прокатилась от Алтая вниз по долине Оби. При выходе из Горного Алтая она оставила поле рифелей, из которых наиболее грандиозным и нижним по долине является поле гигантской ряби в районе Платово-Подгорное [Рудой, 2005]. Эта же волна образовала подтопление дюнного рельефа в верховьях, а ниже образовала поверхность луговой террасы Оби на всём протяжении долины, вплоть до её низовьев. Эта волна паводка совпала с резким общим увлажнением климата всего водосборного бассейна Оби.

Наземные исследования и анализ космоснимков ясно свидетельствует, что аналогичный революционный этап развития был характерен и для бассейна Енисея. В верховьях водосбора этой реки, выше и ниже по течению от района г. Кызыла ясно протягиваются поля гигантской ряби течения [Рудой, 2005]. Вплоть до низовьев этой долины прослежива-

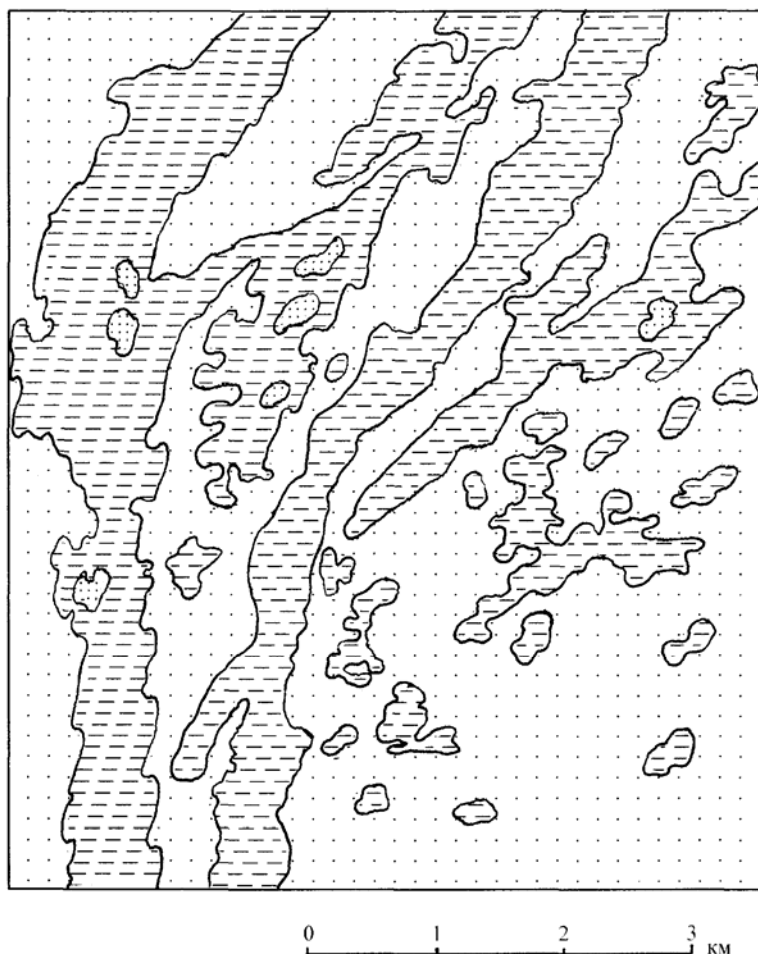


Рис. Речное и озерное подтопление понижений эоловых донных песков времени формирования 1-й террасы Оби (прерывистая штриховка) северо-западнее г. Новосибирска (Кудряшовский бор). Пояснения в тексте

ются берега и дно свехрусла первой террасы шириной около 15 км. Следовательно, в обоих бассейнах выражены следы катастрофических геологических событий, включая волну гигантского паводка времени формирования первой террасы. Видимо эта волна прокатилась по долинам Оби и Енисея одновременно. Очень вероятно, что этот катастрофический сток связан со временем окончания похолодания позднего дриаса. Опровергнуть или подтвердить это высказанное предположение позволят исследования будущего, опирающиеся на анализ дистанционного зондирования земной поверхности и многократное тщательное радиоуглеродное датирование.

ЛИТЕРАТУРА

Волков И.А. Ледниково-подпрудные озёрные бассейны // Палеогеография Западно-Сибирской равнины

в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1980. С. 32–42.

Волков И.А. Геолого-геоморфологическая основа ландшафтов центральной части Западной Сибири (на основе использования дистанционных методов исследований) // Дистанционные исследования ландшафтов. Новосибирск: Наука, Сиб. отд., 1987. С. 64–96.

Волков И.А., Архипов С.А. Четвертичные отложения района Новосибирска (Оперативно-информационный материал). Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1978. 89 с.

Казьмин С.П. Геоморфология Восточной Кулунды и Барабы. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1997. 46 с.

Рудой А.Н. Гигантская рябь течения (история исследований, диагностика, палеогеографическое значение). Томск: Издательство Томского государственного педагогического университета, 2005. 224 с.



ОТЛОЖЕНИЯ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ЗАПАДНОЙ И СРЕДНЕЙ СИБИРИ

В.С. Волкова

*Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск, пр. акад. Коптюга, 3
VolkovaVS@ipgg.nsc.ru*

В связи с понижением нижней границы квартера в стратиграфическую схему Западной Сибири из плиоцена был переведен кочковский горизонт [Унифицированная региональная, 2000]. Кочковский горизонт подразделяется на нижний и верхний подгоризонты.

Нижнекочковский подгоризонт включает каргатскую и барнаульскую свиты. (нижний эоплейстоцен). К верхнекочковскому подгоризонту на юге Западной Сибири отнесена убинская свита – озерные отложения и коррелятивные ей озерно-ледниковые и ледниковые отложения (верхний эоплейстоцен).

Каргатская свита со стратотипом в пос. Каргат вскрыта только в скважинах. Она представлена аллювиальными песками полимиктовыми разнотипными. Мощность до 30 м. Отложения содержат семена, споры и пыльцу [Волкова, 1977], раковины остракод [Казьмина, 1980]. Палеоботанические данные указывают на умеренно-теплый климат. На севере равнины одновозрастными отложениями является мыскаменская свита, вскрытая на полуострове Ямал в пос. Мыс Каменский. В разрезе отложения имеют четырехчленное строение. Внизу залегает песок с включением мореноподобных суглинков до 35 м мощности. Пески перекрыты суглинком зеленовато-серым слоистым с редкой галькой. Мощность до 14 м. Суглинок перекрыт толщей песка мелкозернистого с гравием и галькой опок и серых кварцитовидных песчаников. Мощность 33,5 м. Пески содержат спорово-пыльцевые спектры, отражающие растительность «белой тайги», что не свойственно современной тундре Ямала. Условно эти отложения нами сопоставляются с каргатской свитой нижнего эоплейстоцена. Палинологические данные также указывают на умеренно-теплый климат.

Верхнекочковский подгоризонт (верхний эоплейстоцен) на юге равнины включает кочковскую и убинскую свиты, представленными карбонатными глинами и тяжелыми суглинками с мелкими железомарганцовитыми конкрециями, мощностью до 45 м. Отложения согласно залегают на каргатской свите и содержат остатки грызунов, среди которых имеется типичная ассоциация видов таманского фаунистического комплекса. Восточной Европы или раздольинского Западной Сибири [Адаменко, Жажигин, 1965; Вангенгейм, Жажигин, 1972]. В составе фауны грызунов господствуют некорнезубые полевки. Основной фон млекопитающих раздольинского комплекса

создают *Allophaiomys pliocaenicus* и *Prolagus rannonicus* число остатков которых превышает количество других форм. Остракоды приурочены к глинистой части убинской свиты. Анализ флоры позволяет говорить о глубоком похолодании климата [Волкова, 1977]. Палинологические данные указывают на развитие на территории современной степи и лесостепи тундровых ландшафтов и понижение среднегодовых температур на 11 градусов ниже современных. Такие климатические условия должны соответствовать ледниковому периоду во второй половине эоплейстоцена. Однако лишь в последние годы, в связи с развернувшимся бурением на территории Ямала, в центральной части равнины, в районе Ханты-Мансийска, в Тобольском Прииртышье под отложениями талагайкинской свиты, возраст которой по ТЛ 740–812 тыс. лет, были обнаружены морены по палеомагнитным данным З.Н. Гнибиденко, имеющие обратную намагниченность [Волкова, Архипов и др., 2002; Унифицированная..., 2000]. В Тобольском Прииртышье к эпохе Матуяма отнесена яглинская толща, представленная валунными суглинками и озерно-ледниковыми глинами. Мощность до 10 м. В верхней части толщи выявлен в обратно намагниченных отложениях эпизод n-2 (Казым). Ю.П. Черепанов яглинскую толщу относил к неогену.

Одновозрастными образованиями с убинской свиты является мансийская ледниковая толща. Она описана в скв. 1, в устье Иртыша, в районе бывшего городка В.С. Волковой [Волкова и др., 1988] под именем авдотынской морены. Здесь разрез состоит из двух пластов моренных суглинков. Нижний из них содержит включения (в виде блоков) верхнеолигоценовых алевритов. Верхний моренный пласт отделен от нижнего песком и ледниковым отторженцем светло-серых алевритов. Оба моренных пласта содержат гипоарктическую флору, характерную для тундровых и лесотундровых ландшафтов [Волкова и др., 1988]. Спорово-пыльцевые спектры из песков содержат элементы лесной растительности.

В скважинах на р. Малой Сосье и в районе аэропорта в Ханты-Мансийске эоплейстоценовая морена лежит на палеогеновых отложениях под песками талагайкинской свиты. Мощность морены до 70 м. Ледниковые отложения в настоящее время установлены и в других районах Западной Сибири. Они



присутствуют в скважинах на р. Пяко-Пур (здесь морена описана как пуровская толща) мощностью до 30 м, в Ямало-Тазовском районе (как теутейякская свита, мощностью до 45 м). Она представлена ледниково-валунными суглинками и озерно-ледниковыми глинами иногда с раковинами моллюсков. Некоторые исследователи их считают ледниково-морскими. На Ямале верхне-эоплейстоценовые отложения на лежат на дне переуглубленных долин на эоценовых породах и перекрываются ранне-неоплейстоценовыми песками и суглинками [Волкова, 1999]. Таким образом, принимая во внимание литологический состав, стратиграфическое положение в разрезах, данные палеомагнитного и палинологического анализов, в Западной Сибири установлены осадки первого древнего оледенения – эоплейстоценового в составе верхнекочковского подгоризонта. В целом, объем всего кочковского горизонта в настоящее время окончательно не решен. Дело в том, что стратотип самой кочковской свиты не имеет биостратиграфической характеристики. Раннеэоплейстоценовые млекопитающие пока не обнаружены. В настоящее время имеются находки раннеэоплейстоценовой фауны достоверно представленным, по данным В.С. Зажигина, одним видом *Allaphaiomys thumakovi pliosaenicus* являющимся предшественником *Allaphaiomys pliosaemicus*, характерного для раздольинского комплекса.

Считается, что для отложений верхнего эоплейстоцена характерен раздольинский комплекс млекопитающих с господством *Allophaiomys pliosaenicus* и *Prolagurus pannonicus*. В Восточной Европе [Вангенгейм и др., 2001] появление *Prolagurus pannonicus* отнесено к уровню 1,2 млн лет. Исходя из этих данных, следует допустить, что возраст верхнекочковского подгоризонта является верхнеэоплейстоценовым. Отложения нижнекочковского подгоризонта отлагались позднее 1,3 млн лет. Нижняя граница его может быть в настоящее время принята на уровне 1,8 млн лет. Биостратиграфически она не подтверждена.

Принятые возраста границ подгоризонтов в дальнейшем могут измениться. За счет уточнения фауны, главным образом мелких млекопитающих. Поэтому главной задачей является получение детальной биостратиграфической характеристики отложений нижнего эоплейстоцена, более детальное расчленение осадков и их сопоставление со стадиями изотопно-кислородной шкалы. Сейчас условно убинскую свиту и ледниковые отложения позднего эоплейстоцена мы относим к 22, 23 и 24 стадиям изотопно-кислородной шкалы океанических илов.

Западно-Сибирский страторегион является опорным и для Средней Сибири. Многие палеогеографические события в Сибири проходили одно-

временно. Степень детальности расчленения отложений нижнего звена квартала Средней Сибири находится на более низком уровне. Стратиграфическая схема Средней Сибири составлена с нижней границей на уровне 0,8 млн лет. Все отложения древнее 0,8 млн лет оказались в неогене (верхнем плиоцене). Перевод осадков из неогена в эоплейстоцен должен опираться в первую очередь на биостратиграфическую основу. Для верхнего плиоцена в Средней Сибири были установлены два комплекса млекопитающих – кундунский и итанцинский. Отложения с этими комплексами относились к эпохе Матуяма. (по современным данным к эоплейстоцену).

Возраст этих комплексов уточнен М.А. Ербаевой [Ербаева и др., 2005]. В составе эоплейстоцена (0,8–1,24 млн лет) она оставила кундинский комплекс, затем новый – доборский и догольский с возрастом 1,24–1,8 млн лет. Итанцинский комплекс является, по ее мнению, более древним и отнесен к гелазскому ярусу. Принимая во внимание эти уточнения, мы считаем, что к эоплейстоцену следует отнести аллювиальные отложения манзуровской и анганской свит. На их эоплейстоценовый возраст указывал ранее Н.А. Логачев. В Прибайкалье эоплейстоценовый возраст будут иметь галечно-валунные отложения древних дельт и мелких озер, а также нюргенская свита (нижняя ее часть – это дельтовые, аллювиальные пески палеомагнитной эпохи Матуяма).

Уточнения в стратиграфию эоплейстоцена получены также благодаря палеомагнитным исследованиям П.С. Минюка [2004]. На реках Лене и Алдане им установлены разновозрастные аналоги нижнеэоплейстоценовой талагайкинской свиты Западной Сибири. Нижняя часть возрастных аналогов среднесибирской талагайкинской свиты имеет обратную намагниченность и отнесена им к эпохе Матуяма. Верхнюю ортозону обратной полярности имеют обратно намагниченные отложения дыгалинской свиты. К верхнему эоплейстоцену отнесены ожелезненные пески Сите-Ленского междуречья. Ко второй половине эоплейстоцена отнесена также и олерская свита. В дальнейшем предстоит корреляция обратно намагниченных отложений, уточнение местонахождений фаун и млекопитающих, получение и оценка палеофлористических данных и палеомагнитных. Большой трудностью будет является получение таких данных из аллювия высоких террас Лены и Ангары.

ЛИТЕРАТУРА

Адаменко О.М., Зажигин В.С. Фауна мелких млекопитающих и геологический возраст кочковской свиты



южной Кулунды // Стратиграфия, значение фауны мелких млекопитающих. М.: Наука, 1965. С. 160–171.

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.

Волкова В.С. Стратиграфия и история развития растительности Западной Сибири в позднем кайнозое. М.: Наука, 1977. 235 с.

Волкова В.С., Бахарева В.А., Кулькова И.А., Николаева И.В. Палинологическая характеристика кайнозойских отложений в районе Ханты-Мансийска // Микрофитофоссилии и стратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. С. 31–69.

Волкова В.С. Палиностратиграфия четвертичных отложений п-овов Ямал и Тазовский (проблемы плиоцена) // Геология и геофизика, 1999. Т. 40, № 8. С. 1119–1134.

Волкова В.С., Архипов С.А., Бабушкин А.Е., Кулькова И.А., Гуськов С.А., Кузьмина О.Б., Левчук Л.К., Михайлова И.В., Сухорукова С.С. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири // Кайнозой Западной Сибири. Изд. СО РАН, филиал «ГЕО», 2002. 246 с.

Ербаева М.А., Карасев В.В., Алексеева Н.В. Новые данные по стратиграфии плиоцен-плейстоценовых отложений Забайкалья // Геология и геофизика, 2005. Т. 46, № 4. С. 414–423.

Казьмина Т.А. Остракоды кочковской свиты и ее аналогов // Кочковский горизонт Западной Сибири и ее возрастные аналоги в смежных районах. Новосибирск: Наука, 1980. С. 31–36.

Минюк П.С. Магнитостратиграфия кайнозоя Северо-Востока России. Магадан, 2004. 198 с.

Унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Западно-Сибирской равнины. Новосибирск, 2000. 7 листов.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПОЗДНЕПАЛЕОЛИТИЧЕСКОЙ СТОЯНКИ ХОТЫЛЕВО-2

Е.В. Воскресенская

Институт географии РАН, kavosk@mail.ru

Позднепалеолитический памятник Хотылево 2, расположенный в окрестностях Брянска – одна из наиболее ранних стоянок этой эпохи в бассейне среднего Днепра. Серия датировок по костям и зубам мамонта и костному углю, полученная радиоуглеродным методом, укладывается в интервал от 24960 ± 400 лет (ИГРАН-73) до 21680 ± 160 лет (ГИН-8886) [1]. О том, что район стоянки был обитаем и на более ранних этапах, практически с начала освоения человеком Восточно-Европейской равнины, свидетельствует расположенное в 500 м ниже по течению Десны местонахождение мустьерских орудий, известное как Хотылево – 1 [5]. Изучению среды обитания первобытного человека на данной территории посвящены работы как археологов, проводивших раскопки мустьерского и позднепалеолитического памятников, так и группы палеогеографов из лаборатории эволюционной географии Института географии РАН [2, 4]. В период с 1994 по 2001 гг. исследования новых площадей стоянки Хотылево 2 (раскопы 13–15) позволили уточнить и дополнить данные по литологии и микростратиграфии отложений на различных по степени насыщенности находками участках стоянки. В шурфах, заложенных в окрестностях поселения, также были зафиксированы артефакты эпохи верхнего палеолита. Реконструкция динамики осадконакопления в период обитания и в предшествующие и последующие временные

срезы базировалась на данных гранулометрического и геохимического анализов отложений, которые существенно дополнили материалы полевых фиксаций литолого-стратиграфической последовательности залегания слоев.

Стоянка Хотылево 2 приурочена к правому коренному берегу Десны, склон которого опирается на площадку высокой поймы, осложненной старичными понижениями и конусами выноса из оврагов и балок. Для поселения позднепалеолитическим человеком была выбрана площадка в прибортовой части мыса, в 17 м над урезом реки, ограниченная двумя крупными балочными системами с востока и запада. Помимо этих двух мощных эрозионных форм, к пойме Десны привязаны устья небольших оврагов, «дробящих» мысовую выступ на ряд более мелких площадок. На многих из них в осадочном чехле обнаружены находки, связанные с деятельностью человека эпохи верхнего палеолита.

Отложения, в которых залегает культурный слой, имеют общую мощность 6,35–6,5 м и представлены толщей делювиально-склоновых лессовидных супесей, время накопления которых соотносится с последним ледниково-межледниковым циклом. Схемы литологического расчленения и вещественного состава отложений приводятся на рисунке. Всего в разрезе выделено 15 слоев: подстилающие культурный слой осадки (сл. 11–15),



горизонт, вмещающий находки позднего палеолита (сл. 10) и запечатывающая культурный слой пачка отложений (сл. 1–9). Коренные породы на участке Хотылевского мыса представлены выветрелым мелом-суркой, содержащим прослой плитчатого черновато-синего кремня, служившего материалом для орудий. Кровля коренных пород (сл. 15), прослеженная в нескольких шурфах и траншее через всю площадь раскопа 14, имеет неровный, бугристый характер. Но данная особенность практически не влияет на субгоризонтальное залегание горизонта с находками, т.к. эти неровности практически нивелированы и запечатаны переотложенным гумусированным суглинком и песками, представляющими собой остатки мезинского почвенного комплекса и брянской палеопочвы (сл. 12–14). В ненарушенном виде сохранились в западинах коренного рельефа только остатки горизонта иллювиирования мезинского почвенного комплекса – в виде слоистых ожелезненных мелкозернистых песков, включающих линзы, обогащенные органикой (сл. 14 на рис.). То, что вся пачка отложений, соответствующая по времени накопления микулинскому межледниковью и первой половине валдайского оледенения, имеет мощность всего 1,5 м – свидетельство очень интенсивных склоновых процессов в комплексе с криогенной проработкой в период, предшествующий заселению мыса в позднем палеолите. Причем характер переотложения материала предполагает, что перемещение материала вниз по склону осуществлялось процессами, протекавшими в переувлажненной среде: солифлюкционно-криотурбационной переработкой. Залегające выше по разрезу «расташенные» языки слабо гумусированного суглинка, которые можно сопоставить с остатками брянской почвы, также нарушенной в результате процессов склоново-делювиального смыва и последующего морозобойного растрескивания (сл. 12). Культурный слой подстилается сизовато-серым за счет оглеения карбонатным влажным суглинком, в котором еще встречаются участки со следами мерзлотных деформаций (сл. 11).

Как видно на рисунке, находки залегают в палево-буром карбонатном легком суглинке, верхняя граница которого маркируется отдельными волнистыми песчаными линзами. В целом материал культурного слоя представлен костными остатками различной степени сохранности (мамонт, бизон, волк, северный олень, грызуны), а также кремневыми орудиями и отдельными скоплениями костного угля и охры. Горизонт, вмещающий находки, не несет следов переотложения, в целом залегает субгоризонтально, хотя материал его неоднороден и на разных участках раскопа прослеживается ряд своеобразных особенностей в микростратиграфии отложений.

Площадь стоянки, вскрытую раскопами 1994–2001 гг. можно условно подразделять на периферийную часть поселения и участок, связанный с активной хозяйственно-бытовой деятельностью [3]. В пределах периферийной части находки залегают в обогащенном органикой прослое коричневатопалевого суглинка, карбонатного, пористого, местами со следами вторичного ожелезнения. Практически по всей вскрытой площади этот горизонт разбит небольшими трещинами, в плане образующими микрополигоны диаметром 15–20 см, к узлам которых часто приурочены крупные кости. На окрашенных участках культурного слоя, в пределах углестоохристых скоплений, уровень слабой гумусированности замещается угольно-зольной массой. Заполнение трещин здесь в верхней части также состоит из мелких фрагментов костного угля, золы и охры, нижняя же часть представлена прокрашенным органикой суглинистым или глинистым материалом.

Выше основного уровня залегания находок на 16–19 см в серовато-бурой супеси отмечаются скопления костной трухи коричневого цвета и отдельные находки выветрелых крупных костей, запечатанные песчаными прерывистыми линзами. Последние маркируют верхнюю границу отложений, содержащих фаунистические остатки, связанные со стоянкой. По-видимому, в конце обитания здесь человека или сразу после того, как стоянка была оставлена, на данном участке с большей интенсивностью возобновился процесс накопления лессовидных супесей, характерный для перигляциальной области валдайского оледенения в постбрянское время. Достаточно быстрый процесс захоронения культурного слоя и обусловил хорошую сохранность находок. Отмеченные непосредственно над культурным слоем песчаные субгоризонтальные линзы из хорошо сортированного кварцевого средне- и мелкозернистого песка и некоторое снижение содержания карбонатов в отложениях, непосредственно перекрывающих культурный слой (рис.) также свидетельствуют об интенсивных склоновых процессах (вероятно, носящих сезонный характер).

В целом отложения над культурным слоем представлены мощной толщей слоистых лессовидных супесей, в которых пролеживают горизонты оглеения (сл. 8) и слабого почвообразования (сл. 5). Первый, возможно, маркирует уровень подошвы сезонно-талого слоя над многолетней мерзлотой, а второй сопоставим с периодом краткого перерыва в лессонакоплении, за который успела сформироваться эмбриональная почва (т.н. трубчевский уровень слабого почвообразования). Гумусированные линзы, маркирующие этот уровень, несут явные следы размыва и переотложения, т. е. после краткого перерыва лессонакопление возобновилось вместе

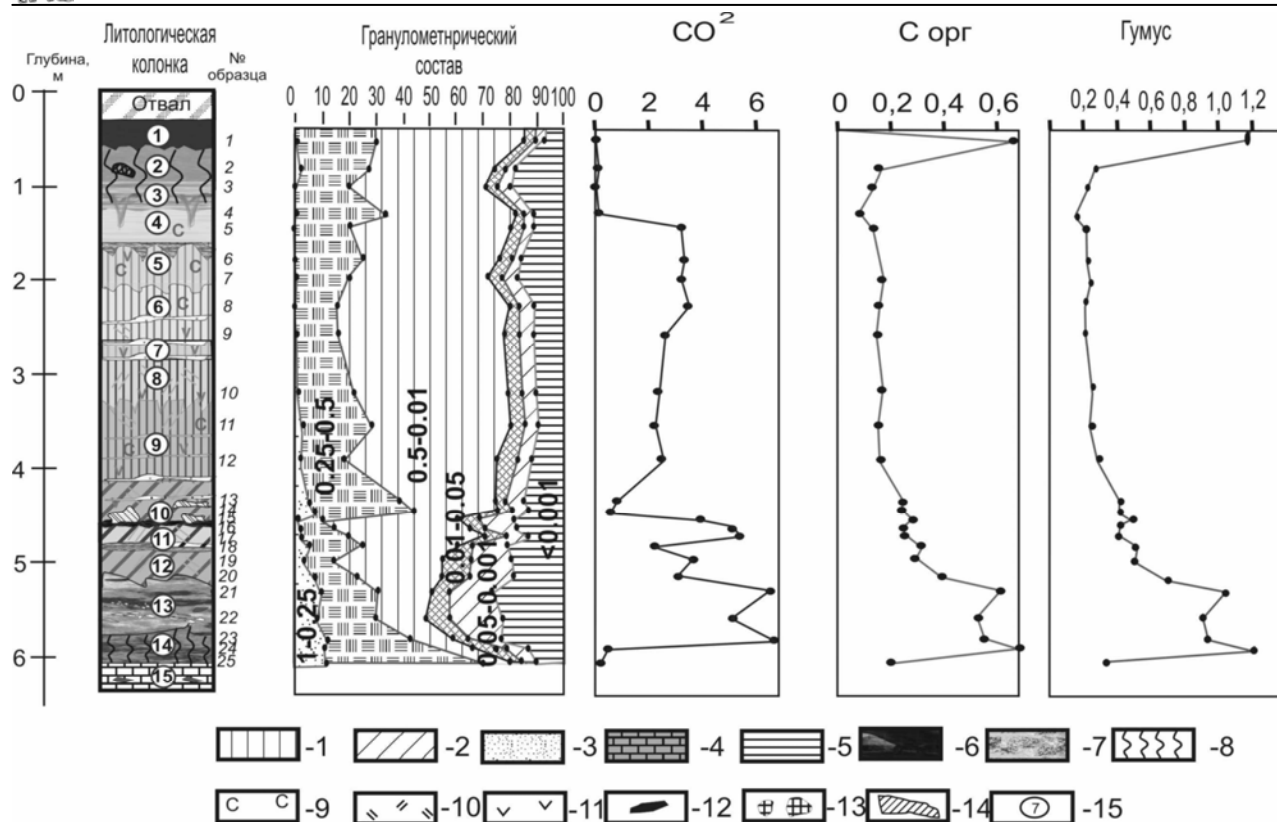


Рис. Результаты литолого-химического анализа отложений позднелепестовской стоянки Хотылево 2

1 – супесь; 2 – суглинок; 3 – песок; 4 – мел-сугка; 5 – глина; 6 – гумусовый горизонт современной почвы; 7 – погребенные почвы и уровни эфемерного почвообразования; 8 – иллювиальный горизонт современной и погребенной почв; 9 – карбонаты; 10 – оглеение; 11 – ожелезнение; 12 – кремни; 13 – кротовины; 14 – кости; 15 – номера слоев

с перемещением материала к придолинному склону. В вышележащем лессе скрытая слоистость лессовидной толщи «наследует» полосами и прослоями ортандов – лессовидные супеси сл. 4 послужили материнской породой для голоценовой почвы. Прослои ортандов также подчеркивают верхнюю и среднюю части псевдоморфоз по повторно-жильному льду, относящихся к ярославскому криогенному горизонту и нередко проникающих вплоть до уровня культурного слоя. При этом в зоне контакта ортандового горизонта с «чистым» лессом отмечаются следы активной биогенной переработки отложений – многочисленные кротовины и червеходы. На этом уровне были обнаружены рога северного оленя и отдельные патинизированные кремни, а в верхах заполнения мерзлотного клина, вскрытого в 1994 г. – остатки углистой массы. Возможно, это разрозненные свидетельства того, что человек посещал данный мыс на заключительных этапах формирования лессовидных отложений, в начальный период деградации многолетней мерзлоты. Венчается разрез серой лесной почвой, в гумусовом горизонте которой залегает культурный слой ранне-железного века.

В заключение необходимо отметить, что литологические свойства пород и скорости осадконако-

пления, безусловно, оказывали влияние при выборе мест обитания человеком позднего палеолита. Так, во времени заселения памятника интенсивность склоновых процессов на данном участке была невелика, что позволило сформироваться прослою эфемерного почвообразования, который маркирует культурный слой стоянки. Вместе с тем, в стратегии выбора местообитания огромную роль отводилась рельефу местности и источникам сырья, воды и пищи: стоянка располагается на открытом мысу, обеспечивающим обитателям обзор долины и балок (пути миграции животных – объектов охоты), по бортам которых выходят коренные породы с неисчерпаемыми источниками кремневого сырья для изготовления орудий.

ЛИТЕРАТУРА:

1. Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Куренкова Е.И., Новенко Е.Ю. Геохронология палеолита Восточно-Европейской равнины // Ландшафтно-климатические изменения. Животный мир и человек в позднем плейстоцене и голоцене. М., 1999. С. 19–50.
2. Величко А.А., Грибченко Ю.Н., Маркова А.К., Ударцев В.П. О возрасте и условиях обитания стоянки



хотылево II на Десне // Палеоэкология древнего человека. М.: Наука, 1977. С. 40–50.

3. Гаврилов К.Н. Структура Хотылёвского верхнепалеолитического поселения // Восточный гравейт. М.: Научный мир, 1998. С. 177–190.

4. Гаврилов К.Н., Воскресенская Е.В., Лопатин Н.В. Изучение верхнего палеолита в окрестностях с. Хотылёво // АО 2001 г. М., 2002. С. 120–127.

5. Заверняев Ф.М. Хотылевское нижнепалеолитическое местонахождение. М.: Наука, 1978. 124 с.

ЛИТОЛОГИЯ И УСЛОВИЯ НАКОПЛЕНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЫ САХАЛИНА В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

Т.Н. Воскресенская

*Московский государственный университет, географический факультет
kavosk@mail.ru*

В связи с развернувшимися в последнее время работами по освоению природных ресурсов шельфа Сахалина возрос интерес к материалам по строению побережья острова и прилегающих акваторий. Публикации, посвященные данной тематике, немногочисленны. Явно недостаточно изучен литолого-минералогический состав плейстоценовых отложений. Между тем, знание особенностей вещественного состава может помочь в решении таких важных и дискуссионных для Сахалина проблем, кающихся происхождения высоких террасовых уровней, фрагментарно развитых вдоль побережья острова, колебаний уровня океана в ходе плейстоценовых трансгрессий и регрессий, соединения Сахалина с материком.

Охарактеризовать особенности литолого-минералогического состава плейстоценовых отложений, установить источники сноса, фациально-динамическую обстановку осадконакопления, проследить изменчивость показателей вещественного состава в пространстве и во времени мы попытались на основании изучения разрезов прибрежной зоны Сахалина, расположенных как на западном (Арково, Орловка и др.), так и на восточном побережье острова (Гастелло, Вахрушево). Литологические исследования, включавшие гранулометрический и минералогический анализы более 250 образцов, петрографический анализ гальки являлись составной частью комплексных исследований новейших отложений, результаты которых частично опубликованы [4]. Кроме того, привлечены результаты изучения подводной окраины острова сейсмоакустическими методами [2].

Остров Сахалин в геологическом отношении является молодым образованием; большая часть островной суши поднялась над уровнем океана лишь в плейстоцене. В строении горных сооружений Сахалина принимают участие осадочные и вулканогенные породы мела и кайнозоя. Основные структурные элементы – Западно-Сахалинский и

Восточно-Сахалинский антиклинории, имеющие меридиональное простираие, ограничивают Центральную-Сахалинскую синклиналию прогиба фундамента, к которому приурочены депрессии – Пороная, Сусуная, Муравьевская, а также акватории заливов Терпения и Анива. Процессы осадконакопления в плейстоцене протекали на фоне активных и дифференцированных неотектонических движений: поднятия массивов суши, прогибания днищ межгорных впадин, опускания шельфовой ступени. Максимальные мощности плейстоценовых осадков (свыше 200 м) наблюдаются в межгорных депрессиях [1] и в прогибах фундамента шельфа, где, по данным сейсмоакустических исследований, они достигают 230 м в заливе Терпения, 500 м – в заливе Анива [2]. В доступных непосредственному наблюдению разрезах прибрежных террас мощности плейстоценовых осадков не превышает нескольких десятков метров.

Гранулометрический состав плейстоценовых отложений довольно разнообразен и зависит, главным образом, от фациальной принадлежности осадка. Отличительной особенностью плейстоценовых отложений является высокое содержание в них галечниковых фаций, в то время как в подстилающих осадках неогена основными типами пород являются алевриты и песчаники.

В петрографическом составе гальки как прибрежно-пляжевых отложений, так и руслового аллювия рек, поставляющих материал в прибрежную зону, преобладают обломки осадочно-вулканогенных образований, слагающих хребты сахалинских гор: песчаники, алевриты, туфогенные ороды, а также аргиллиты, гравелиты, кремнистые и кислые вулканогенные породы. Таким образом, основными источниками сноса грубообломочного материала в плейстоцене были местные породы.

В минералогическом составе песчаной фракции сказывается влияние, по крайней мере, двух источников сноса. Во-первых, за счет размыва молодых



осадочно-вулканогенных пород, слагающих горные хребты, формируются спектры с высоким содержанием неустойчивых минералов. В осадках восточного побережья Сахалина (залив Терпения) основную часть тяжелой фракции слагают пироксены, среди которых преобладают неокатанные, с зазубренными краями зерна. Примечательно, что содержание пироксенов вверх по разрезу закономерно возрастает, составляя 28% в отложениях 60 м террасы, 43% в отложениях 15 м террасы, 73% – в осадках прибрежного шельфа, 75% – в современных пляжевых осадках. Спектры с высоким содержанием неустойчивых минералов (пироксенов, роговой обманки, эпидота) отражают особенности источников сноса, среди которых преобладают вулканогенные образования, и невысокую степень осадочной дифференциации материала. Подобные спектры характерны для плейстоценовых отложений Западной Камчатки, Курильских островов, донных осадков Охотского моря.

Во-вторых, с размывом и переотложением подстилающих древних осадочных пород связано формирование спектров, характерных для западного побережья Сахалина и отличающихся господством устойчивых минералов; ильменит, гранат, цветные акцессории составляют до 70–80% тяжелой фракции, при этом многие зерна хорошо окатаны. Подобные спектры обнаруживают значительное сходство с таковыми бассейна р. Амур, сформированными за счет размыва и неоднократного переотложения кор выветривания гранитоидного состава. Влияние выносов Пра-Амура на формирование новейших отложений западного побережья Сахалина несомненно и может рассматриваться в качестве свидетельства былого соединения острова с материком.

Главнейшими событиями, определявшими развитие острова в плейстоцене, являлись неоднократные трансгрессии и регрессии Мирового океана, протекавшие на фоне активных неотектонических движений. Взаимодействием этих двух основных факторов определяется специфика процессов осадконакопления, по-разному протекающих в горных районах, прибрежной зоне, подводной окраине острова.

Горный или полугорный характер имеет большинство сахалинских рек, расчленяющих поднимающиеся горные хребты и являющиеся основными поставщиками материала в прибрежную зону острова. В составе аллювия господствуют русловые галечниковые фации. Эрозионные процессы здесь преобладают над аккумулятивными.

В прибрежной зоне Сахалина неоднократные смены трансгрессивно-регрессивных фаз, чередование этапов аккумуляции и размыва обусловили чрезвычайно сложное строение толщ, разнообразие

и пестроту их фациального состава. На участках побережья, характеризующихся тенденцией к поднятию, аккумулятивные процессы имеют подчиненное значение. Непосредственно к абразионным обрывам прилегают осадки современного пляжа. Лишь к приустьевым участкам впадающих в море рек приурочены аккумулятивные образования прибрежной морской равнины, в строении которых, наряду с морскими осадками, принимают участие аллювиально-дельтовые.

На участках побережья, тяготеющих к стабильным тектоническим зонам либо зонам слабого поднятия, плейстоценовые образования слагают комплексы высоких террас. Количество террас и их высоты изменяются от места к месту. Условно отложения 50–60 м уровня относят к среднему плейстоцену, 30–40 м и 12–15 м террас – к позднему плейстоцену, низких террас высотой до 10 м – к голоцену. На побережье залива Терпения, в разрезе Гастелло – Вахрушево, аккумулятивный покров 30 м террасы сложен галечниками с валунами в глинисто-песчаном заполнителе (6 м), перекрытыми илами с включениями растительных остатков (3 м) и переслаивающимися песками и илами с галькой (5 м). В строении 15 м террасы участвуют два галечных прослоя с заполнителем из глинистого песка, перекрытые соответственно двумя пачками супесей и суглинков с торфом; абс. возраст торфа $37,95 \pm 1,10$ тыс. л.н. (МГУ-966). Характер построения разрезов, чередование галечников руслового типа с тонкими существенно органогенными пойменными либо озерно-болотными осадками отражает изменчивую обстановку осадконакопления, свойственную дельтовым областям, с непостоянным уровнем моря. О континентальном происхождении отложений свидетельствует и богатый комплекс диатомей, в составе которого преобладают бентосные пресноводные виды [4].

Аккумуляция отложений террас была обусловлена относительно высоким (но вряд ли заметно выше современного) положением уровня моря в трансгрессивные фазы плейстоцена. Поскольку во время плейстоценовых трансгрессий подъем уровня Мирового океана не превышал 10 м, террасы, расположенные на более высоких отметках, подняты в результате тектонических движений [3].

Трансгрессивные эпохи были разделены периодами глубоких регрессий, во время которых уровень моря падал до отметок -135 м, современная прибрежная зона являла собой область размыва, а зона накопления осадков смещалась в сторону шельфа [2]. Однако, и во время трансгрессивных фаз имели место колебания уровня более низкого ранга, с которыми связаны неоднократные чередования этапов накопления и размыва. Например, в



разрезах Арково в строении 30 м террасы участвует мощная (25 м) толща галечников, состоящая из нескольких пачек, залегающих друг на друге с размывом и отличающихся по грубости материала, интенсивности прокрашивания окислами железа и марганца и пр. По существу, здесь представлены как бы отдельные сохранившиеся от размыва фрагменты различных эпох осадконакопления. В целом, осадконакопление в прибрежной зоне имело прерывистый характер, с многократным чередованием эпох аккумуляции и размыва.

Связь процессов осадконакопления с изменением уровня моря в ходе голоценовой трансгрессии хорошо видна на примере разрезов Буссе и Леонидовка, расположенных в различных тектоно-геоморфологических условиях.

В разрезе на побережье лагуны Буссе (Муравьевская депрессия) голоценовые осадки мощностью 18 м, вскрытые скважиной, залегают с глубоким размывом на песчаниках миоцена. В начале голоценовой трансгрессии на участках, бывших до этого ареной размыва, накапливались континентальные суглинки мощностью 2,5 м. В связи с дальнейшим подъемом уровня моря континентальный режим осадконакопления сменяется морским. Седиментация в лагуне Буссе осуществлялась непрерывно в течение почти всего голоцена, причем уровень моря уже в бореальное время был достаточно высок, приближаясь к современному (абс. возраст алевритов у подошвы толщи 8–9 тыс. л.н.). Слоистые темно-серые алевриты и тонкозернистые пески, хорошо сортированные, с обильными включениями аутигенного пирита, в том числе и в виде псевдоморфоз по остаткам морских микроорганизмов, накапливались в обширной неглубокой лагуне, при замедленном терригенном сносе, часто в восстановительной среде. Водоем был опресненным, периодически осолонявшимся; среди диатомей, по заключению З.В. Алешинской, ведущее значение имели солоноватоводные и морские виды [4]. В субатлантическое время, в связи с понижением уровня моря, площадь лагуны сократилась, в береговой зоне процессы лагунной аккумуляции сменились озерно-аллювиальными.

Разрез Леонидовка вскрывает строение низкой террасы одноименной реки в 12 км от моря; разрез четко стратифицирован, формирование различных его горизонтов связано с колебаниями уровня моря в ходе голоценовой трансгрессии. Залегающие в основании разреза глинистые пески с галькой (4,95–5,4 м) накапливались на аллювиальной равнине при положении уровня моря, близком к современному, в условиях прохладного климата послеледниковья и широкого распространения лесотундровых ландшафтов. Вышележащая пачка тор-

фа с линзами песка (4,4–4,95 м) отлагалась при начавшемся повышении уровня моря, приведшем к заболачиванию приморской равнины. В связи с потеплением климата в пребореале и бореале, как показали результаты исследований Н.С. Болиховской [4], возрастала роль лесных ландшафтов, сначала лиственных, затем елово-пихтовых. Ленточно-слоистые глины (3,35–4,4 м) накапливались в спокойном озеровидном водоеме, возникшем в устье реки в результате подпора (атлантическое время); отмечаются стяжения аутигенного пирита, типичного для застойных условий. В составе лесов господствовали темнохвойные с примесью широколиственных пород. Аккумуляция слоистых супесей и суглинков (0,95–3,35 м) происходила в постепенно мелеющем полупроточном водоеме; окраски отложений изменяется от сизоватых к буроватым. Закономерно изменяются и ассоциации минеральных новообразований, представленных в основании слоя сульфидами железа, в средней части – смешанной ассоциацией сульфидов (20%) и гидроокислов железа (22%), вверху – исключительно глинисто-железистыми стяжениями, свойственными пойменным фациям аллювия. Венчающие разрез супеси и суглинки с галькой (0,0–0,95 м) фиксируют смену озерной аккумуляции речной, происшедшей вследствие падения уровня моря, оживления эрозионной деятельности, спуска озеровидного водоема. Субатлантическое время ознаменовалось некоторым снижением уровня моря (на 2–3 м), в результате чего в прибрежной зоне Сахалина в устьях рек активизировались эрозионные процессы, многие озеровидные водоемы были спущены, сократились площади лагун. Таким образом, даже небольшие колебания уровня моря, вызывающие изменение фациально-динамической и геохимической обстановки седиментации, находят отражение в литологическом составе осадков.

Итак, плейстоценовые отложения прибрежной зоны Сахалина отличаются довольно высоким содержанием галечниковых фаций, в составе которых участвуют исключительно местные породы. В минералогическом составе песков выявлено влияние двух источников сноса; на западном побережье сказывается влияние выносов Пра-Амура, на восточном побережье преобладают местные источники сноса. Процессы осадконакопления в прибрежной зоне имели прерывистый характер, периоды аккумуляции и размыва многократно сменяли друг друга в ходе трансгрессий и регрессий. Особенности литологического состава отложений высоких террас, фрагментарно развитых на побережье острова, в совокупности с результатами диатомового анализа склоняют к мнению об их континентальном происхождении.



ЛИТЕРАТУРА

1. *Александрова А.Н.* Плейстоцен Сахалина. М.: Наука, 1982. 192 с.
2. *Воскресенская Т.Н., Букин В.М.* Строение прибрежной зоны Сахалина и особенности ее развития в плейстоцене // *Геоморфология*. 1991. № 4. С. 64–69.
3. *Каплин П.А., Селиванов А.О.* Древние берега России. Проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена. М.: МГУ, 2000. С. 319–332.
4. Новейшие отложения и палеогеография плейстоцена Сахалина. М.: МГУ, Деп. ВИНТИ, 1988. 234 с.

ОЛЕДЕНЕНИЕ ЧУЙСКОЙ КОТЛОВИНЫ В МАКСИМУМ ПОСЛЕДНЕГО ПОХОЛОДАНИЯ (ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ АЛТАЙ)

В.П. Галахов, С.Ю. Самойлова

Институт водных и экологических проблем СО РАН, г. Барнаул, E-mail: iwep@iwep.asu.ru).

Чуйская котловина в настоящее время характеризуется значительной сухостью. Практически это полупустыня. Согласно «Справочнику по климату СССР» [5] на ГМС Кош-Агач среднемноголетняя годовая сумма осадков составляет 127 мм. По ГМС Уландрык эта величина составляет 184 мм.

Тем удивительнее существование мощных моренных комплексов и типичных троговых долин в этом районе. Например, в долинах рек Чаган-Узун, Елангаш, Ирбисту, Кокозек, Тархаты при выходе их в котловину расположены моренные комплексы последнего похолодания 18–20 тыс. лет назад ([1], с. 73). Однако, в долинах рек северного склона хребта Сайлюгем и западного склона хребта Чихачева, таких моренных комплексов, при выходе долин в Чуйскую котловину, не отмечается ([1], с.73).

Современное оледенение в западной части хребта Сайлюгем представлено маленькими каровыми и присклоновыми ледниками с площадями существенно меньше 1 км², в хребте Чихачева – как малыми каровыми и висячими ледниками, так и крупными долинными, с площадью до 2 км². Наиболее значительное современное оледенение характерно для северо-восточного склона Северо-Чуйского хребта. Например, в долине Талдуры залегает самый большой по площади Талдуринский ледник с площадью 27 км². Высота современной фирновой границы на этих ледниках изменяется от 3100 м (бассейн реки Талдуры) до 3200 м (бассейны рек Бар-Бургазы и Юстыд) [3], современная абляция-аккумуляция на высоте фирновой границы равна 125–150 г/см² [4].

На примере Чуйской котловины попытаемся рассчитать положение ледников на максимум последнего похолодания по методике разработанной В.П. Галаховым [2]. В соответствии с методикой депрессия снеговой границы в максимум последнего похолодания оценивается в 400–500 м. Отношение площади фирнового бассейна к площади языка палеоледников оценивается в 1,2. Поскольку высота со-

временной фирновой границы для районов с мелким дисперсным оледенением (хребты Сайлюгем и Чихачева) характеризует локальную снеговую границу, а не региональную (в отличие от ледников северо-восточного склона Северо-Чуйского хребта), высоту древней снеговой границы на максимум последнего похолодания для этих районов следует повысить на 150 м [6]. Толщину древних ледников в районе снеговой границы примем равной 200 м. В этом случае плановое положение древних палеоледников будет выглядеть следующим образом (рис.). Положение концов языков древних палеоледников для Северо-Чуйского хребта совпадает с положением моренных комплексов, выделенных морфологическим методом ([1], с. 73). Выполненная проверка методики дает основание применить ее и для оценки площади распространения палеоледников максимум последнего похолодания и для северного склона хребта Сайлюгем, восточного склона хребта Чихачева и южного склона Курайского хребта.

Вышеприведенные материалы расчетов показывают, что древние ледники, формировавшиеся на северном склоне хребта Сайлюгем, и западном склоне хребта Чихачева были весьма значительны и не всегда могут идентифицироваться геоморфологическими методами. Связано это с тем, что в максимум последнего похолодания в Чуйской котловине существовало ледниково-подпрудное озеро с высотой зеркала не менее 2100 м. Языки ледников, спускавшихся в озеро разрушались волноприбойными явлениями и вследствие этого даже сформировавшиеся моренные комплексы не должны были сохраниться, как например, в бассейнах рек Северо-Чуйского хребта.

ЛИТЕРАТУРА

- Алтайский край. Атлас. Том 1. Главное управление геодезии и картографии при Совете министров СССР. Москва – Барнаул, 1978. 222 с.

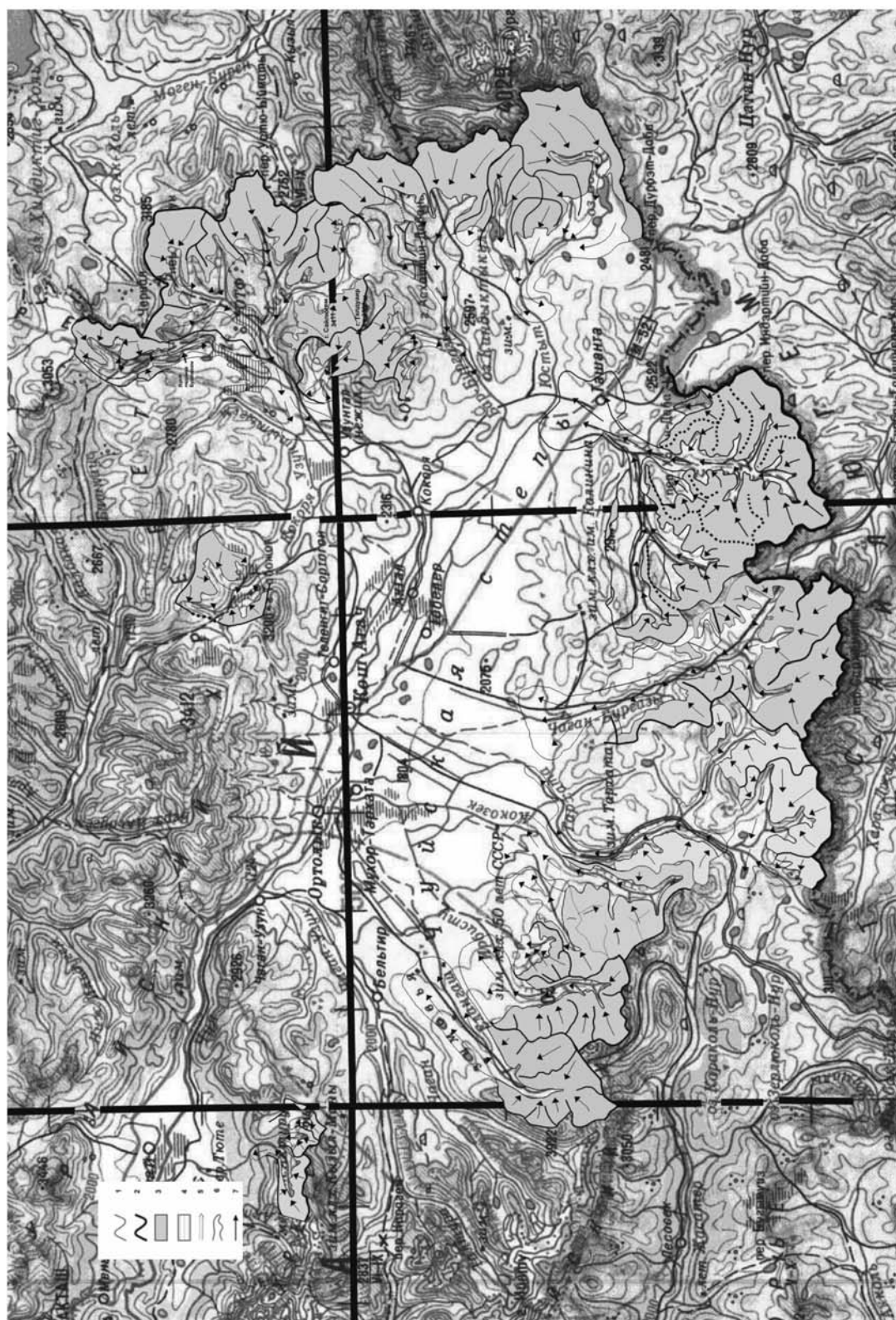


Рис. Плановое положение ледников Чуйской котловины на максимум последнего похолодания (нанесено на общегеографическую карту масштаба 1:1 000 000)

1 – фирновая граница на леднике, 2 – главные хребты и их отроги, 3 – фирновые бассейны, 4 – ледниково-подлудные, 5 – направление стока из ледниково-подлудных озер, 6 – языки палеоледников, 7 – направление движения льда.



Галахов В.П., Руденко И.Н. Использование имитационной модели расчета баланса ледника при палеогляциологических реконструкциях последнего похолодания на Алтае // Изв. РГО. Т. 125, вып. 4. 1993. С. 51–54.

Каталог ледников СССР. Т. 15, вып. 1, часть 6. Бассейн р. Чуи. Л.: Гидрометеиздат, 1974. 60 с.

Кренке А.Н. Массообмен в ледниковых системах СССР. Л.: Гидрометеиздат, 1982. 247 с.

Справочник по климату СССР. Вып. 20, часть IV. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 332 с.

Messerli B. Die eiszeitliche und gegenwaertige Vergletscherung im Mittelmeerraum. Zurich: Geographica Helvetica, 1967. S. 105–228.

ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГЛЯЦИАЛЬНОГО ШЕЛЬФА ИСЛАНДИИ

А.Р. Гептнер

Геологический институт РАН, heptner@mail.ru

Состав, строение и мощность отложений гляциального шельфа Исландии зависит от того, формируются они в зоне рифтогенеза или на флангах рифтовой системы. Мощные вулканогенно-осадочные отложения на шельфе в зоне рифтогенеза представляют значительный теоретический и, возможно, практический интерес для выявления зон скоплений углеводородов. Наличие выделений газообразных углеводородов на шельфе Оксарфьордур на севере современной рифтовой зоны Исландии и обнаруженный в гидротермальных водах из этих же отложений спектр полициклических ароматических углеводородов, указывают на перспективность изучения шельфовых осадков рифтовых структур для выявления зон локализации углеводородов абиогенного происхождения [Geptner et al., 2006].

За последние 4–5 млн. лет территория Исландии испытала около 20 ледниковых периодов [Geirsdottir et al., 2007]. Возраст наиболее древних ледниковых горизонтов в разрезе шельфовых отложений группы Брейдавик (пол-в Тьоднес) оценивается в 2 млн. лет. В составе шельфовых отложений здесь выявлено 12 горизонтов тиллитов, переслаивающихся с водноледниковыми и вулканогенными отложениями [Eiriksson, 1981]. Исследование современных и новейших отложений показывают, что вулканические извержения на шельфе и на прилегающей суше оказывают значительное влияние на формирование состава, условий залегания и текстурно-структурных особенностей шельфовых отложений.

На севере и юге Исландии там, где современная рифтовая система пересекает шельф, в плиоцене и плейстоцене формировались ритмично построенные вулканогенно-осадочные толщ. Вулканотерригенные осадки переслаиваются с вулканогенными отложениями, в составе которых большую роль играют разнообразные гиалокластиты, тефра, тефроиды, подушечные лавы и субэдральные лавовые покровы.

За пределами активной вулканической зоны отложения шельфа накапливались в основном в процессе разрушения ледниками мощных лавовых толщ наземных извержений (платобазальтов). На востоке и северо-западе Исландии и к западу и юго-западу от острова, там где ширина шельфа составляет более 120 км, на его поверхности имеются следы интенсивной ледниковой экзарации наземных лавовых толщ, моренные гряды и моренные отложения [Kristjansson, 1979, Jennings et al., 2000].

Различный состав и условия формирования межледниковых и ледниковых отложений на шельфе связан с особенностью вулканических извержений как на суше, так и в толще ледниковых покровов и в море. В межледниковое время на территории острова, освобожденной от ледниковых покровов и осушенной части шельфа формируются лавовые покровы и небольшое количество тефры. Кластогенный материал морских осадков в это время образуется в основном в результате разрушения в зоне абразии скальных лавовых обрывов. На шельфе накапливаются разнозернистые вулканотерригенные песчаники, галечники, а в прибрежной зоне валунный материал.

Структурно текстурные особенности вулканитов, образующиеся при извержении в толще ледниковых покровов, практически не отличаются от тех, которые формируются при извержении в толще воды на шельфе. В том и другом случае наряду с подушечными лавами накапливается огромное количество рыхлых отложений (гиалокластиты и тефры). Существенным отличием от морских условий является то, что при подледных извержениях на шельф с селевыми потоками выносятся огромное количество рыхлого вулканокластического материала. В периоды между вулканическими извержениями вулканокластика на шельф поступала с движущимся льдом и с водноледниковыми потоками, перелавшими рыхлые вулканические продук-



ты. Свидетелем айсбергового разноса служит галечный и валунный материал, «плавающий» в тонкозернистых осадках. Это мог быть паковый лед и айсберги не только исландского происхождения. В составе материала ледового разноса в морских отложениях группы Брейдавик (пол-в Торнес) помимо базальтов найдены обломки гранитов и гнейсов.

Для вулканогенно-осадочных отложений гляциального шельфа характерно переслаивание наземных и подводных вулканитов с вулканотерригенными отложениями и моренами (тиллитами). В строении рыхлых осадков этих отложений отмечено: 1) наличие следов крупных эрозионных врезов, образование которых связывается с катастрофическим поступлением в зону осадконакопления лахаровых (вулкано-селевых) вод, перегруженных кластогенным материалом. 2) присутствие среди хорошо слоистых тонкозернистых отложений линз и прослоев грубозернистых, несортированных галечно-валунных, грубопесчаных осадков, отложенных катастрофическими селевыми водными потоками. Характерным компонентом заполнителя этих отложений является наличие гиалокластики базальтового состава подледных извержений. 3) наличие мелких, сложной конфигурации складочек и брекчирование в отдельных горизонтах слоистых отложений, свидетельствующие о поступлении в область осадконакопления большого количества рыхлого материала с селевыми потоками. В некоторых случаях подобные текстуры могли возникать в результате нагрузки на поверхность рыхлого осадка большого количества тефры. 4) хорошо выраженная прямая (градационная) сортировка, чередующаяся в разрезе с тонкой слоистостью ленточного типа. Градационный тип слоистости возник при дискретном поступлении в бассейн материала селевых потоков, а ленточная слоистость отражает спокойные гидродинамические условия осадконакопления.

В периоды отступления и освобождения части шельфа от ледниковых покровов во время подводных извержений формируются толщи туфов и тефроидов, парагенетически связанных с подушечными лавами, десквамационными гиалокластитами, наземными лавами островной части вулканов. Для этих отложений характерно крутое залегание слоев тефры и тефроидов на склонах вулканических построек и облегание подводного рельефа. На подводных склонах возникают оползни, оплывины, дающие начало небольшим, но в историческом плане многочисленным автокинетическим потокам, образующим слои несортированных тефроидов, залегающих с размывом на подстилающих отложениях.

За пределами рифтовой зоны, на восточном, северо-западном и западном секторах шельфа мощность гляциальных отложений невелика и не превышает первые десятки метров. Мощные толщи

вулканогенно-осадочных шельфовых отложений накапливались в пределах рифтовой зоны на северном, юго-западном и южном секторах шельфа. На севере, в зоне пересечения трансформного разлома и рифтовой зоны мощность осадков оценивается до 4 км. В прибрежной части Оксарфюрдура скважиной вскрыто 450 метров вулканотерригенных отложений, состоящих из конгломератов, песчаников и алевролитов. В нижней части разреза, пройденного скважиной, выявлено несколько горизонтов диамектитов, отождествляемых с ледниковыми отложениями [Olafsson et al., 1993]. В зоне сочленения Срединно-Атлантического хребта с пол-ом Рейкьянес скважинами вскрыто 1200 метров вулканогенно-осадочных отложений, состоящих из чередования наземных лав, конгломератов, туфов и морских осадков [Bjornsson et al., 1972]. На южном секторе шельфа в пределах современной рифтовой системы, скважина на острове Хеймаэй прошла 800 метров вулканогенно-осадочных отложений, в составе которых установлено несколько горизонтов тиллитов [Tomasson, 1967].

Мощные слоистые толщи шельфовых осадков, включающие протяженные горизонты морен (тиллитов), накапливающиеся в зоне рифтогенеза при активном участии вулканизма и ледниковых процессов, являются перспективными для поисков участков локализации глубинной дегазации углеводородов.

ЛИТЕРАТУРА

- Bjornsson S., Arnorsson S., Tomasson J.* Economic Evaluation of Reykjanes Thermal Brine Area, Iceland // The American Association of Petroleum Geologists Bulletin. V. 56, N 12. P. 2380–2391.
- Eiriksson J.* Lithostratigraphy of the upper Tjörnes sequence, North Iceland: The Breidavik Group. Acta Naturalia Islandica 29. Icelandic Museum of natural History. Reykjavik, 1981. 37 p.
- Geptner A.R., Richter B., Pikovskii Y.I., Chernyansky S.S., Alekseeva T.A.* Hydrothermal polycyclic aromatic hydrocarbons in marine and lagoon sediments at the intersection between Tjörnes Fracture Zone and recent rift zone (Skjálfandi and Öxarfjörður bays), Iceland // Marine Chemistry. Vol. 101. P. 153–165.
- Geirsdottir A., Miller G.H., Andrews J.T.* Glaciation, erosion, and landscape evolution of Iceland // Journal of Geodynamics. 2007. Vol. 43. P. 170–186.
- Jennings A., Syvitski J., Gerson L., Gronvold K., Geirsdottir A., Hardardottir J., Andrews J., Hagen S.* Chronology and paleoenvironments during the late Weichselian deglaciation of the southwest Iceland shelf. Boreas, Oslo. 2000. Vol. 29. P. 167–183.
- Kristjansson L.* The shelf area around Iceland // Jökull, 29, 1979. P. 3–6.



Вулканогенная ассоциация отложений гляциального шельфа, Южная Исландия, Ломагнупур. Переслаивание линзовидных скоплений подушечных лав, гиалокластитов и тефроидов с пачками горизонтально залегающих лав наземных извержений. Высота обрыва 668 метров.

НЛ — потоки лав наземных извержений, ПЛ — подушечные лавы, ГТ — гиалокластиты и тефроиды.

Olafsson M., Fridleifsson G.O., Eiriksson J., Sigvaldason H., Armannsson H. On the origin of organic gas in Oxarfjordur, NE-Iceland. 1993. OS-93015/JHD-05. 76 p.

Tomasson J. On the origin of Sedimentary Water beneath Vestmann Islands // *Jökull*. 1967. Vol. 17. P. 300–310.

К ВОПРОСУ ГЕНЕЗИСА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЛЕНО-АНАБАРСКОГО МЕЖДУРЕЧЬЯ

Б.Б. Герасимов, З.С. Никифорова

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск

При изучении россыпного золота Лено-Анабарского междуречья выявлено золото эолового типа, которое представлено тороидальной, шаровидно-пустотелой, пластинчатой с тонкими валиками по периферии, таблитчатой и комковидной с завальцованными выступами формами. Одним из индикаторных типоморфных признаков эолового золота является ее специфическая пленочно-волокнистая поверхность, приобретаемая в результате обработки в воздушно-песчаном потоке [Филиппов, Никифорова, 1988; Герасимов, 2007]. Исследуемое золото встречается как в современном аллювии, так и в средне-верхнечетвертичных песчаных отложениях.

Последние характеризуются отличной сортировкой зерен и низким содержанием глинистого материала (до 5%), что типично для эоловых отложений [Цейдлер и др., 1969; Борщева, 1972]. Изучение закономерностей распространения эолового золота и детальный анализ геологического строения района позволило установить, что находки исследуемого золота в современных аллювиальных россыпях четко коррелируются с участками распространения четвертичных отложений эолового генезиса.

На северо-востоке Сибирской платформы средне-верхнечетвертичные отложения имеют широкое распространение. Исследователи [Красильщиков и



др., 1967; Тихогласов и др., 1986) относят данные образования в основном к аллювиальным, озерно-аллювиальным, озерно-болотным, делювиально-солифлюкционным и т. д. генетическим типам. Вместе с тем, анализ опубликованных данных и фондовых материалов показал, что ряд исследователей выделили на данной территории средне-верхнечетвертичные отложения, сформированные под воздействием эоловых процессов, связанных с эпохами четвертичных оледенений.

К примеру, Г.Ф. Лунгерсгаузен [1957, 1961] изучая средне-верхнечетвертичные (Q_{II-III}) песчаные отложения в бассейне р. Экит пришел к выводу об их аллювиально-эоловом генезисе. По его представлению эти отложения образовались в результате чередующейся водной и эоловой аккумуляции, соответствующей среднечетвертичной (покровской) и верхнечетвертичной (натарской) ледниковым эпохам. Н.Н. Бобринский [1962] предположил эолово-аллювиальное происхождение рассматриваемых отложений, которые формировались путем первоначально эолового накопления песков и последующего их переотложения в водной среде. Н.А. Цейдлер с соавторами [1969] разделяют мнение Г.Ф. Лунгерсгаузена и относят отложения средне-верхнечетвертичного возраста бассейна р. Экит к аллювиальным образованиям, которые впоследствии неоднократно претерпели эоловую обработку. Н.А. Борщевой [1972] в бассейне среднего течения р. Анабар обнаружены плащеобразные скопления гальки на поверхности средне-верхнечетвертичных песков, обусловленные, по ее мнению, естественным эоловым обогащением. Выявленные пески содержат малое количество пелитового материала, что весьма характерно для эоловых отложений. В описываемых отложениях отмечается эоловое золото [Никифорова и др., 2005; Никифорова и др., 2006; Герасимов и др., 2004, 2005].

По данным В.В. Колпакова [1983] примерно третья часть всех четвертичных отложений Якутии приходится на долю эоловых образований. В результате изучения четвертичных отложений Якутии, в том числе и на территории Лено-Анабарского района, он выделил фации эоловых песков и дефляционных пустынь, криогенно-эоловые отложения, а также эоловые и водные неразделенные пески гетерогенного происхождения, образование которых он связывает с эпохами четвертичных оледенений.

С.В. Томирдиаро с соавторами [1987] описывают в приморской тундровой зоне Якутии комплекс пород четвертичного возраста, которые они относят к покровным криогенно-эоловым образованиям. По их мнению, эти отложения – продукт аккумуляции пылеватых частиц, привнесенных ветрами на равнины внеледниковой зоны во время двух холодных эпох плейстоцена – в зырянское

(Q^2_{III}) и сартанское (Q^4_{III}) время. В настоящее время выявление эоловых отложений, связанных с четвертичными оледенениями проблематично, поскольку они после резкой перемены климата претерпели существенные изменения и были подвержены размыву, термоплавации и особенно термокарсту. В результате чего, по первичным эолово-криогенным отложениям сформировались обширные так называемые озерно-термокарстовые, или озерно-аласные голоценовые образования [Баранова, 1957; Томирдиаро, 1987]. Существенные изменения произошли и с рельефом. *Котловины выдувания*, как сохранившиеся структуры в современном рельефе, выделяются в виде озер и встречаются в основном в истоках рек. Так, в истоках р. Маят (пр. приток р. Анабар) котловины выдувания фиксируются в виде озер, соединенных между собой протоками (висками). *Желоба выдувания* образуют так называемые «травяные речки» с затрудненным стоком воды, которые наблюдаются в пределах первых 10–15 км практически всех водотоков исследуемой территории. *Поверхности выравнивания* отмечаются на водораздельных участках в виде обширных заболоченных участков.

Таким образом, из вышеизложенного следует, что эоловые процессы имели влияние на формирование четвертичных отложений исследуемой территории. Особенно интенсивно они проявились в эпохи четвертичных оледенений, тем самым отразились на формировании рельефа, характере и специфике отложений (наличие ветрогранников, малое количество пелитового материала и т.д.), а также на перераспределении и преобразовании золота, что подтверждается наличием золота с признаками эоловой обработки во всех водотоках исследованной территории.

В целом, роль эоловых процессов, связанных с эпохами похолоданий, в осадконакоплении и образовании россыпей до сих пор остается слабоизученной и в должной мере не учитывается при картировании четвертичных отложений. Комплексное исследование литологического, минералогического состава и строения средне-верхнечетвертичных образований, а также закономерностей распределения мелкого золота в этих отложениях позволит более корректно реконструировать геолого-геоморфологическую и климатическую обстановку осадконакопления и россыпеобразования в четвертичное время.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № -06-05-96112-р восток а и гранта Президента РФ № НШ-5324.2006.5

ЛИТЕРАТУРА

Баранова Ю. П. Геоморфологический очерк восточной части Колымской низменности // Материалы



по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР. Вып. 11. Магадан, 1957. С. 208–222.

Бобринский Н.Н. Об эолово-аллювиальных образованиях в бассейне низовьев р. Лены // Материалы по региональной геологии. М., 1962. С. 51–56.

Борщева Н.А. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1: 200 000 (Лист R-50-I, II – серия Оленекская). М., 1972.

Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Эпохи формирования россыпной золотоносности бассейна р. Экикт (Юго-восток Оленекского поднятия) // Отеч. геология. 2004б. №6. С. 3–6.

Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Россыпная золотоносность р. Маят (бассейн р. Анабар) // Отечественная геология. 2005б. № 5. С. 38–41.

Колпаков В.В. Эоловые четвертичные отложения приленской Якутии // Бюллетень комиссии по изучению четвертичного периода. М.: Наука, 1983. № 52. С. 123–131.

Красильщиков А.А. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200 000 (лист R 51-XI, XII – серия Нижне-Ленская). М.: Недра, 1967.

Лунгерсгаузен Г.Ф. Стратиграфия четвертичных отложений восточной части Сибирской платформы. Тр. Межвед. сов. по разр. унифициров. стратиг. схемы Сибири. Гостоптехиздат, 1957.

Лунгерсгаузен Г.Ф. Геологическая история Средней Лены и некоторые вопросы стратиграфии четвертичных отложений Восточной Сибири // Мат-лы Всесоюз. совещ. по изуч. четв. периода. 1961. Т. III. С. 50–53.

Никифорова З.С., Филиппов В.Е., Герасимов Б.Б. Влияние эоловых процессов на образование золотоносных россыпей в различные эпохи развития Земли // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 5. С. 517–528.

Никифорова З.С., Базилевская Р.В., Герасимов Б.Б. О находках рудного золота в бассейне р. Эбелях, северо-востока Сибирской платформы // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 48–53.

Тихогласов С.А. и др. Отчет о результатах работ на поиски месторождений золота и алмазов в бассейне рек Сололи, Таас Эйэкикт в 1983–86 гг. (в 2-х томах). Нюрба, 1986.

Филиппов В.Е., Никифорова З.С. Преобразование частиц самородного золота в процессе эолового воздействия // Докл. АН СССР. 1988. Т. 299. № 5. С. 1229–1232.

Цейдлер Н.А., Минаева Ю.И. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1: 200 000 (Лист R 51 –XVII, XVIII – серия Нижне-Ленская). М., 1969.

ПАЛЕОЭТАПНОСТЬ И СОБЕННОСТИ ПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО ПЕДОГЕНЕЗА НА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЕ

Н.И. Глушанкова

МГУ им. М.В. Ломоносова

В строении и поэтапном развитии лессово-почвенной формации в ряде восточноевропейских страторегионов по сумме геологических, палеопедологических, палеонтологических данных, а также результатов непосредственного прослеживания и корреляции выделенных горизонтов, имеющих черты принципиального генетического сходства, установлено девять горизонтов палеопочв, представлявших основной фон почвенных покровов в неповторимые эпохи интенсивного педогенеза на протяжении семи межледниковых и двух интерстадиальных этапов [Глушанкова, 2004].

Комплексное изучение морфологии и геохимических особенностей ископаемых почв, как результата преобладающего воздействия ведущих почвообразующих процессов и их сочетаний на разных этапах их развития, показало, что межледниковые почвенные покровы, аналогично современному покрову, формировались на водораздельных пространствах в условиях лесных, лесостепных и степ-

ных ландшафтов преимущественно суббореального почвенно-климатического пояса. Они составляли сложный зональный спектр почв, однако типологический состав, характер зональности и положение границ почвенных зон в отдельные эпохи среднего и позднего плейстоцена существенно отличались между собой и от современного состояния почвенного покрова в бассейнах Днепра, Оки, Дона, Средней Волги, Нижней Камы. Почвенный покров интерстадиальных эпох позднего плейстоцена отличался от современного однородностью в меридиональном направлении.

Три разновозрастные эпохи интенсивного педогенеза раннего плейстоцена охарактеризованы по материалам, полученным в бассейнах Сейма, Дона, Нижней Камы. Геологический возраст палеопочв надежно определен тираспольской микротериофауной, извлеченной из кротовин наиболее древней почвы в бассейне Дона, а также из перекрывающих и подстилающих аллювиальных отложе-



ний в бассейне Нижней Камы [Агаджанян, Глушанкова, 1989; Маркова, 1992; Ударцев, 1980].

Почвообразование в наиболее древнюю эпоху раннего плейстоцена (*михайловское время*) происходило на фоне достаточной тепло- и влагообеспеченности и характеризовалось высокой интенсивностью сопровождавших его процессов. Широкое распространение имели гидроморфные ландшафты с олуговелыми почвами. В почвенном покрове южной части равнины были развиты полигенетические красноцветные образования. В почвенном покрове разных этапов *ильинского межледникового* были развиты темноцветные луговые, лугово-лесные почвы. Формирование их сопровождалось процессами гумусонакопления, лессиважа, оглинения, поверхностного оглеения. Основным фон почвенного покрова на востоке равнины составляли разности, близкие современным луговым и лугово-степным почвам. В раннюю фазу формирования почвенного покрова в *мучканское межледниковье* преобладали лесные, олуговелые и слитые разности почв; в южной части равнины – почвы красноцветного облика, а на западе – буроземоподобные. Для формирования почв поздней фазы педогенеза, сопоставляемых с современными брүниземами, характерно сочетание процессов гумусонакопления, оглеения и признаков слабых элювиально-иллювиальных процессов на фоне значительной рубефикации. Суммируя материалы о раннеплейстоценовом педогенезе, можно подчеркнуть ряд его особенностей. Помимо отмеченных выше внутрипочвенного оглинения и ожелезнения, общим для них, независимо от условий рельефа, являлась гидроморфность или сезонная гидроморфность ландшафтов того времени, о чем свидетельствуют признаки олуговелости почти всех палеопочв Восточно-Европейской равнины, как результата существовавшей в раннем плейстоцене определенной физико-географической обстановки.

Разрез лессово-почвенной серии среднего плейстоцена (окско-днепровского интервала) венчают отложения днепровского возраста, представленные мореной в бассейнах Десны, Верхней Оки; типичными лессами – в бассейнах Сейма, Дона; лессовидными суглинками – в бассейнах Средней Волги, Нижней Камы. Проведенное исследование убеждает в возможности выделения на палеопедологической основе трех типологически отличных, разновозрастных горизонтов ископаемых почв, составлявших основной фон почвенных покровов в различные эпохи интенсивного педогенеза в среднечетвертичное время. Формирование почвенных покровов в отдельные эпохи происходило под воздействием довольно контрастных биоклиматических условий, которые неоднократно и направленно менялись. Наиболее четко эти изменения выражены в почвенных покровах,

сформированных в пределах бассейнов Сейма, Оки. Восточнее и южнее этих регионов наблюдается некоторое сужение диапазона и динамики ландшафтных изменений, что отразилось на характере древнего почвообразования.

В почвенном покрове *лихвинского межледникового* на территории древней лесной зоны доминировали текстурно-дифференцированные почвы с элювиально-иллювиальным профилем; на территории лесостепи преобладали текстурно-дифференцированные оглиненные почвы с признаками лессиважа, древние аналоги бурых лесных лессивированных, выщелоченных черноземов. Заметную роль в их развитии играли процессы оглинения *in situ* и аккумуляции карбонатов. Черты полигенетичности с признаками усиления гумусообразования на более поздней стадии формирования несут палеопочвы на территории бассейнов Оки, Верхнего Дона. На границе лесостепи и степи в почвенном покрове были развиты почвы, близкие современным черноземам.

Почвенный покров *постлихвинской, каменской эпохи* характеризуется преобладанием текстурно-дифференцированных почв – дерново-подзолистых, серых лесных – в раннюю фазу развития, бурых лесных лессивированных в позднюю фазу педогенеза – на севере равнины. Ведущую роль в их формировании играл комплекс элювиально-иллювиальных процессов, к которому южнее присоединилось оглинение *in situ* и гумусообразование. Основным фон почвенного покрова в центре и на востоке равнины составляли серые лесные, бурые лесные лессивированные, черноземовидные почвы луговых степей, выщелоченные черноземы. В заключительную, *роменскую эпоху*, среднеплейстоценового почвообразования формировались почвы с монокристаллическим профилем без признаков иллювиации материала, в различной степени оглеенные и криотурбированные. Пространственная неоднородность почв, генетические особенности которых специфичны, менее отчетливо выражена по сравнению с почвами более древних среднеплейстоценовых эпох. На юго-западе равнины им свойственна значительная выветрелость минеральной массы, оглинение, аккумуляция углекислых солей на фоне слабого гумусонакопления. Это сближает их с современными коричневыми почвами субаридных средиземноморских ландшафтов.

В позднем плейстоцене педогенез становится умеренным, относительно аридным и континентальным. В *микулинское межледниковье* на значительной территории Восточно-Европейской равнины преобладало лесное суббореальное почвообразование, при активном участии процессов лессиважа, оглинения, поверхностного оглеения. Наблюдается значительное расширение к югу лесной зоны. Ос-



новой фон почвенного покрова в ней составляли почвы, возможные аналоги современных лувисолой, а на юго-западе – бурых лесных лессивированных, бурых лесных псевдоглеевых почв. В лесостепи почвенный покров этого времени характеризовался сложным строением. Он представлен комбинациями западинных почв с резко дифференцированным по элювиально-иллювиальному типу профилем и почв лугово-черноземного генезиса. Степная зона была редуцирована, площадь ее сократилась вдвое. Она трансформировалась в лесостепь, а черноземные почвы занимали пространства на самом юге равнины. Генетические свойства, а также закономерности географического размещения почв микулинского межледниковья обнаруживают принципиальное сходство с современной эпохой.

Тенденция смены характеров почвообразования в теплые эпохи плейстоцена (в циклы почвообразования) была направлена от гумидного вначале к аридному в конце каждой эпохи.

Крутицкий интерстадиал является относительно теплой гиперзональной эпохой, характер и направление педогенеза которой были, вероятно, однотипны на значительных пространствах. Почвенный покров ранневалдайского интерстадиала, в составе которого преобладали почвы дерново-черноземного генезиса открытых остепненных ландшафтов, отличался монотонностью. В формировании своеобразных почв, аналоги которых в современном почвенном покрове отсутствуют, доминировали процессы гумусонакопления. В ранневалдайскую эпоху наблюдается деградация лесной зоны, ослабление структуры природной зональности, гомогенность в строении почвенного покрова, отражающие гиперзональный характер природной среды этого этапа позднего плейстоцена.

Брянский интервал является эпохой совершенно особого типа. В это время в почвенном покрове формируются дерново-мерзлотно-глеевые почвы континентального холодного климата с особой системой закономерностей географического размещения, отражающих провинциальные изменения увлажнения. Специфической чертой природных условий этой эпохи является полная деградация почв лесного генезиса как зонального элемента. Климат заключительного этапа брянского интервала максимально приблизился к климату ледниковых эпох.

В отличие от теплых межледниковых эпох и относительно теплых интерстадиальных, в холодные эпохи плейстоцена формирование полнопрофильных палеопочв не происходило. Уровни слабого почвообразования, фиксируемые в лессовых толщах, в частности в днепровском лессе, представлены относительно гумусированными прослоями, имеющими примитивное строение слабо выраженного

профиля, диагностические признаки которого в значительной мере стерты диагенетическими процессами в хорошо аэрируемых лессовых толщах.

Древние почвенные покровы в отдельные теплые (межледниковые) эпохи характеризовались различной зональной структурой, в значительной степени отличной от зональности современного почвенного покрова. Относительно четкая почвенная зональность, по сравнению со слабо дифференцированной раннеплейстоценовой, границы которой отличались от современной, устанавливается в лихвинское межледниковье. Наиболее отчетливая и близкая современной организация почвенного покрова наблюдается в последнепровское время. В микулинское межледниковье, как и в современном почвенном покрове, южнее зоны лесных почв существовала переходная, лесостепная зона, где наряду с почвами лесного генезиса были распространены степные и лугово-степные почвы. Однако в целом география почв этого времени существенно отличалась от современной значительным расширением зоны лесных почв в южном направлении. Северная граница леса продвигалась далее на север на 200–300 км, вытесняя тундровый пояс. На 500–600 км перемещалась к югу лесостепь, замещающая здесь степные пространства. Пояс степных почв сокращался почти вдвое. Лишь на востоке, в бассейнах Средней Волги, Нижней Камы пояс распространения степных почв снова расширялся, оттесняя к северу южную границу лесных почв. Особенности строения почвенного покрова микулинского межледниковья свидетельствуют об увеличении по сравнению с настоящим временем океаничности климата в Восточной Европе, когда зона лесных почв значительно продвинулась на юг, заметно оттеснив степную зону.

В степную фазу почвообразования во время крутицкого интерстадиала не столь отчетливо прослеживаются широтные изменения почв, как в микулинское межледниковье и современный период на тех же территориях. Наблюдается усреднение почвенной зональности с наибольшим распространением в это время почв черноземно-дернового генезиса, прослеживаемых на значительных пространствах Восточно-Европейской равнины. Из этого следует, что коренное отличие этой эпохи заключалось не только в общей выравненности условий, но и в принципиально иной зональной структуре по сравнению с микулинским временем и современным этапом. Широтная зональность почв в брянское время была выражена значительно слабее, чем в современности. Возможно, это объясняется усредняющим воздействием мерзлоты на педогенные процессы.

В холодные (ледниковые) эпохи наблюдается существенное упрощение зональной природной структуры. В это время вместо полизональной системы, свойственной межледниковьям, образуется



единая (или слабо дифференцированная) область со сходными биоклиматическими особенностями – гиперзона [Величко, 1973].

Формирование современного почвенного покрова, начатое в переходную эпоху от позднего плейстоцена к голоцену, происходило на фоне существенных изменений природной среды: от холодных перигляциальных условий позднеледниковья, до условий с высокой тепло- и влагообеспеченностью в середине голоцена, и к более низкому уровню термообеспеченности современного этапа. Мерзлотный педогенез, свойственный ледниковым эпохам, сменился интенсивным почвообразованием, характерным для межледниковий и послеледниковья (голоцена).

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Стратиграфия и палеогеография бассейнов Днепра, Дона, Средней

Волги // Четвертичный период. Стратиграфия. М.: Наука, 1989. С. 103–113.

Величко А.А. Природный процесс в плейстоцене. М.: Наука, 1973. 256 с.

Глушанкова Н.И. Развитие почвенного покрова в плейстоцене // Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. Дом «Городец», 2004. С. 538–560.

Маркова А.К. Плейстоценовые фауны млекопитающих Восточной Европы // Структура, динамика и эволюция природных геосистем. Ч. 3. Природная среда в плейстоцене. М.: Изд. Дом «Городец», 2004. С. 583–598.

Ударцев В.П. К вопросу о соотношении покровных и ледниковых комплексов Окско-Донской равнины // Возраст и распространение максимального оледенения Восточной Европы. М.: Наука, 1980. С. 20–72.

СПЕЦИФИКА ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ ОСАДОЧНОГО МАТЕРИАЛА ПРИ НАКОПЛЕНИИ ОТЛОЖЕНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕНА–ГОЛОЦЕНА СЕВЕРНОГО КАСПИЯ И ПРИКАСПИЯ

О.В. Голованова

ГИН РАН

Четвертичные отложения Прикаспийского региона с комплексных позиций впервые были охарактеризованы Астраханской гидрогеохимической партией МГУ по материалам собственных работ и фондовым данным (неопубликованные материалы Л.Ф. Кривко, А.Е. Лютицкого) [Питьева, Газенко, Голованова и др., 1993]. Получены литологические, гранулометрические, минералого-геохимические, водно-физические, геофильтрационные и геомиграционные характеристики пород на территории Астраханского Газоперерабатывающего Комплекса (площадью около 1600 км²).

В районе исследования распространены бакинские (Q_I), хазарские (Q_{II}) и хвалынские (Q_{III}) песчано-глинистые отложения плейстоцена общей мощностью свыше 150 м. Приблизительно на половине площади территории, хвалынские отложения перекрываются эоловыми отложениями голоцена (непостоянной, в среднем 5 м мощности, в основном песчаными, с редкими прослоями суглинков). Редко встречаются хемогенно-озерные отложения, приуроченные к соровым и солончаковым понижениям (с 1–5 см корочкой соли на поверхности, широкого литологического спектра – от песков до глин, около 2–3 м мощности). В пределах Волго-Ахтубинской

поймы распространены аллювиальные отложения (в пойменной, русловой и старичной фациях).

За пределами Волго-Ахтубинской поймы, т.е. на большей части исследуемой территории, все литологические разности (по данным фаунистического анализа из неопубликованных материалов Лютицкого) обогащены раковинным материалом в виде обломков и целых форм морских представителей (родов *Dracena* и *Digasna*).

Литологический состав изучаемых отложений весьма разнообразен. По данным полевого исследования керн, они, в целом, аналогичны морским, относительно мелководным образованиям, описанным в работах Н.М. Страхова [1953, 1956], Н.В. Тагеевой и М.М. Тихомировой [1962], Ю.П. Хрусталева [1978], В.Н. Холодова с соавторами [1989], Ю.Н. Гурского [2003] и многих других. Это мелкозернистые, алевроитистые (реже среднезернистые) пески и супеси, разнообразные суглинки, алевроитистые и опесчаненные глины, с примесью песчаного и алевроитового материала в виде прослоев и линз и (реже) алевроиты. По цвету, в хвалынских отложениях преобладают желтые и бурые оттенки. Хазарские и бакинские отложения чаще светло- и темно-серые, реже бурые.



Изучаемые отложения, особенно глинистые разности, обогащены *продуктами аутигенного минералообразования* при окислительном и восстановительном диагенезе. Чаще всего встречаются окислы железа и марганца. В то же время, в породах содержится пирит и другие сульфиды. Не редки и гнезда мучнистого, белого (иногда желтого), кристаллического гипса. Последняя разновидность морфологически представляет собой единичные кристаллы и друзы (чаще мелкокристаллические), встречаются включения и в виде розочек (до 5–6 см в диаметре).

Минералогический состав изучаемых отложений, установленный по данным комплекса методов (термического, рентгенографического (рентгеновской дифрактометрии), химических методов фазового анализа) довольно устойчив. Изменяются, главным образом, количественные соотношения. Пески, в основном, являются кварцевыми, содержат в различных соотношениях плагиоклаз и микроклин (соответственно от 4 до 12% и от 1 до 19%). Глины представлены гидрослюдой (до 65%), монтмориллонитом (до 30%) и каолинитом (5–10%), присутствуют иллит (2–6%), хлорит (2%). Глинистая фракция песков отличается присутствием мусковита. Во всех образцах имеется кальцит (до 0,5–1%, редко до 7%), гидроокислы железа (0,5–1%). Доломит встречается редко (0,6%). Концентрация гипса в песках составляет до 0,5%, в глинах – более 1,5%.

Комплекс водорастворимых соединений охарактеризован по данным анализа водных вытяжек. Солевой состав получен термодинамическим моделированием (неопубликованные данные Астраханской партии МГУ). В зоне аэрации общая минерализация водных вытяжек песков составляет 0,07–0,17 г/л, в их химическом составе преобладают гидрокарбонаты и сульфаты кальция. С глубиной наблюдается увеличение концентраций сульфатов и хлоридов магния и натрия. В зоне полного водонасыщения химический состав изменяется с $\text{HCO}_3\text{SO}_4\text{CaMgNa}$ на ClSO_4NaMg . Минерализация увеличивается более чем в 2–10 раз. Водорастворимые соединения, извлеченные из представителей всех литологических разностей пород, по распространенности (в %) составляют следующий ряд: NaCl , KCl (100) > Na_2SO_4 (86) > CaSO_4 (62,5), $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (53), CaCO_3 (47) > NaHCO_3 (37), MgSO_4 (33,3).

Состав и концентрации микрокомпонентов в породах установлены по данным спектрального приближенно-количественного анализа. Обнаружены: Ti, Cu, Ni, Mn, Cr, Pb, Co, V, Ga (> 95% образцов); В (88%), Zr (66%); Ba, Sn, Sr (30–40%); Zn, Ge (10–20%); Mo, Ag (< 2%). В песках чаще встречаются: Ti, Zr, Pb, Cr, Sn, в глинах – Ti, Mn, Ni, Pb, Ge, Ga, V, В. Такие микроэлементы, как Be,

Bi, W, Sb, Cd, Sc, As, Nb, Ta, Tl, Y, La, Ce в породах не обнаружены.

По данным анализа гранулометрического состава 199 образцов песков (с подготовкой по П.Ф. Мельникову), отобранных с глубин до 30 м, в подавляющем большинстве (89,5%) случаев, более 50–90% составляет содержание фракции мелкозернистых песков. Содержание частиц алевритистой и глинистой размерности (<0,1 мм) – более 40%, а в ряде (9%) случаев – более 50–90%. При этом содержание фракции 0,25–0,1 мм – всего 10–50%. Лишь в 1,5% случаев более 40–50% составляет содержание фракции среднезернистого песка (0,25–0,5 мм). Таким образом, по гранулометрическим характеристикам изучаемые песчаные отложения являются мелкозернистыми и алевритистыми, а в ряде случаев (9%) это, скорее, уже алевриты [Систематика и классификация..., 1998].

По данным анализа гранулометрического состава глинистых пород (621 образец), отобранных с глубин до 50 м, в 74,2% случаев они могут быть охарактеризованы как алевритово-глинистые, в 19,2% случаев – смешанного алевритового и глинистого состава (нет фракции > 50%), в 5% случаев – это алевриты. Только в 1,6% случаев – это, собственно, глинистые породы [Систематика и классификация..., 1998].

Имея в виду генетически обусловленную взаимосвязь между литологическим и гранулометрическим составом пород, автором выделены следующие их литолого-генетические типы: 1 – песков; 2 – супесей; 3 – тяжелых суглинков, легких и средних глин и 4 – тяжелых глин. Породы определенного литологического состава имеют строгую (обусловленную закономерностями осадконакопления) характеристику по процентному соотношению гранулометрических фракций. В свою очередь порода определенного гранулометрического состава характеризуется комплексом определенных характеристик ее состава и свойств. Такая порода и представляет литолого-генетический тип. Гранулометрические, минералого-геохимические, водно-физические и прочие характеристики пород выделенных типов имеют заметные различия (Голованова О.В., 1995).

Максимальная молекулярная влагоемкость пород типа песков в среднем составляет 6,2%, супесей – 11,6%, тяжелых суглинков, легких и средних глин – 20,9% и глин – 23,4%. Обменные катионы песков составляют ряд $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na}$, глин – $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg}$. Емкость обмена – 8,52; 10,14; 34,56 и 41,0 мг-экв/100 г. Минерализация водных вытяжек – соответственно: 0,43; 0,51; 0,69 и 0,95 г/л. Химический состав (по классификации К.Е. Питьевой) – $\text{SO}_4\text{HCO}_3\text{ClNaMgCa}$, $\text{ClHCO}_3\text{SO}_4\text{NaMgCa}$, ClSO_4NaMg и ClNa . Концентрации микроэлементов возрастают: Ti – в сотни раз



(300, 400, 6000, 7000 г/т), Mn – в десятки раз (65,5; 77,0; 615,0; 698,6), Ni – в 6–9 раз (7,5; 8,1; 60,7; 60,0), Pb, Ge – в 7 раз (первый, соответственно 2,2; 2,8; 14,0; 14,6; второй – 0,25; 0,4; 1,6; 2,1), Ga – в 4–5 раз (2,6; 3,0; 11,0; 11,9).

Строение геологического разреза изучаемых отложений весьма сложно. Распределение пород различного литологического состава в плане и разрезе в целом производит впечатление хаотичности. Слои, представленные относительно однородными в литологическом отношении породами характеризуются значительностью участием пород другого литологического состава в виде прослоев и линз, мощностью от сантиметров до первых метров. Часты выклинивания (как преимущественно песчаных, так и преимущественно глинистых) слоев на коротких (первые метры) расстояниях.

Наиболее детально (более 550 образцов по 150 скважинам) изучен верхний слой песчаных пород ($Q_{III}-Q_{IV}$). Он представлен различным соотношением представленных выше литолого-генетических типов («глинистых» – в виде прослоев). Полученные данные представляют **наличие зависимости гранулометрического состава песков** верхнего ($Q_{III}-Q_{IV}$) слоя **от его мощности**. Только при мощности слоя более 15 м, в нем обнаружены среднезернистые пески (10% случаев). С уменьшением мощности от более 15 м до менее 2,5 м, в целом, % содержание фракции <0,1 мм возрастает, а 0,25–0,1 мм – уменьшается. Мелкозернистые пески встречаются: при мощности слоя более 15 м – в 80% случаев, от 15 до 7,5 м – в 16% случаев. Песок мелкозернистый, алевритистый и алевритово-илистый встречается при мощности слоя более 15 м – менее, чем в 10% случаев; от 15 до 7,5 м – в 84% случаев; от 7,5 до 2,5 м – в 90% случаев и менее 2,5 м – в 63% случаев. Алевриты песчанистые и илистые встречаются (10%) при мощности слоя от 7,5 до 2,5 м. При мощности слоя менее 2,5 м значительным становится содержание алевритов – 37%.

Анализ полученных данных позволяет установить еще одну очень важную закономерность. Уменьшение мощности песков рассматриваемого слоя сопровождается уменьшением проницаемости этих песков и, напротив, увеличением доли связной воды в них и значений емкостных характеристик. При широкой изменчивости, ясно обозначаются определенные пределы изменчивости водно-физических и геофильтрационных характеристик песчаных пород в зависимости от содержания фракций >0,25 мм и <0,1 мм.

Так, при содержании в породе >40–50% фракции >0,25 мм (порода при этом по классификации современных морских осадков называется среднезернистым песком) естественная влажность составляет

менее 20%, максимальная молекулярная влагоёмкость – менее 1–2%, коэффициент фильтрации – более 10 м/сут. При содержании в породе >50% фракции 0,1–0,25 мм, остальные <50% – фракция <0,1 мм (песок мелкозернистый, алевритистый и алевритово-илистый) естественная влажность составляет от 20 до 50%, максимальная молекулярная влагоёмкость – от 1 до 15%, коэффициент фильтрации – от 1 до 10 м/сут. При содержании в породе >40–50% фракции <0,1 мм (алеврит, алеврит песчанистый, илистый) естественная влажность составляет более 50%, максимальная молекулярная влагоёмкость – более 15%, коэффициент фильтрации – менее 1 м/сут).

Таким образом, **наиболее значимые изменения фильтрационных и емкостных свойств изучаемых песчаных пород ($Q_{III}-Q_{IV}$) определяются содержанием фракций >0,25 мм и <0,1 мм**, зависящим, в свою очередь, от мощности слоя данных пород.

В химическом составе подземных вод, приуроченных к водоносным песчаным отложениям рассматриваемого слоя, также прослеживаются отличия в зависимости от его мощности. Относительно слабоминерализованные воды (<20 г/л, $ClSO_4HCO_3NaMgCa$ и $ClSO_4NaMg$ состава) чаще встречаются при мощности пласта песчаных отложений верхнего плейстоцена более 15 м. В пределах распространения пласта, мощностью менее 2,5 м преимущественно встречаются наиболее минерализованные воды (>35 г/л, $ClSO_4NaMg$ состава).

Вниз по разрезу количество наблюдений резко падает, однако полученные данные весьма показательны. Интерпретацией опытно-фильтрационных работ (20 откачек) охарактеризован водоносный пласт, приуроченный к песчаным отложениям среднего плейстоцена (Q_{II}). В пласте Q_{II} выявляется нелинейный характер зависимости проводимости от мощности. Это связано с зависимостью коэффициента фильтрации пород от мощности пласта, а именно – с закономерным его увеличением при увеличении мощности (рис. 1).

Специальных исследований для выявления закономерностей в изменчивости гранулометрических и других характеристик пород глинистых слоев не проводилось.

Полученные зависимости состава и свойств песчаных пород слоев среднего и верхнего плейстоцена от их мощности и выявленные тенденции изменения химического состава подземных вод, по всей видимости, являются генетически обусловленными. Вероятнее всего они объясняются различиями транспортирующей способности стокового течения крупной реки (Волги) в процессе осадконакопления.

По представленным выше данным фаунистического анализа и минералого-геохимической характеристике, изучаемые отложения (в большинстве своем)

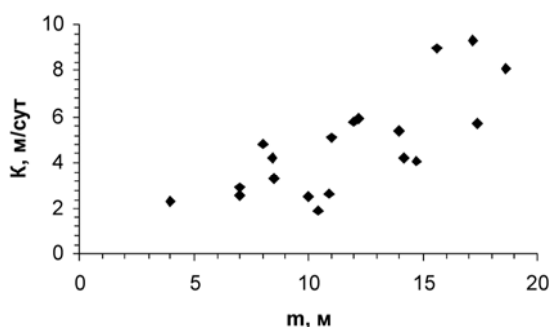


Рис. Взаимосвязь коэффициента фильтрации и мощности пласта Q_{II} .

сформированы в морском бассейне пониженной солености. По литологическому составу они наиболее близки современным фациям авандельты (пески, глины) и относительно неглубоководной области шельфа (глины). По данным исследования гранулометрического состава, отложения территории исследования соответствуют современным отложениям авандельты и мелководной области шельфа.

Специфика плейстоцен-голоценового седиментогенеза в Каспийском морском бассейне проявляется, в частности, в высокой скорости и значительности абсолютной массы осадков (в среднем более 100 см за тысячелетие), в резком преобладании терригенных и биогенных их типов. Относительно данного исследования, особенно следует отметить **специфику нарушения механической дифференциации осадочного материала** в мелководной Северной части моря, в областях влияния стока крупных рек, при лавинной седиментации и др. Накопление осадков широкого литологического спектра с резко выраженной пространственной неоднородностью в целом обусловлено неоднозначностью **совместного воздействия морских факторов** (волнения, течений, сгонно-нагонных явлений и др.) и **факторов стока** (интенсивности стокового течения и др.).

Проведенные исследования показывают, и то, что при общем нарушении механической дифференциации осадочного материала в изучаемых от-

ложениях четко прослеживается его «местная» дифференциация, связанная с изменениями транспортирующей способности стокового течения, явно представляемая приведенными данными: зависимостью комплекса состава и свойств пород (литолого-генетических типов) от мощности слоя, наличием зависимости гранулометрического состава слоев песков от их мощности и др.

ЛИТЕРАТУРА

- Голованова О.В. Схематизация водоносного комплекса сложного строения // Вестник МГУ. Сер. 4, геология. 1995. № 3. С. 61–68.
- Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 1 Методы изучения и процессы формирования химического состава иловых вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого, Балтийского морей. М.: ГЕОС, 2003. 331 с.
- Каспийское море: Проблемы седиментогенеза / Холодов В.Н., Хрусталеv Ю.П., Лубченко И.Ю. и др. М.: Наука, 1989. 182 с.
- Питьева К.Е., Газенко Н.В., Голованова О.В. и др. Методическое руководство по созданию экологического мониторинга за гидрогеологическими и гидрологическими условиями в районах месторождений газовой промышленности. М.: ИРЦ Газпром, 1993. 142 с.
- Страхов Н.М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953. № 5. С. 12–49.
- Страхов Н.М. К познанию диагенеза // Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Львов. гос. ун-т, 1956. Кн. 3/4. С. 7–26.
- Тагеева Н.В., Тихомирова М.М. Геохимия поровых вод при диагенезе морских осадков. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 246 с.
- Хрусталеv Ю.П. Закономерности современного осадконакопления в Северном Каспии. Ростов н/Д: Изд-во Ростов. ун-та, 1978. 208 с.
- Хрусталеv Ю.П. Закономерности осадконакопления во внутриконтинентальных морях аридной зоны. Л.: Наука, 1989.



ПЕРСПЕКТИВЫ И ТРУДНОСТИ СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ПЛИОЦЕН-ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АРКТИКИ ПО КАРБОНАТНЫМ ПЛАНКТОННЫМ МИКРООРГАНИЗМАМ

Л.А. Головина, М.Е. Былинская

Геологический институт РАН, Москва, golovina@ginras.ru

Глубоководное бурение в океанах, начавшееся в 1968 году, показало огромную роль планктонных организмов для определения возраста и условий образования осадков. На основе данных глубоководного бурения были разработаны и успешно применяются зональные шкалы по различным палеонтологическим группам, среди которых наннофоссилии и планктонные фораминиферы являются одними из наиболее информативных для стратиграфии кайнозойских отложений. Детальные биостратиграфические исследования плиоцен-четвертичных отложений северной половины Атлантики по известковому планктону, проведенные авторами на основе материалов глубоководного бурения проектов DSDP и ODP, а также глубоководных колонок, полученных научно-исследовательскими судами Российской Академии Наук, позволили изучить границы применения низкоширотной стратиграфической шкалы по планктонным фораминиферам и наннопланктону и определить степень ее детальности в разных климатических поясах Атлантического океана. Было показано, что зональные подразделения этих групп субглобальны и прослеживаются от экваториальных областей до умеренных широт включительно (хотя и с меньшим разрешением), обеспечивая надежную корреляцию изучаемых отложений как в океанических, так и в наземных разрезах. В Северной Атлантике на широте 56° еще возможно зональное расчленение отложений по планктонным фораминиферам и наннофоссилиям (рис.).

На широте 63° юго-западнее Исландии в четвертичных отложениях все еще присутствуют около 11 видов планктонных фораминифер, причем в отдельные теплые интервалы плиоцена–квартера сюда проникали даже зональные таксоны *Globorotalia margaritae*, *G. crassaformis*, *G. truncatulinoides* [Былинская, Головина, Крашенинников, 2002]. В Норвежском море количество таксонов сокращается до нескольких видов, а в Северном Ледовитом океане присутствуют, как правило, один–два вида планктонных фораминифер. Основным инструментом стратиграфического расчленения здесь является циклическая смена литологического состава осадков при вспомогательной роли органических

остатков. Главную роль тут играют бентосные фораминиферы, некоторые виды которых могут служить маркерами для расчленения и корреляции. Так, в осадках хребтов Нортвинд, Менделеева и Ломоносова выделяются маркирующие горизонты с *Bulimina aculeata*, *Oridorsalis tener*, *Epistominella exigua* и *Nuttalides umboniferus*, которые отсутствуют в современных осадках полярного бассейна и свидетельствуют об иных гидрологических и климатических условиях, существовавших в прошлом [Polyak et al., 2004]. В голоценовых осадках хребта Ломоносова обнаружена разнообразная голоценовая ассоциация наннопланктона с преобладанием *Emiliania huxleyi*. Наличие известковых наннофоссилий в центральной части Северного Ледовитого океана, всего лишь в 180 км от Северного полюса, связывается с проникновением теплых атлантических вод в период голоценового климатического оптимума, возраст которого оценивается от 9 до 5 тыс. л.н. [Darby et al., 2005].

Проникновение известкового планктона в арктические моря в плиоцен-четвертичное время связано с изменением океанической циркуляции, обусловленной как завершением морфоструктурного оформления глубоководного Арктического бассейна и его шельфов, так и глобальными изменениями климата. Стратиграфия плиоцена/квартера осложняется бедностью сохранившихся биотических остатков и более сложным строением по сравнению с миоценовыми отложениями. Для плиоцен-четвертичных осадков характерны цикличность, многочисленные внутрицикловые несогласия, свидетельствующие о неоднократных смещениях береговой линии, многофазовость трансгрессий, наличие осадков, свидетельствующих о нарастающем во времени преобладании гляциоморского осадконакопления [Зархидзе, 1992]. Однако, несмотря на то, что в полярных и субполярных районах известковый планктон теряет свою стратиграфическую ценность, а большую роль играют микроорганизмы с кремневым скелетом, выявление в разрезе уровней с известковой микрофлорой и микрофауной позволяет фиксировать палеоклиматические и палеогидрологические особенности развития Арктического бассейна. Установлено, что миграция Арк-

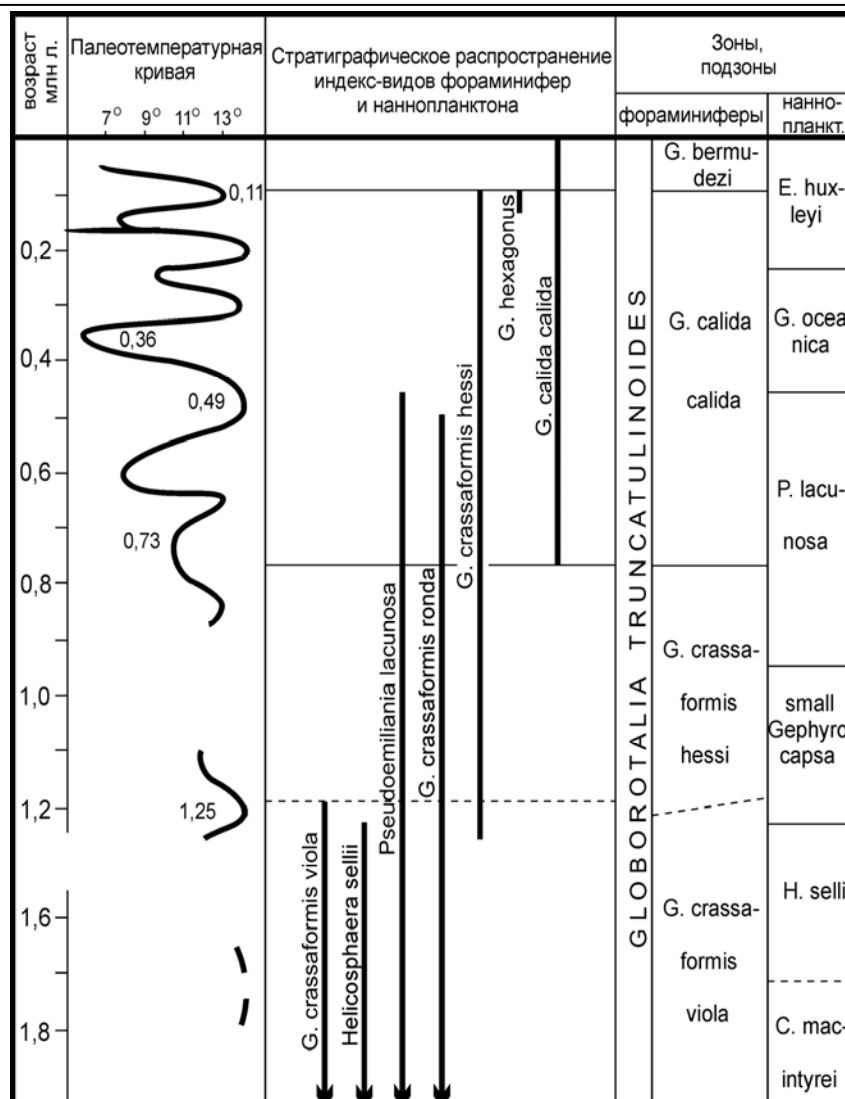


Рис. Карбонатный планктон и суммарная палеотемпературная кривая в скв. 403–406 DSDP. Цифры указывают экстраполированный возраст климатических пиков (млн. лет)

тического Полярного фронта хорошо прослеживается в Баренцевом море по увеличению продуктивности дитомовых ценозов [Полякова, 1997], а в Норвежском море и по количественным вариациям комплексов наннопланктона и планктонных фораминифер [Gard, Crux, 1991].

Исследования планктонных известковых групп в четвертичных отложениях высоких широт Арктического бассейна дает возможность выявить не только закономерности развития комплексов наннофлоры в высоких широтах, но и решать вопросы детального биостратиграфического расчленения осадков последних 500 тысяч лет. Разработанная по наннопланктону в конце прошлого века шкала Г. Гард [Gard, 1988] для арктических широт убедительно показала достаточно высокий стратиграфический потенциал этой группы для стратиграфии плейстоценовых и голоценовых отложений. Авто-

ром предлагалось использовать данные по первому и последнему присутствию стратиграфически важных видов наннопланктона и уровней расцвета некоторых космополитных форм совместно с сопоставлением этих уровней с изотопно-кислородными стадиями от 1 до 13. Такой подход позволил обосновать 11 зональных подразделений, часть из которых (например, 10, 8, 6 и частично 4-я зоны) совершенно лишены наннопланктона. Корреляция уровней появления некоторых стратиграфически важных видов со стадиями изотопно-кислородной кривой в настоящее время подтверждается рядом данных по изучению литологически выдержанных циклических отложений.

Выявление коррелятивных уровней с известковым планктоном является основной задачей биостратиграфических исследований донных осадков, поднятых гравитационными трубками большого



диаметра в 24-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» в 2006 году вблизи побережья Шпицбергена. Предварительное изучение осадков в рейсе показало высокое содержание карбонатов в отдельных горизонтах вскрытой 6-метровой толщи осадков, что позволяет надеяться на присутствие известкового планктона (фораминифер и нано-планктона) в отдельных горизонтах разреза. Детальное изучение комплексов микрофлоры и микрофауны позволит выявить синхронность или асинхронность развития комплексов кремневого и известкового планктона микрофауны и микрофлоры на фоне региональных и глобальных палеоклиматических и палеогидрологических флуктуаций, проследить особенности формирования четвертичных толщ различного генезиса в изучаемом районе.

Биостратиграфические исследования материалов 24-ого рейса НИС «Академик Страхов» поддержаны РФФИ 06-05-640-49а.

ЛИТЕРАТУРА

Былинская М.Е., Головина Л.А., Крашенинников В.А. Зональная стратиграфия плиоцен-четвертичных отложений северной половины Атлантического

океана по известковому планктону. М.: Научный мир, 2002.

Зархидзе В.С. Палеогеновая и неогеновая история развития Северного Ледовитого океана // Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Материалы чтений памяти В.Н. Сакса. Книга 2. СПб, 1992. С. 6–28.

Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997.

Darby D., Jakobsson M. and Polyak L. Icebreaker expedition collects key Arctic seafloor and ice data. 2005. EOS, 86 (52). P. 549–552.

Gard G. Late Quaternary Calcareous Nannofossil Biozonation, Chronology and Paleooceanography in areas north of the Faeroe-Iceland Ridge. 1988. Quaternary Science Reviews, 7. P. 65–78.

Gard G., Crux J.A. Preliminary results from Hole 704: Arctic-Antarctic correlation through nannofossil biochronology. 1991. Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. Vol. 114. P. 193–200.

Polyak L.V., Curry W.B., Darby D.A. et al. Contrasting glacial/interglacial regimes in the western Arctic Ocean as exemplified by a sedimentary record from the Mendeleev Ridge // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2004. 203. P. 73–93.

ПАЛЕОЛАНДШАФТЫ И ПАЛЕОКЛИМАТЫ ГОЛОЦЕНА НА ЕВРОПЕЙСКОМ СЕВЕРО-ВОСТОКЕ РОССИИ ПО ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Ю.В. Голубева

Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар

В голоцене происходила неоднократная смена растительности в периоды потепления и похолодания. На Европейском Северо-Востоке выделяются три интервала с теплыми климатическими условиями, когда лесные формации занимали почти всю территорию. Это раннебореальное, позднеатлантическое и среднесуббореальное потепления, главным из которых являлось позднеатлантическое [Никифорова, 1980]. Эти же периоды потепления выделены и для Кировской области [Прокашев, Жуйкова, Пахомов, 2003], Карелии [Арсланов, Савельева, Климанов, 2002] и других регионов.

С целью проследить изменения природных условий в голоцене: экологическую обстановку и растительный покров, обусловленные динамикой климатических условий, на рассматриваемой территории палинологическим методом были изучены разрезы в бассейнах рек Вычегды, Локчи и Лузы (юг Республики Коми), а также в бассейнах

Пинеги, Виледи и Северной Двины (Архангельская область). На основе методики палеоклиматических реконструкций по спорово-пыльцевым данным [Климанов, 1985], получены количественные характеристики климата – количества осадков и среднеиюльские температуры [Никифорова, 1980, Андреичева, Братущак, Марченко-Вагапова, 2006]. Наряду с этим, для голоценовых отложений проведено радиоуглеродное датирование в Геологическом институте РАН (лаборатория Л.Д. Сулержичского) и в Институте географии РАН (лаборатория О.А. Чичаговой).

Для голоцена Европейского северо-востока России Л.Д. Никифоровой были выделены пять климатических периодов: пребореальный, бореальный, атлантический, суббореальный и субатлантический. Нам голоцен изученной территории удалось подразделить на бореальный, атлантический и суббореальный климатические периоды.



В отличие от последующих периодов, бореальный период (8000–9200 лет назад) в пределах данной территории изучен слабо. Так, на юге Республики Коми он выделен лишь в одном разрезе Парч, бассейн р. Вычегды [Мариева, 2000]. Во время *раннебореального* потепления здесь произошло распространение березовых лесов с елью, сосной и единичными широколиственными породами. На западе территории роль господствующей зональной формации играли темнохвойные леса, на что указывает значительное содержание в осадках раннебореального времени пыльцы ели (30–40 %). Северная граница этих лесов располагалась около 64° с.ш. Широкое распространение темнохвойных лесов произошло приблизительно 8700 лет назад. Впервые в отложениях голоцена Архангельской области (р. Пинега) появляется пыльца вяза, липы, лещины. Среднемесячная температура июля здесь составляла 15,5–17,5°C, количество осадков достигало 550–600 мм. Эти показатели сохранялись и для восточной части изученной территории.

В конце бореального периода отмечено кратковременное, но сильное похолодание. Темнохвойные леса в бассейне Вычегды приобретают осветленный северотаежный облик. Средняя температура июля понизилась по сравнению с ранним бореалом примерно на 2°C.

Атлантический климатический период (5000–8000 лет назад) выделен во всех изученных обнажениях юга Республики Коми. В Архангельской области атлантический период был установлен в бассейне Северной Двины. Этот период характеризуется как теплый и влажный.

В раннеатлантическое время широкое развитие получили еловые леса с сосной, березой и широколиственными породами (темнохвойные леса среднетаежного типа). Среднемесячная температура июля составляла около 16°C.

В середине атлантического периода произошло незначительное похолодание. По-прежнему были развиты еловые леса с сосной, возросла доля березы, уменьшилось участие широколиственных пород. Средняя температура июля понизилась по сравнению с ранним атлантиком незначительно, приблизительно на 1°C.

В позднеатлантическое время, климатический оптимум, еловые леса сменились южнотаежными (сосна, ель с участием пихты, лиственницы и березы). Большое распространение получили широколиственные породы (дуб, вяз, орешник, клен), количество пыльцы которых на востоке территории достигало 25 % [Марченко, Дурыгина, 1996]. На атлантический период приходятся максимальное количество осадков и наиболее высокие температуры июля, которые на исследуемой территории состав-

ляли около 17–18°C, что на 1–2°C выше, чем в настоящее время [Агроклиматические ресурсы Архангельской области, 1971; Атлас Республики Коми, 1997]. Количество осадков в теплый период достигало в среднем 550 мм.

Из трех климатических зон суббореального периода (2300–5000 лет назад) в изученных разрезах юга Архангельской области установлены все три, а в южных районах Республики Коми две – ранне-суббореальная и среднесуббореальная.

В раннесуббореальный период имело место похолодание. Произрастали березово-еловые леса, из состава которых выпали широколиственные породы. Роль еловых лесов сократилась.

Среднесуббореальное потепление стало причиной повторного расцвета темнохвойных лесов с примесью широколиственных пород. В западной части исследуемой территории (в долине р. Виледь) в составе широколиственно-хвойноподтаежных лесов количество пыльцы широколиственных пород достигало 17 %, что в 2–3 раза больше, чем в атлантическом периоде [Никифорова, 1980]. На востоке (бассейн р. Локчим) произрастали еловые леса с сосной, березой и широколиственными породами. Средняя температура июля составляла около 16–18°C, что на 1–2°C выше по сравнению с настоящим временем.

В конце суббореала отмечается уменьшение примеси широколиственных пород.

Таким образом, анализ палинологических комплексов голоцена свидетельствует о том, что максимальное количество осадков и наиболее высокие температуры июля приходятся на атлантический период (8000–5000 лет назад) – климатический оптимум голоцена (см. рисунок). Количество осадков в теплый период достигало в среднем 550 мм. Температуры июля на юге территории составляли около 16–18°C, что на 1–2°C выше по сравнению с настоящим временем [Агроклиматические ресурсы Архангельской области, 1971; Атлас Республики Коми, 1997].

Исследование поддержано «Грантом для молодых ученых и аспирантов УрО РАН»

ЛИТЕРАТУРА

Агроклиматические ресурсы Архангельской области. Л.: Гидрометеиздат, 1971. 136 с.

Андреичева Л.Н., Братушак Ю.В., Марченко-Ваганова Т.И. Развитие природной среды и климата в плейстоцене и голоцене на севере Европейской России. Сыктывкар: Геопринт, 2006. 23 с.

Арсланов Х.А., Савельева Л.А., Климанов В.А. Радиоуглеродная и календарная геохронология стадий развития растительности и изменений климата позд-

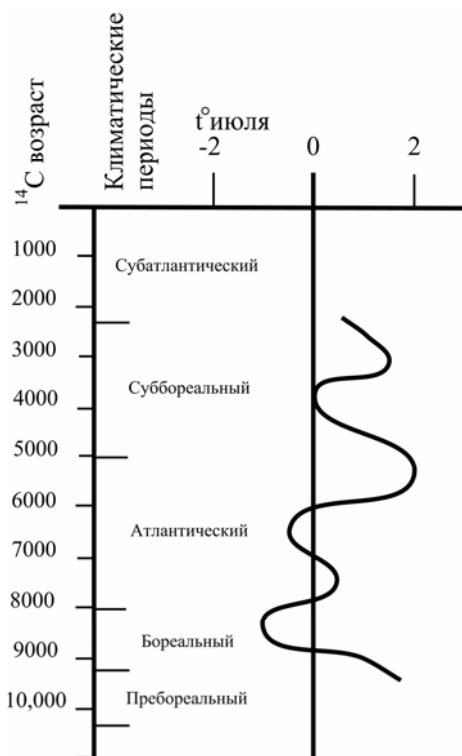


Рис. Среднеиюльские палеотемпературы для голоцена на Европейском северо-востоке России

неледникова и голоцена северо-запада России // Методические аспекты палинологии. Материалы X Всероссийской палинологической конференции. М., 2002. С. 6–7.

Атлас Республики Коми / Под редакцией А.И. Таскаева. М.: Изд-во ДиК, 1997. 114 с.

Климанов В.А. Реконструкция палеотемператур и палеосадков на основе спорово-пыльцевых данных / Методы реконструкции палеоклиматов. М.: Наука, 1985. С. 38–48.

Мариева Н.А. Палинокомплексы голоцена в разрезе «Парч» (р. Вычегда) // Сыктывкарский палеонтологический сборник. № 4. Сыктывкар, 2000. С. 69–72.

Марченко Т.И., Дурягина Д.А. Условия формирования голоценовых отложений в бассейнах рек Вычегды и Большой Роговой (по данным диатомового и спорово-пыльцевого анализов). Сыктывкар, 1996. 41 с.

Никифорова Л.Д. Изменение природной среды в голоцене на северо-востоке европейской части СССР / Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. М., 1980. 25 с.

Прокашев А.М., Жуйкова И.А., Пахомов М.М. История почвенно-растительного покрова Вятско-Камского края в послеледниково. Киров, 2003. 144 с.

ГЕНЕТИЧЕСКОЕ, ЛИТОДИНАМИЧЕСКОЕ ДЕЛЕНИЕ ГОРНОГО АЛЛЮВИЯ И ЕГО НОРМАЛЬНАЯ МОЩНОСТЬ (ГОРНАЯ СИСТЕМА ЧЕРСКОГО)

Ю.И. Гольдфарб

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН.
685010, г. Магадан, ул. Портовая, д.16.

Аллювий – разносторонне организованный тип континентальных отложений, для углубленного изучения которых рамки традиционного фациального анализа тесны. Фации и группы фаций аллювия, первоначально выделенные лишь для равнинных рек [Шанцер, 1951], установлены также в горных [Карташов, 1958, 1972], где разделены даже детальнее [Чистяков, 1974]. Это и обнаружение смешанных пойменно-русловых фаций вызвано не слабой фациальной дифференциацией горного аллювия а большей контрастностью его состава. Его разнообразие наиболее проявлено в низогорных районах системы Черского, где получены детальные данные о строении толщ аллювия. Днища и террасы речных долин образуют обширные деструктивно-аккумулятивные аллювиальные равнины. В связи с поисками россыпей они во многих местах

полностью пересечены линиями горных выработок. Анализ этих данных позволяет разделить здесь горный аллювий по фациальному, генетическому, литодинамическому направлениям.

Определяя генетический тип как естественный парагенезис фаций, Е.В. Шанцер [1948, с. 7] приводит также определение А.П.Павлова, где типы осадков разделяются по геологическим агентам их образования. Такой подход точнее. Несмотря на тесную взаимосвязь генетического и фациального аспектов, они отражают разные стороны осадконакопления. Генетический более абстрактен, характеризует различия процессов, зачастую мало зависящие от окружающих обстановок. Фациальный, наоборот, целиком привязан к конкретным обстановкам, в которых возможно совместное участие разных процессов. Фациальные категории легко дро-



бятся, генетические – с трудом и аллювий выделяется среди других типов тем, что отчетливо делится далее по этому принципу. Группы его фаций – русловая, пойменная, старичная [Шанцер, 1951] – по сути не столько фациальные, сколько генетические категории – подтипы аллювия. Кроме них, в горных долинах существует четвертый, который можно назвать покровным. Процессы его формирования на высокой пойме, заливаемой лишь во время редких максимальных паводков, совершенно отличны от активных гидродинамических процессов низкой поймы спокойным, преимущественно гравитационным осаждением горизонтально-слойчатых осадков. Покровный аллювий ближе к старичному, но не идентичен с ним. Покровный подтип (группа фаций) не был отмечен в долинах равнинных рек, видимо, из-за нечеткой там обособленности высокой поймы от низкой.

Образование аллювия в подвижной водной среде не может не привести к различиям динамики его формирования и обусловленным этим особенностям состава и строения, иным, нежели генетические и фациальные. Подходы к этой проблеме лишь намечены [Билибин, 1938; Ламакин, 1947; Карташов, 1958, 1972; Синюгина, 1961; Гольдфарб, 1998] и между собой согласованы только в том, что главным фактором являются фазы (стадии) циклического развития речных долин. Разделение элементарного эрозионного цикла на четыре фазы (глубинной, боковой эрозии, накопления наносов, покоя), как и выделение трех динамических стадий (инстративной, перстративной, констративной) и связываемой с той или иной из них плотиковой (донной, субстративной) фации или разновидности руслового аллювия – в некоторых важных деталях или в целом неточно.

Уточнение всей системы связи этих понятий потребовало введения новых терминов. Выделены четыре стадии развития долин – *эрозионная* (состоит из деструктивного и накопительно-равновесного этапов), *абразионная*, *равновесная*, *аккумулятивная* – и формируемые во время них одноименные литодинамические комплексы аллювия (ЛДКА). Три первые стадии составляют эрозионный цикл. Их ЛДКА полностью или частично сохраняются и по завершении цикла сочетаются определенным образом в равновесных днищах долин (рис. 1-А). Четвертая стадия факультативна, локальна и ее ЛДКА отсутствует в большинстве разрезов. Каждый из четырех типов ЛДКА – это специфичный набор генетических подтипов и особых литофаций аллювия.

Эрозионный ЛДКА отлагается в узких ущельях мощными паводковыми потоками при кратких частичных перемывах, создающих ее субгоризонтальную слоистость, и представляет собой одну слож-

ную литофацию. Она состоит из большей частью не окатанных, не сортированных обломков, включенных в супесь или суглинок. В отличие от сходной по составу плотиковой фации, выделенной как обязательная почти во всех разрезах аллювия [Карташов, 1958, 1972], но в большинстве из них отсутствующей [Гольдфарб, 1998], эрозионная находится только в узких углублениях ложа долин – остатках ущелий. Абразионный ЛДКА формируется в условиях многократных полных перемывов при постоянной миграции максимально извилистого одноруслового потока умеренной мощности по всей площади расширяемого до 3–5 км и более дна долины. Поэтому он отличается наилучшей сортировкой материала, состоит из двух горизонтов и нескольких литофаций (рис. 1-А). Базальный горизонт включает две контрастные литофации: песчано-галечно-валунную стрежневую (термин В.В. Ламакина [1947]) с наилучшей окатанностью крупных обломков – и торфяно-глинисто-алевритовую старичную. Равновесный ЛДКА тоже состоит из двух горизонтов, но они разобщены в плане (рис. 1-А): один образуется в пойме и в русле, ослабленном тем, что оно всегда разделено на 2–3 довольно постоянные протоки; другой отлагается на высокой пойме при разливах максимальных паводков. Аккумулятивный ЛДКА накапливается в местах высоких градиентов энергии потоков, делящихся на множество нестабильных проток, состоит из малых линз разных фаций аллювия.

Соотношения фаций с подтипами не столь детерминированы, как с группами фаций, и выделение подтипов и ЛДКА помогает лучше разобраться в сложных соотношениях литофаций аллювия, понять причины различий их состава и выявить закономерности строения аллювиальных толщ. На одних и тех же участках долин в разные стадии их развития образуются разные по составу одноименные фации и подтипы аллювия. Так плотиковый аллювий первоначально противопоставлялся русловому [Карташов, 1958, 1960]. Особенности эрозионного аллювия, обусловленные динамикой процесса его формирования, настолько характерны и постоянны, что позволяют считать его видом руслового подтипа. Другой, совершенно иной его вид – стрежневый аллювий. Русловой аллювий верхнего горизонта абразионного ЛДКА, равновесного и аккумулятивного ЛДКА мало различается, слабо изучен и пока весь называется просто русловым.

Выделение ЛДКА и их горизонтов дает возможность уточнить понятие «нормальная мощность аллювия» (рис. 1-А). Неопределенность его – основная причина разногласий относительно методики определения ее величины [Шанцер, 1951; Эльянов, 1958; Карташов, 1960, 1972] и проблема лишь каза-

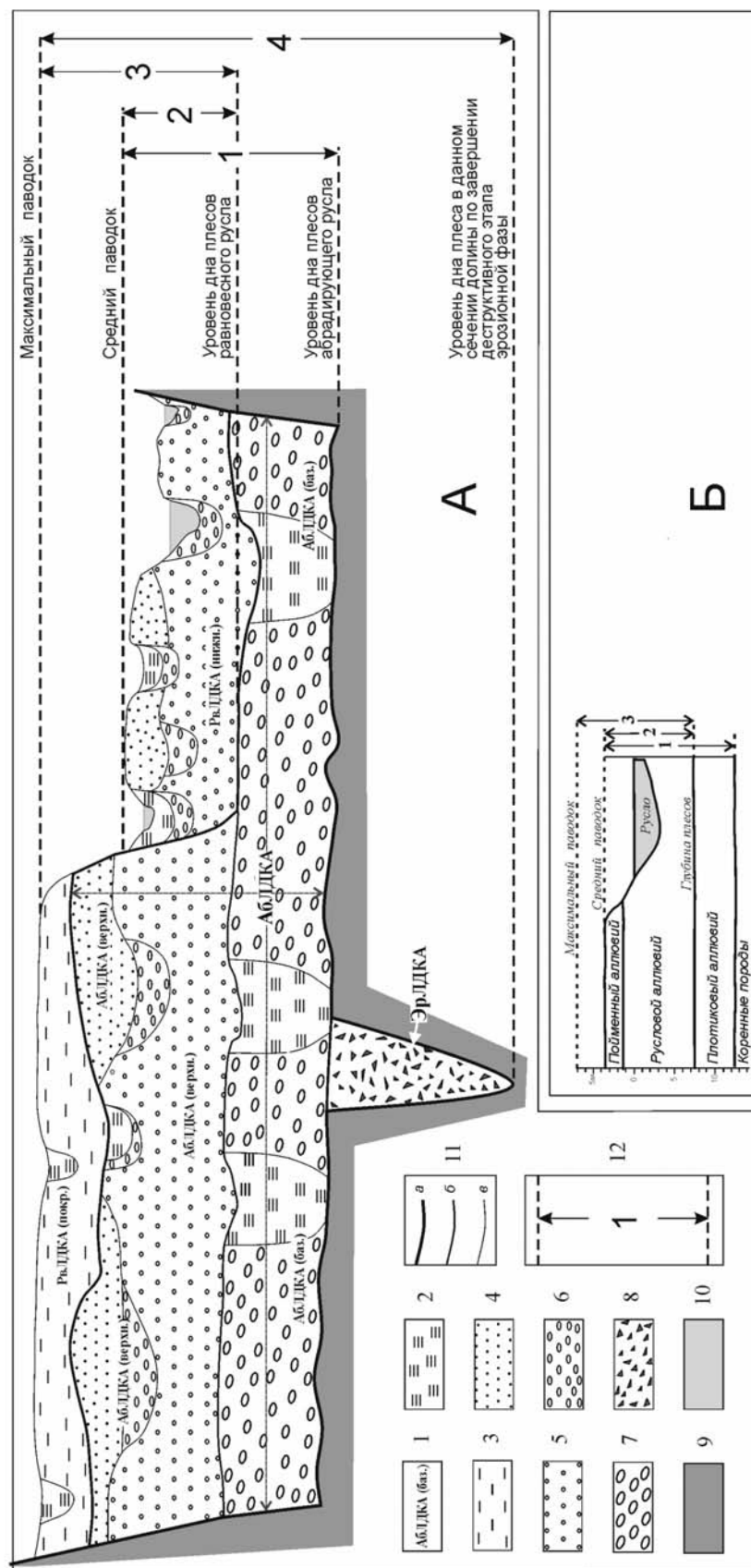


Рис. 1. Строение толщи аллювия в равновесной горной долине и сопоставление представлений о его нормальной мощности

А. Типичное строение аллювия нормальной мощности, отложенного на дне большой горной речной долины по завершении полного эрозионного цикла.

1 – литодинамические комплексы аллювия (ЛДКА): ЭрЛДКА – эрозивный, АбЛДКА – абразионный (горизонты: *баз* – базальный и *верхи* – верхний), РвЛДКА – равновесный (горизонты: *нижи* – низкой поймы и *покр* – покровный, высокой поймы), 2–8 – генетические подтипы и фации аллювия: 2 – старичный подтип, 3 – покровный подтип (высокой поймы), 4 – пойменный подтип (низкой поймы), 5 – береговые литофации, 6 – русловые литофации равновесного ЛДКА, 7 – стрелевая литофация, 8 – эрозивная литофация; 9 – коренные породы; 10 – меженное русло, протоки, старицы; 11 – границы: ЛДКА (а), горизонтов (б), подтипов и литофаций аллювия (в); 12 – границы нормальной мощности аллювия, определяемые исследователями: 1 – [Карташов, 1960, 1972], 2 – [Шанцер, 1951] (согласно И.П.Карташову), 3 – [Ельянов, 1958] (согласно И.П.Карташову), 4 – предлагаемый вариант.

Б. Копия рисунка 1 из статьи: [Карташов, 1960. С. 118].



лась решенной (рис. 1-Б). Практическое определение этой мощности очень осложняется включением в нее эрозионного ЛДКА. Его мощность нестабильна, поскольку по его кровле проходит продольный профиль равновесия дна долины, а подошва неравновесна; он локален в сечениях долин и не везде лежит в контуре покровного горизонта. Тот и другой зачастую отсутствуют на террасах. Представительным может быть только максимальное значение нормальной мощности, получаемое путем суммирования соответствующих ЛДКА и горизонтов на дне долин и их реконструкций на террасах. Затраты труда оправдываются тем, что могут быть получены реальные результаты, пригодные для сопоставлений и выводов.

ЛИТЕРАТУРА

- Билибин Ю.А. Основы геологии россыпей. М.: ГОНТИ, 1938. 495 с.
- Гольдфарб Ю.И. Динамические виды аллювиальных россыпей золота Северо-Востока России // Литология и полезные ископаемые, 1998. № 5. С. 468–482.
- Карташов И.П. О плотиковой фации аллювия // Колыма. 1958. № 1. С. 37–40.
- Карташов И.П. Мощность аллювия и морфологические особенности террас как показатель неотекто-

нических движений // Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. 1960. Вып. 14. С. 115–120.

Карташов И.П. Основные закономерности геологической деятельности рек горных стран. М.: Наука, 1972. 184 с.

Ламакин В.В. О динамических особенностях аллювиальных отложений // Доклады АН СССР, 1947. Т. LVII. Т. 1. С. 65–68.

Синюгина Е.Я. О некоторых типах аллювиальных отложений и золотоносных пластов Ленского района (бассейн р. Бодайбо) // Тр. ЦНИГРИ. 1961. Вып. 38. С. 86–106.

Чистяков А.А. Горный аллювий. М.: Недра, 1978. 288 с.

Шанцер Е.В. К учению о фациях континентальных осадочных образований // Бюлл. Комисс. по изучению четвертичного периода. 1948. № 13 С. 5–20.

Шанцер Е.В. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. М.: АН СССР, 1951. 271 с.

Эльянов М.Д. Опыт изучения проявлений неотектоники в долине реки Индигирки геолого-геоморфологическими методами // Материалы по геол. и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. 1958. Вып. 12. С. 55–64.

ГОЛОЦЕНОВЫЕ ПОЧВЫ И МИКРОСТРАТИГРАФИЯ ПОЗДНЕВАЛДАЙСКИХ ПОКРОВНЫХ ЛЕССОВИДНЫХ СУГЛИНКОВ В ЦЕНТРЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

Л.А. Гугалинская, В.М. Алифанов

Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушчинский государственный университет, Пушкино, Россия; E-mail: alifanov_v@mail.ru

Преобладающими почвообразующими породами для автоморфных зональных суглинистых голоценовых почв центра Восточно-Европейской равнины (дерново-подзолистых, серых лесных, северных подтипов черноземов) являются поздневалдайские покровные лессовидные суглинки (ППЛС), генезис которых не считается однозначно установленным. В почвоведении обычно предполагается, что эти суглинки являются преимущественно однородными и монолитогенными, а имеющиеся в профилях почв реликтовые признаки почвообразования связываются с голоценовыми стадиями почвообразования. Полученные нами материалы позволяют предполагать, что многие реликтовые признаки были сформированы в доголоценовое время одновременно с накоплением ППЛС.

Вывод о том, что формирование почвообразующих пород (то есть пород, затронутых голоценовым почвообразованием) началось после максимального похолодания последней ледниковой эпохи (18–20 тыс. лет назад), подтверждается тем фактом, что самая молодая полноразвитая погребенная на глубине около трех метров почва, замыкающая профили наиболее мощных почв, имеет радиоуглеродный возраст 18800±1200 лет (ГИН-4025). Эта погребенная почва названа нами *пушчинской* по месту её первого описания в центре Восточно-Европейской равнины [Алифанов и др., 1988]. Известно, что поздневалдайское время характеризовалось чередованием стадий и фаз с экстремально холодным и континентальным климатом и менее холодных интерстадиалов и интерфазалов, а в те-



чение последних даже частично восстанавливалась подзона таёжных лесов. При этом в условиях одной широтной криогиперзоны дифференциация природных условий осуществлялась, в основном, на уровне мезо- и микрорельефа, а также функционально с рельефом связанных денудационно-аккумулятивных процессов [Лаврушин, 1976; Величко, 1991].

Анализ материалов, полученных нами при изучении современных и древних почв в карьерах, траншеях, археологических шурфах (т.е. объектах, имеющих очень большую по сравнению с почвенным разрезом обзорную площадь), подтвердил вышеуказанное предположение. Было показано, что покровные лессовидные суглинки в качестве почвообразующих пород не представляют собой монолитогенной толщи. Если наблюдать суглинки на большом протяжении, можно обнаружить в их толще слои слабо развитых, практически не имеющих выраженных гумусово-аккумулятивных горизонтов, инициальных погребенных почв или *элементарных почвенных образований (ЭПО)* [Гугалинская, Алифанов, 1995а).

ЭПО ведут себя как самостоятельные стратиграфические горизонты. Например, часто обнаруживается факт неконформности границ этих инициальных погребенных почв и современной дневной поверхности. ЭПО часто переходят в генетические горизонты развитых на этих суглинках почв. Бывает, что за счет совмещения разных ЭПО в профилях голоценовых почв, не подчиняясь никаким законам геохимической миграции веществ в ландшафте, появляются генетические горизонты, совмещающие альтернативные свойства (например, горизонты образования железо-марганцевых и карбонатных конкреций), или, наоборот, отдельные генетические горизонты разделяются на несколько самостоятельных горизонтов, появляются и исчезают горизонты с реликтовыми (например, палеокриогенными) признаками. Малая мощность (30–50 см) и слабая выраженность профилей ЭПО предполагает, что время их формирования было относительно непродолжительным и неблагоприятным для активного почвообразования. Отчетливо выраженные признаки криоморфизма в ЭПО предполагают формирование их в перигляциальных условиях валдайского ледникового времени [Гугалинская, Алифанов, 1995б).

Мы предположили, что во времена интерстадиальных или интерфазальных потеплений формировались слабо развитые мерзлотно-гидроморфные почвы. Почвы эти были весьма специфическими и мало походили на голоценовые мерзлотно-гидроморфные почвы тундровых, таежных и луговых ландшафтов, поскольку сведения об обнару-

жении этих специфических почв в погребенном состоянии в литературе отсутствуют (то есть почвоведы эти почвы «не узнают» морфологически).

Путем сопоставления большого числа разрезов дерново-подзолистых, серых лесных почв и черноземов от Вологды до Тулы и далее до юга Воронежской области была выявлена последовательность напластования литостратиграфических единиц, которые одновременно являются почвенно-генетическими горизонтами или ЭПО. Оказалось, что реальные профили почв на всей территории исследования состоят из разных комбинаций практически одних и тех же почвенно-генетических горизонтов. Всего, включая пущинскую почву, нами выявлено восемь ЭПО.

Наши выводы, показавшие, что ППЛС не являются монолитогенной и однородной породой, а представляют собой циклически построенную толщу, состоящую из серии наложенных друг на друга ЭПО или частей ЭПО, подтверждены аналитическими данными. Эти многослойные образования мы называли *педоциклитами* и *педолитоциклитами* [Гугалинская, 1997; Гугалинская и др., 2001]. Педоциклиты и педолитоциклиты – толщи лессовидных суглинков, уже прошедшие от одной до нескольких стадий почвообразования в перигляциальных условиях. Голоценовое почвообразование, наложившись на эти толщи, могло унаследовать и (или) трансформировать некоторые из признаков реликтового перигляциального (в основном мерзлотно-гидроморфного) почвообразования. Многочисленные и разнообразные реликтовые признаки разной степени сохранности и трансформации, возможно, как раз и придают профилям современных почв то разнообразие строения, которое вынуждает исследователей создавать новые, все более уточняющие термины и генетические модели.

Предлагаемая нами *гипотеза морфолитопедогенеза* [Гугалинская, Алифанов, 1995а), находясь в рамках почвенного генетического подхода, требует воссоздания всего процесса формирования почв и почвенного покрова, начиная с первых признаков формирования доголоценового педоциклита. Факт существования в условиях поздневалдайской криогиперзоны природной циклической последовательности процессов морфо-, лито- и педогенеза является базовым в концепции морфолитопедогенеза. Эта концепция основывается на следующих положениях: процесс морфолитопедогенеза представляет собой единое взаимозависимое развитие трех структурных компонентов ландшафта: участков земной поверхности, пород, слагающих эти поверхности, и почв, формирующихся на этих породах. Материнские породы голоценовых почв начали формироваться снизу послойно задолго до голо-



цена. При этом каждый вновь отложенный в поздневалдайское время слой материала какое-то время находился на дневной поверхности и, следовательно, прорабатывался почвообразованием, и что затем этот слой, уже в виде инициальной почвы или ЭПО, погребался новым материалом, который вновь прорабатывался почвообразованием, и так далее, до современной поверхности. В результате ритмического слоеобразования и специфической в перигляциальных условиях ледникового времени педогенной проработки поверхностного материала каждого слоя и сформировались педогенно стратифицированные толщи (педоциклиты и педолитоциклиты), представляющие собой композиции из ЭПО или частей ЭПО. Поздневалдайские перигляциальные педоциклиты, являясь материнскими породами и ППЛС, определяют внутрипрофильный литогенный фон голоценового педогенеза. Изучение почв с использованием гипотезы морфолито-педогенеза мы определили как *метод ЭПО*.

По нашим наблюдениям в ледниковых природных условиях позднего валдая наиболее точно в памяти ППЛС «записывались» те нарушения их состояния, которые были связаны со сменой периодов некоторого ужесточения холодов и степени континентальности климата (стадиалов и фазалов) периодами смягчения климатических условий (межстадиалов и межфазалов). Эти нарушения происходили, в основном на локальном уровне, то есть, в ландшафте. Именно в ландшафте и его отдельных частях вероятно в моменты некоторого смягчения климатических условий протекали процессы гравитационного перераспределения оттаявших влагонасыщенных, неустойчивых минеральных масс по опустившемуся ниже гумусового горизонта очередного дневного ЭПО мерзлотному экрану. Это перераспределение сопровождалось разрушением, переотложением, погребением сформированных инициальных почвенных покровов.

Применение метода ЭПО к изучаемым традиционными способами почвам имело следствием получение нового взгляда на их генезис. Например, на северо-восточной окраине Владимирского ополья в сходных условиях почвообразования (за исключением почвообразующих пород) сформировались две автоморфные почвенные единицы, существенно отличающиеся друг от друга. На почвообразующей породе, прошедшей в период отступления валдайского ледника (примерно 18–10 тыс. лет назад) ряд последовательных стадий разногенетического перигляциального почвообразования и состоящей из такого же числа наложенных друг на друга ЭПО, сформировался наиболее сложный (включающий несколько иллювиальных генетиче-

ских горизонтов с большим количеством мощных кутан иллювиирования разного состава, разнообразных сегрегаций продуктов почвообразования) полилитогенный гетерохронный полигенетический профиль серой лесной почвы.

Другая почва, выделяемая на картах как дерново-подзолистая, имеет сильно укороченный профиль. На молодой почвообразующей породе, представляющей собой двучленный нанос, состоящий из буроокрашенного среднего суглинка и перекрывающей его двухслойной полуметровой толщи отмытой (белесой) супеси, прошедшей только одну поздневалдайскую стадию перигляциального почвообразования (предголоценовую, связанную с формированием второго гумусового горизонта), сформировался профиль, морфологически схожий с профилем дерново-подзолистой почвы, но по сути ею не являющийся. Основной ареной почвообразующих процессов за весь голоцен был полуметровый слой поверхностной супеси, а двухслойный гумусовый горизонт сформировался на двухслойном наносе. При этом, по-видимому, главными почвообразовательными процессами были гумусово-аккумулятивные, разные в разных слоях двухслойного наноса, то есть, гумусовый горизонт сложный потому, что сформирован на двух ЭПО. Другие показатели сложности строения профиля (система парагенетических иллювиальных горизонтов, кутаны иллювиирования разного состава, разнообразные сегрегации продуктов почвообразования и др., характерные для подзолистых почв) в данной почве отсутствуют. Такое простое строение профиля голоценовой почвы мы объясняем тем, что он был сформирован на породе, имевшей всего одно доголоценовое ЭПО.

Таким образом, по нашим наблюдениям [Гугалинская и др., 2001, 2006], на ППЛС, состоящих из наложенных друг на друга ЭПО и являющихся литологически многослойными почвообразующими породами для голоценовых автоморфных почв, генетические горизонты этих почв в голоцене оформлялись на основе ЭПО. Именно потому, что в голоцене мощное межледниковое почвообразование наложилось на прошедшую в ледниковое время специфическое перигляциальное почвообразование толщу, серая лесная почва северо-восточной окраины Владимирского ополья имеет хорошо развитый мощный сложный полилитогенный полигенетический гетерохронный профиль. Профиль дерново-подзолистой почвы интересен здесь тем, что он сформирован на почвообразующей породе, не прошедшей полного поздневалдайского перигляциального почвообразования. Практически весь хорошо выраженный голоценовый профиль этой почвы уложился в пределах са-



мой верхней полуметровой песчано-супесчаной толщи. Состоит этот профиль всего из двух ЭПО (поверхностного, состоящего из гор. А1, и связанного со вторым гумусовым горизонтом – гор. Аha+ А2), а подстилающая их толща, не разделенная на ЭПО, практически не имеет признаков голоценового почвообразования.

Основной вывод, полученный из наших наблюдений, следующий: ППЛС накапливались полойно; за 8–9 тыс. лет после формирования интерстадиальной пущинской почвы, последовательно были отложены семь слоев суглинка, каждый из которых последовательно прорабатывался процессами перигляциального почвообразования; для каждого из слоев процессы почвообразования были разными, протекали в разных условиях почвообразования, в результате чего сформировались разные по свойствам ЭПО – слабо развитые интерфазальные почвы; изучение микростратиграфии ППЛС позволяет детализировать процесс и условия их накопления в пространстве и во времени и, возможно, при дальнейших исследованиях, позволит ответить на вопрос о причинах многократно повторенного импульсивного перемещения по бывшим дневным поверхностям значительных масс рыхлого материала, на которых формировались поздневалдайские ЭПО.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 05-04-48679), Программы фундаментальных исследований Президиума РАН

ЛИТЕРАТУРА

Алифанов В.М., Гугалинская Л.А., Ковда И.В. К истории почв центра Русской равнины // Почвоведение. 1988. № 9. С. 76–84.

Величко А.А. Глобальные изменения климата и реакция ландшафтной оболочки // Изв. АН СССР. Сер. Геогр. 1991. № 5. С. 5–22.

Гугалинская Л.А. Морфолитопедогенез центра Русской равнины. Автореф. дисс. докт. биол. н. Пушчино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1997. 44 с.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Палеогидроморфизм почв Русской равнины – развитие концепции // Почвоведение. 1995а. № 1. С. 63–72.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Морфолитопедогенез и неотектоника // Почвоведение. 1995б. № 9. С. 1061–1070.

Гугалинская Л.А., Алифанов В.М. Особенности почвообразования в ледниковое (поздневалдайское) время в центре Восточно-Европейской равнины. Почвенные процессы и пространственно-временная организация почв. М.: Наука, 2006. С. 71–78.

Гугалинская Л.А., Иванникова Л.А., Алифанов В.М., Антошечкина Н.А. Педоциклиты серой лесной и погребенной брянской почв Владимирского ополья и биологические методы их диагностики // Почвоведение. 2001. № 10. С. 1157–1169.

Лаврушин Ю.А. Строение и формирование основных морен материковых оледенений. М.: Наука, 1976. 235 с.

СТРОЕНИЕ ВЕРХНЕКАЙНОЗОЙСКОГО ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА АРКТИЧЕСКОГО ШЕЛЬФА ЧУКОТКИ

Е.А. Гусев¹, В.В. Попов², А.Г. Иосифиди², Л.Г. Деревянко³, Н.Ю. Аникина³,
Е.И. Полякова⁴, П.В. Рекант¹, В.М. Анохин¹

¹ВНИИОкеангеология, г. Санкт-Петербург

²ВНИГРИ, г. Санкт-Петербург

³Горнодобывающая компания «Миреко», г. Сыктывкар

⁴Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова

В 2006 году сотрудниками ВНИИОкеангеология с борта морского буксира «Шуя» были проведены полевые работы в Чукотском море по программе Государственного геологического картирования шельфа РФ масштаба 1:1 000 000. Использовался стандартный при геологической съемке шельфа набор методов изучения: сейсмоакустическое профилирование, сонарная съемка, донное опробование с помощью дночерпателя и трубки, а также неглубокое многорейсовое бурение, проведенное с использованием оригинальной методики, разработанной в

Донецком национальном техническом университете [Калининченко и др., 2001].

Большим достижением явилось бурение трех скважин: №1 – у мыса Шмидта, глубиной 5,5 м; №2 – у южной оконечности острова Врангеля, глубиной 12 м; №3 – в южной части Чукотского моря, глубиной 3,5 м. Анализ полученных материалов позволил существенно уточнить строение верхнекайнозойской части чехла Чукотского моря, которое было освещено в работах ряда авторов [Зархидзе, 1992; Ким, 1992; Павлидис, 1992; По-



лякова, 1997]. В перечисленных работах главным событием позднего кайнозоя считается возникновение связи между Северным Ледовитым и Тихим океанами через Берингов пролив, при этом произошел обмен фаунами. По всей видимости, результатом этого события явилось формирование поверхности верхнего регионального несогласия на Чукотском шельфе.

Почти на всех сейсмоакустических профилях, полученных в разных частях Чукотского шельфа, верхняя поверхность несогласия присутствует и является наиболее яркой (рис. 1). Сейсмокомплекс, подошвой которого она является, распространен не везде, он отсутствует в полосе шириной около 50 км вокруг острова Врангеля, а также в отдельных частях банки Геральда. Между побережьем Чукотки, с одной стороны, и островом Врангеля и банкой Геральда, – с другой, расположена вогнутая морская аккумулятивная равнина с глубинами моря около 50 м. Ее контуры почти совпадают с очертаниями Южно-Чукотского прогиба, заполненного мел-кайнозойскими осадками [Виноградов и др., 2005]. В пределах этих структур мощность верхнего сейсмокомплекса наибольшая и он имеет более сложное строение, подразделяясь на сеймоподкомплексы. По направлению к побережью и к островам мощность сейсмокомплекса уменьшается, и исчезают нижние сеймоподкомплексы, имеющие, вероятно, миоценовый возраст.

Одна скважина (№ 3) из-за незначительного заглубления не вышла из голоценовых отложений. Две буровые скважины (№№ 1 и 2) вскрыли осадки трех сеймоподкомплексов – верхнеплейстоцен-голоценового, эоплейстоценового (?) и плиоценового. Между эоплейстоценовым и плиоценовым подкомплексами наблюдается резкое несогласие, эоплейстоценовые осадки перекрывают эродированную поверхность плиоценовых пород. Контакт между верхнеплейстоцен-голоценовым и эоплейстоценовым подкомплексами выражен на профилях не столь отчетливо. Верхнеплейстоцен-голоценовый и эоплейстоценовый сеймоподкомплексы представлены тонкими морскими илами, алевритами и глинами с раковинами морских моллюсков и редкой мелкой галькой. Плиоценовый сеймоподкомплекс сложен песками, песчаными алевритами, с галькой и гравием, с многочисленными остатками обугленной древесины.

Рассмотрим подробнее основания для такого датирования вскрытых скважинами осадков. Полученные керны были проанализированы на борту судна с помощью капометра для измерения магнитной восприимчивости осадков. Далее были отобраны образцы, которые в камеральных условиях были исследованы на различные виды анализа в

лабораториях ВНИИОкеангеология, ВНИГРИ, «Миреко» и МГУ.

Для проведения палеомагнитных исследований из кернов скважины №1 было отобрано 46 проб, из кернов скважины № 2 – 114 проб. Лабораторные палеомагнитные исследования и обработка полученных результатов проводились по общепринятой методике [Палеомагнитология..., 1982; Кочегура, 1992]. Магнитная чистка образцов велась методом ступенчатого терморазмагничивания на установках конструкции ВНИГРИ и TD48 (ASC Scientific, США) и размагничивания переменным магнитным полем на установке LDA3 (Agico, Чехия). Измерение естественной остаточной намагниченности выполнялось на приборах JR-4 b JR-5 (Agico, Чехия). Все образцы с нечетными номерами были размагничены с использованием термочистки, а с четными номерами – переменного магнитного поля.

В образцах из верхней части обеих исследованных скважин выделяется компонента прямой полярности (рис. 2). Ниже по разрезу выделяется короткая зона обратной полярности и участок пониженных наклонений компоненты естественной остаточной намагниченности (30° и менее), которая может соответствовать микрозонам верхней части общей магнитостратиграфической шкалы (гетебург, моно, лашамп) и/или являться результатом биотурбаций. Ниже наблюдается продолжительная зона прямой полярности. Вся эта часть разреза по нашему мнению соответствует ортозоне Брюнес. С глубины 3 м в скважине № 1 и 7 м в скважине № 2 выделяется зона обратной полярности, соответствующая по всей вероятности ортозоне Матуяма. В верхней части этой зоны в скважине 1 наблюдается короткая зона частой смены полярности, а в скважине 2 – короткая зона прямой полярности. Возможно, эта зона соответствует участку микрозоны Харамильо общей магнитостратиграфической шкалы (рис. 2).

Анализ спорово-пыльцевых спектров, выделенных из осадков обеих скважин, свидетельствует о двучленном строении верхней части осадочного чехла Чукотского шельфа. Формирование нижней части разреза происходило в условиях относительно теплого климата в позднем плиоцене и эоплейстоцене(?), когда на территории произрастали таежного типа леса с елью, сибирским кедром и березой. Верхняя часть разреза формировалась в позднем плейстоцене и голоцене, когда на территории преобладал лесотундровый и тундровый тип растительности.

В качестве примера приведем описание комплекса нижней части разреза скважины № 2 (интервал опробования 1175–539 см). В данный интервал попадают 22 пробы с похожими спектрами.

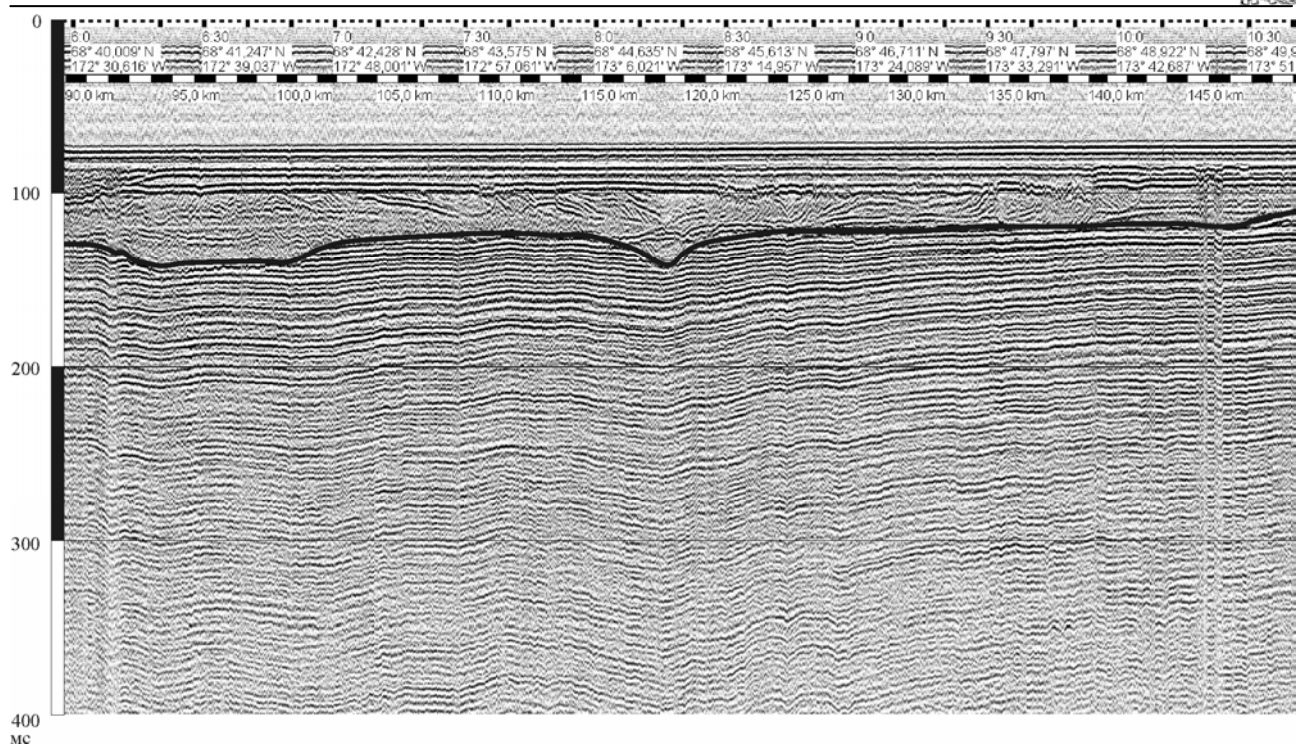


Рис. 1.

Осадки содержат большое количество растительных остатков и угольной крошки. В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца голосеменных растений. Особенно широко представлен род *Pinus*: *Pinus sibirica* – 9–20%, *Pinus* aff. *silvestris* L. – 6–19%, *Pinus* subgen *Haploxylon* и *Pinus* subgen *Diploxylon* – 5–15%. Темнохвойные породы в составе лесов имели подчиненное значение – *Picea obovata*, *Picea* sp. – 1–9%. Постоянно присутствует пыльца рода *Tsuga* – 1–3%, *Juniperus sibirica* – 1–2% и единично *Larix*. Среди покрытосеменных растений преобладает пыльца березы древовидной – *Betula* ex. sect. *Albae* – 5–29%, *Salix* sp. – 1–5%, *Alnus* sp. – 3–15%; кустарниковые – *Alnaster* sp. – 1–10%. По всему интервалу, во всех пробах определена пыльца умеренно-теплолюбивых растений от 2 до 9%. Большая доля их падает на пыльцу *Corylus* (*Corylus* cf. *avellana* L., *C. sibirica*, *C. sp.*) – 1–6%, остальные встречаются спорадически в количестве не более 1–2%: *Quercus sibirica* Pan., *Fagus grandifoliiformis* Pan., *Myrica* sp., *Nyssa crassa* Pan., *Carpinus* sp., *Carya* sp., *Juglans sieboldianiformis* Vojc. – 1%, *Platycarya* sp., *Ilex* sp.. Пыльца трав и кустарничков в комплексе составляет 3–16% от общего количества пыльцы и спор – это сем. *Ericaceae* – 1–12%, разнотравье – 1–4%, сем. *Ranunculaceae* – 0–1%, сем. *Cyperaceae* – 0–6%, сем. *Caryophyllaceae* – 0–1%, сем. *Pirolaceae* – 0–1%, сем. *Polygonaceae* – 0–1%, сем. *Chenopodiaceae* – 0–1%, сем. *Compositae* – 0–2%, сем. *Umbelliferae* – 0–1%, сем. *Liliaceae* – 0–2%, *Sparganium* sp. – 0–2%, сем.

Typhaceae – 0–2%. Среди споровых растений преобладают споры сем. *Polypodiaceae* – 7–17%, *Sphagnum* sp. – 1–14%, единично *Lycopodium*, *Ophyoglossum*, *Osmunda*. Во всех пробах присутствуют споры мхов *Breales* и единичные зерна спор и пыльцы мезозойского возраста.

Таким образом, в период формирования данной толщи осадков, на изучаемой территории произрастали сосново-березовые леса с примесью ели, ольхи, ивы, лещины и редких широколиственных. Среди травянистых растений преобладали влаголюбивые, болотные растения. Безлесные пространства были незначительными. Климат был теплее современного. Подобный палинокомплекс мог сформироваться в плиоцене и может быть сопоставлен с палинокомплексами песцовской свиты Чукотского полуострова [Петров, 1966] и колвинской серии Тимано-Уральского региона (N₂¹) [Зархидзе, 1992].

Микрофаунистический анализ образцов показал отсутствие фораминифер в нижних частях разрезов обеих скважин, № 1 – ниже 3 м, № 2 – ниже 7 м. Таким образом, предполагается континентальный и субконтинентальный генезис нижних толщ – плиоценовой и нижней части зоплейстоценовой. Пробы из зоплейстоценовой толщи содержат от 6 до 11 видов, в которых преобладают представители холодноводных нонионид, ретроэльфидиумов, криброэльфидиумов. Отмечается большое количество агглютинированных форм и мелких ювенильных недоразвитых раковин. В этих пробах присутству-

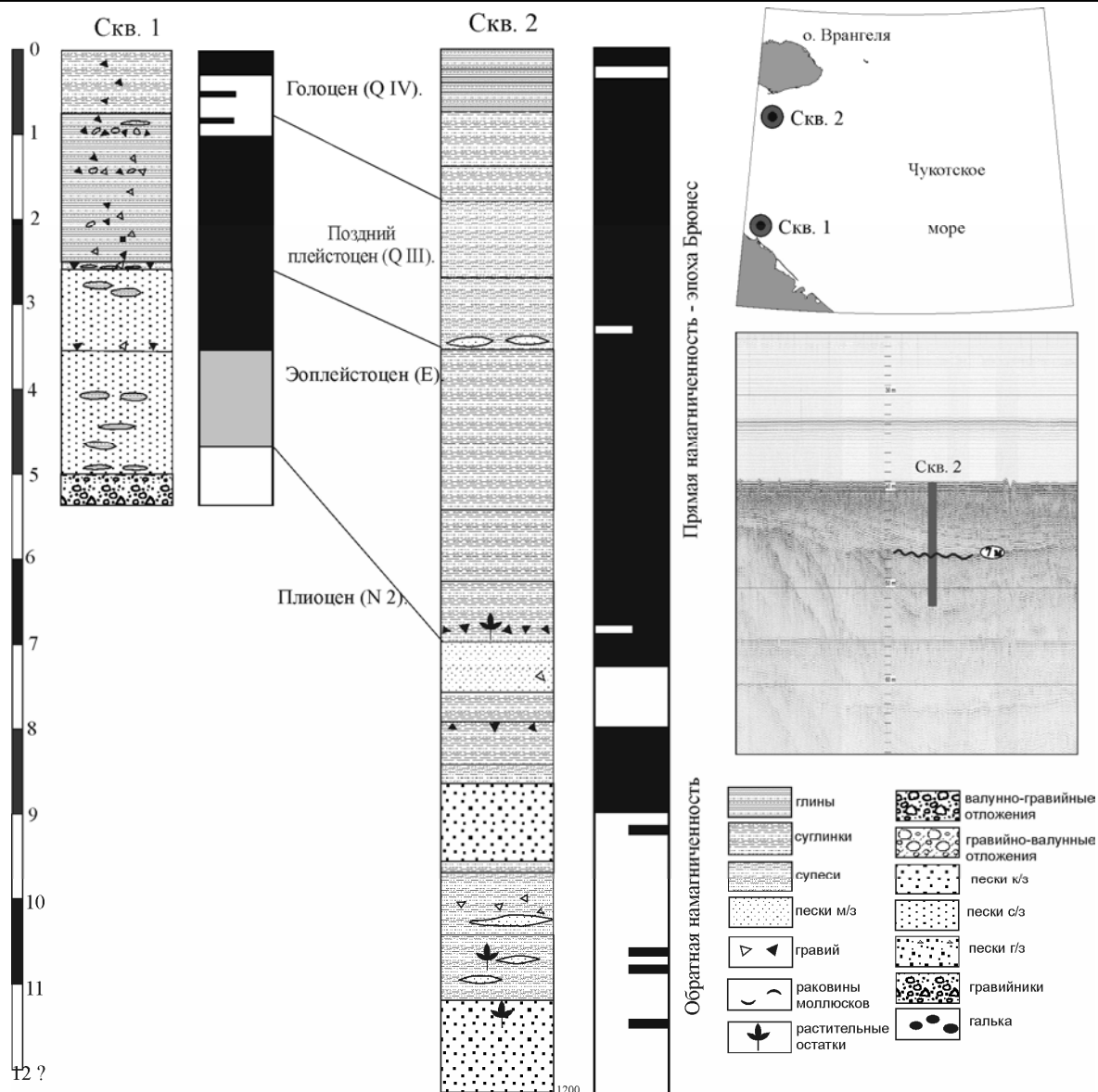


Рис. 2.

ют такие формы, как *Elphidium oregonensis* *Retroelphidium selseyense*, *Sigmonorphina* sp., *Quinqueloculina longa*, являющиеся показателями пограничных слоев плиоцена-эоплейстоцена на севере Чукотки [Петров, 1966]. Пробы из верхнеплейстоцен-голоценовой толщи содержат от 15 до 34 видов. Здесь преобладают арктические – *Guttulina lactea* (Walk. Et Jacob), *Buccella troizkyi* Gud., *Cribronion obscurus* Gud, *Haynesina orbicularis* (Brady) и др., арктическо-бореальные виды – *Buccella frigida* (Cushman), *Cribronion incertus* (Will.), *Nonionella auricula* (H.-A.-et Earl.), *Retroelphidium atlanticum* Gud. и т.д. Значительно меньше бореально-арктических и бореальных видов. Кроме того, следует отметить достаточно большое (от 73 до 83 шт.) количество песчаных (агглютинированных) фораминифер, для обитания которых необходимы

низкие температуры и относительно большие глубины моря.

Диадомеи (скважина № 2) также установлены лишь в верхней части разреза (выше 5,5 м) и представлены преимущественно морскими видами, типичными для современных арктических морей, и переотложенными створками неогеновых вымерших видов. В эоплейстоценовых отложениях диадомеи немногочисленны, установлены единичные створки морских холодноводных аркто-бореальных планктонных видов: *Thalassiosira gravida* (споры), *T. nordenskiöldii*, *Bacterosira bathyomphala* и др., а также относительно тепловодных видов (*Coscinodiscus radiatus*, *Thalassiosira anguste-lineata* и др.), что характерно для морских эоплейстоценовых ассоциаций диадомей энмакской свиты Северной Чукотки. В верхнеплейстоценовых и голоценовых



осадках скважины численность диатомей резко возрастает. Доминируют типичные в современном планктоне арктических морей виды (*Thalassiosira gravida*+*T. antarctica*, *T. nordenskiöldii*, *T. hyperborea* и др.), а также ледово-морские диатомеи (*Fossula arctica*, *Fragilariopsis oceanica*, *Attheya septentrionalis* и др.), являющиеся индикаторами морского ледового покрова в Арктике.

В целом полученные данные соответствуют моделям стратиграфического расчленения неоген-четвертичного осадочного чехла соседствующего Чукотского полуострова [Петров, 1966], острова Врангеля [Gualtieri et al., 2003], шельфа Восточно-Сибирского моря [Пуминов, 1981]. Вместе с тем, для Чукотского шельфа впервые получены разрезы плиоцен-четвертичных отложений, возраст которых основан на палеомагнитных и биостратиграфических данных.

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов В.А., Гусев Е.А., Лопатин Б.Г. Возраст и структура осадочного чехла Восточно-Арктического шельфа России. Геолого-геофизические характеристики литосферы Арктического региона. Вып. 5. СПб: ВНИИОкеангеология, 2004. С. 202–212.

Зархидзе В.С. Палеогеновая и неогеновая история развития Северного Ледовитого океана. Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Материалы чтений памяти В.Н. Сакса. Книга 2. СПб, 1992. С. 6–28.

Калиниченко О.И., Каракозов А.А., Зыбинский П.В. Новые технические способы и технология поинтер-

вального бурения скважин на шельфе // Збірник наукових праць ДонНТУ, серія Гірничо-геологічна. Вип. 36. Донецьк, 2001. С. 144–148.

Ким Б.И. Кайнозойский седиментогенез и палеогеография Восточно-Арктического шельфа. Геологическая история Арктики в мезозое и кайнозое. Материалы чтений памяти В.Н. Сакса. Книга 2. СПб, 1992. С. 47–55.

Кочегура В.В. Применение палеомагнитных методов при геологической съемке шельфа. Методическое пособие по геологической съемке масштаба 1:50 000. СПб: ВСЕГЕИ, 1992. 144 с.

Павлидис Ю.А. Шельф Мирового океана в поздне-четвертичное время. М.: Наука, 1992. 272 с.

Палеомагнитология. (Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова и др.). Л.: Недра, 1982. 312 с.

Петров О.М. Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова // Труды ГИН АН СССР. Вып. 155. М.: Наука, 1966. 252 с.

Полякова Е.И. Арктические моря Евразии в позднем кайнозое. М.: Научный мир, 1997.

Пуминов А.П. Стратиграфия кайнозойского покрова Восточно-Арктической шельфовой области СССР. Геология и минерагения Арктической области СССР. Сб. научных трудов. Л., 1981. С. 7–27.

Gualtieri L., Vartanyan S., Brigham-Grette J., Anderson P.M. Pleistocene raised marine deposits on Wrangel Island, northeast Siberia and implications for the presence of an East Siberian ice sheet // Quaternary Research, 2003. Vol. 59. P. 399–410.

РАДИОУГЛЕРОДНЫЕ ДАТЫ ПО РАКОВИНАМ ФОРАМИНИФЕР – ДОКАЗАТЕЛЬСТВО СУЩЕСТВОВАНИЯ КАРГИНСКОЙ ТРАНСГРЕССИИ НА СЕВЕРЕ СИБИРИ

С.А. Гуськов¹, Я.В. Кузьмин², Л.К. Левчук¹

¹Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

²Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, Владивосток

Для стратиграфии и палеогеографии позднего неоплейстоцена севера Сибири в последнее время наиболее дискуссионным вопросом является вопрос о количестве морских трансгрессий [Антропоген ..., 1982; Svendsen et al., 2004 и др.]. Основанием для этого послужила ревизия существующих радиометрических дат [Астахов, Мангеруд, 2005]. Выдвинут тезис о том, что имеющиеся радиоуглеродные (далее – ¹⁴C) даты по морским каргинским отложениям, полученные в 1960–70-е гг. [Антропоген..., 1982; Левчук, 1984, с. 8], существенно омоложены, а сами отложения являются более древни-

ми, т.е. как минимум казанцевскими [Svendsen et al., 2004; Астахов, Мангеруд, 2005]. Это позволило сформулировать мнение об отсутствии в низовьях Оби и Енисея, а также на полуострове Таймыр морских отложений каргинского возраста [Астахов, Мангеруд, 2005]. По мнению В.И. Астахова [Astakhov, 2001], сложилась кризисная ситуация, выходом из которой могло бы стать отрицание существования каргинского горизонта в региональных стратиграфических схемах четвертичных отложений Сибири. Однако если принять выдвинутые предложения (см. [Астахов, Мангеруд, 2005], с. 66),



это должно неизбежно повлечь за собой кардинальный пересмотр существующих схем стратиграфии позднего неоплейстоцена.

В связи с дискуссионностью данной проблемы, непосредственно связанной с валидностью региональных стратиграфических схем, авторами была поставлена задача получения *прямых хронометрических данных* по морским межледниковым отложениям второй половины позднего неоплейстоцена севера Сибири. Эти осадки могут быть датированы ^{14}C методом, имеющим нижний возрастной предел около 45000–50000 лет. Ранее при определении ^{14}C возраста из этих отложений в качестве материала для датирования использовались растительный детрит и раковины морских моллюсков [Антропоген..., 1982]. Радиоуглеродное датирование по растительному детриту – косвенный метод определения возраста морских отложений, поскольку растительный детрит не является инситу элементом морских отложений. В нашем случае в качестве датирующего материала были выбраны раковины фораминифер, залегающие *in situ* в морских отложениях на севере полуострова Таймыр (рис. 1). Обоснованием для выбора фораминифер в качестве материала для ^{14}C датирования является тот факт, что они, в отличие от моллюсков, служат на севере Сибири надежным индикатором возраста отложений, являясь руководящей группой фауны при определении возраста морских плейстоценовых отложений на севере Сибири [Левчук, 1984; Стратиграфия..., 1982; Унифицированная..., 2000].

Объектами исследования были выбраны два разреза морских отложений в северной части полуострова Таймыр, поскольку они содержали фораминиферы в достаточном для датирования количестве. Это обнажения № TX-32 на р. Нижняя Таймыра (75° 17' с.ш., 100° 04' в.д.) и № 258 на р. Каменная, приток р. Ленинградская (76° 28' с.ш., 103° 45' в.д.) [Левчук, 1984] (рис. 1). В обн. TX-32 ассоциация фораминифер представлена 40 видами и подвидами фораминифер, численность которых в образце более 3000 экземпляров. Доминируют эльфидииды, нониониды, кассидулиниды и в меньшей степени *Cibicides rotundatus* (Stshedrina), составляющие более 80% от общей численности. Акцессорная группа весьма разнообразна. По зоогеографическому типу комплекс интерпретируется как арктобореальный. Аналогичная по составу и структуре ассоциация, отличающаяся только меньшими числом (29) и численностью (до 2900) встречена и в обн. 258. Соотношение тепловодной и холодноводной групп фораминифер позволяет считать его более тепловодным, т.е. бореальным. Датирование производилось по раковинам *Astrononion gallowayi* Loeblich et Tappan, *Retroelphidium atlanticum* в TX-32 (абс. отм. 57 м)

и по *Cibicides rotundatus* (Stshedrina) и *R. atlanticum* (Gudina) в обн. 258 (абс. отм. 12 м) (рис. 1, А-Б). Раковины фораминифер для определения их ^{14}C возраста были датированы методом ускорительной масс-спектрометрии (AMS) в лаборатории Университета Аризоны (г. Тусон, США). Навеска каждого образца составляла около 20 миллиграммов. В значения ^{14}C возраста внесена поправка на величину фракционирования изотопов $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ (^{13}C в промилле).

№ разреза	^{14}C дата, л.н.	Индекс и номер даты	^{13}C , ‰
258	39000 1100	AA-59333	-0,2
TX-32	31310 410	AA-59332	-0,5

Данные результаты ^{14}C датирования, представленные в таблице являются максимальными, т.к. в силу существования «эффекта резервуара» при ^{14}C датировании материала морского происхождения происходит удревание дат примерно на 200–1000 лет [Stuiver, Braziunas, 1993]. Если принять, что для позднего неоплейстоцена величина «эффекта резервуара» была равна (или близка) таковой для современности [около 280–370 лет [Bauch et al., 2001; Forman, Polyak, 1997]], ею можно пренебречь в силу малой величины.

Таким образом, фораминиферы из разрезов № 258 и № TX-32 имеют несомненно каргинский возраст, соответствующий двум теплым фазам: 1) оптимуму малохетского потепления (№ 258), и 2) началу липовско-новоселовского потепления (№ TX-32) (по Н.В. Кинд [1974]). Новые данные хорошо укладываются в представление о двух основных пиках каргинской морской трансгрессии на Таймыре, ранее имевшей лишь палеонтологическое обоснование [Антропоген..., 1982]. Полученные даты на Таймыре хорошо совпадают и с теплыми фазами каргинского времени, выделенными в последнее время в разрезах Кирьяс и Золотой Мыс на севере и в центре Западно-Сибирской равнины [Лаухин и др., 2006, с. 542–543].

Полученные авторами впервые для севера Евразии прямые определения возраста морских каргинских отложений по фораминиферам дают основание для корреляции каргинского горизонта Сибири со стадией 3 изотопно-кислородной шкалы плейстоцена (OIS 3). Новые ^{14}C даты являются дополнительным независимым подтверждением существования морской трансгрессии на севере Сибири в постказанцевское время. Более высокую достоверность датирования методом AMS по сравнению со стандартным жидкостно-сцинтилляционным вариантом ^{14}C метода в подобных случаях признают и противники существования морских каргинских отложений на севере Сибири [Арсланов и др., 2004].

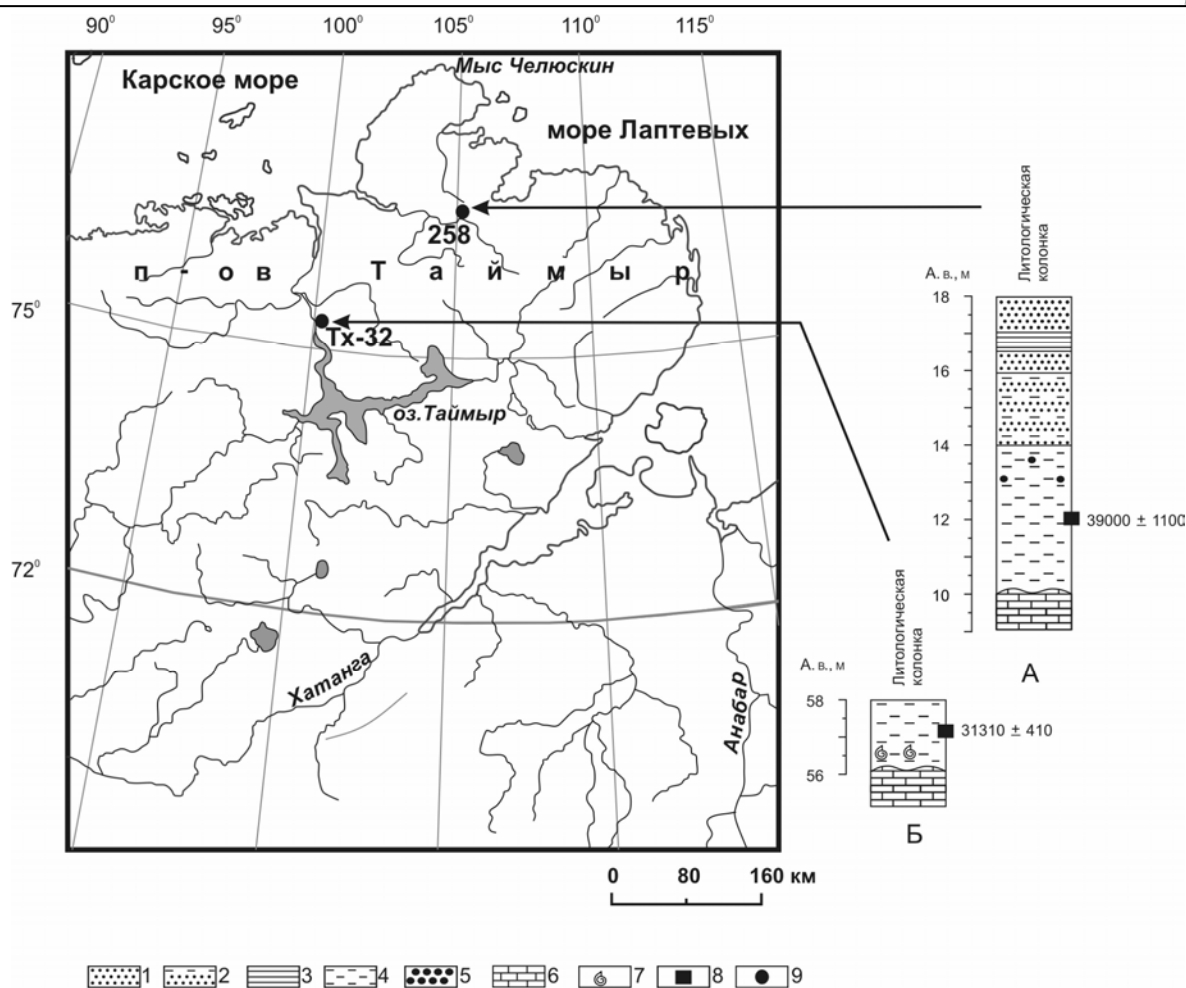


Рис. 1. Расположение изученных разрезов каргинских морских отложений п-ова Таймыр и их радиоуглеродные даты. Цитологические колонки: А обнажение №258; Б обнажение №ТХ-32 (по [Левчук, 1984, с. 48, 59], с дополнениями авторов). 1 – песок; 2 – песок алевритовый; 3 – глина; 4 – алеврит; 5 – галька; 6 – дочетвертичные отложения; 7 – раковины моллюсков; 8 – место отбора образцов для радиоуглеродного датирования; 9 – местоположение изученных обнажений.

В свете этих данных можно считать, что существующие региональные стратиграфические схемы четвертичных отложений Сибири в коренном пересмотре, вероятнее всего, не нуждаются, а позиция каргинского межледникового горизонта [Унифицированная..., 2000; Gusskov, Levtschuk, 1999] в изученных авторами разрезах остается неизменной. Вопрос о возрасте других разрезов морских отложений второй половины позднего неоплейстоцена на Таймыре требует дальнейшего изучения, в частности, ^{14}C датирования методом AMS комплексов фораминифер в ряде опорных разрезов.

Исследование проведено при финансовой поддержке Национального научного фонда США (U.S. NSF), грант № EAR01-15488; программы Фулбрайт, грант № 03-27672; РФФИ, грант № 05-05-64221.

ЛИТЕРАТУРА

Антропоген Таймыра. М.: Наука, 1982. 184 с.

Арсланов Х.А., Лаухин С.А., Максимов Ф.Е. и др. ДАН. 2004. Т. 396. № 6. С. 796–799.

Астахов В.И., Мангеруд Я. ДАН. 2005. Т. 403. № 1. С. 63–66.

Кинд Н.В. Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. М.: Наука, 1974. 255 с.

Лаухин С.А., Арсланов Х.А., Шилова Г.Н. и др. ДАН. 2006. Т. 411. № 4. С. 540–544.

Левчук Л.К. Биостратиграфия верхнего плейстоцена севера Сибири по фораминиферам. Новосибирск: Наука, 1984. 128 с.

Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 2. М.: Недра, 1982. 556 с.

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

Astakhov V.I. Global and Planetary Change. 2001. V. 31. № 1–4. P. 281–293.

Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Global and Planetary Change. 2001. V. 31. № 1–4. P. 125–139.