



СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ АЛТАЙ В ПЕРИОД ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНОЙ СТАДИИ ВЕРХНЕГО ПАЛЕОЛИТА

С.В. Маркин

Институт археологии и этнографии СО РАН

В низко- и среднегорной части северо-западного Алтая представлена группа стоянок, сконцентрированная на р. Ануй и некоторых его притоках, культура которых развивалась, начиная с гыданской стадии сартанского оледенения (примерно 22000–16000 л. н.). Сартанские объекты региона организованы в условиях пещер (слои 9 в центральном зале и 6, 5 на предвходовой площадке Денисовой; 14б, 14а, 13, 12, 11г, 11б, 11в, 11а Каминной; 5б и, возможно, 4в Искры) и открытых пространств (слои 4–2 Усть-Каракола I, горизонты 1–5 Ануя 2). Все объекты являются многослойными. На стоянке Усть-Каракол I сартанские культуросодержащие горизонты подстилаются более древними осадками с включенными в них комплексами артефактов, начиная с эпохи раннего палеолита. В разрезах пещер Денисовой и Каминной сартанские материалы расположены выше технокомплексов различных стадий древнекаменного века, а перекрываются комплексами находок, представляющие этапы заселения пещер от эпохи неолита и до времени сложения традиционной культуры современных этносов. В пещере Искра осадки с финально палеолитическими индустриями, лежащие на коренных породах, приурочены к основанию рыхлой толщи. Выше по разрезу памятника зафиксированы отложения с материалами эпох неолита, развитой бронзы, железа и средневековья.

Индустрии второй половины верхнего палеолита региона связаны с различными литологическими подразделениями пещер и террас. В карстовых полостях это могут быть легкие лессовидные или тяжелые пластичные суглинки с линзами дресвы и щебня – т. е. продуктами дезинтеграции коренных пород, в которых выработаны пещеры. Иногда в качестве заполнителя рыхлых пород может выступать разнообразный по минералогическому составу материал, поступавший в пещеру с внешней поверхности. На открытых стоянках сартанская часть вертикального среза сложена легкими лессовидными суглинками, незначительно обогащенными обломочным материалом, иногда образующим глыбово-щебнистые фрагменты разреза.

Хронология объектов основана на датах абсолютного возраста и относительном залегании литологических тел в толщах разрезов, в которых установлена последовательность ландшафтно-климатических изменений неоплейстоцена [Археология,

геология..., 1998; Деревянко, Шуньков, Аношкин, 1998; Деревянко, Шуньков, Постнов, 1998; Болиховская, Маркин, 2002; Природная среда и человек..., 2003; Деревянко, Маркин, 2005; Васильев, Деревянко, Маркин, 2006].

В низкогорном участке региона для времени накопления верхней части разреза Денисовой установлено доминирование степных и нивальных биоценозов при общей деградации лесной и луговой растительности в условиях холодного и сухого климата, что соответствует палеосреде сартанского (аккемского) времени. Верхний возрастной предел этой части разреза определяют радиоуглеродные даты в диапазоне 10,8–9,9 т. л. На стоянке Усть-Каракол I отложения сартанского времени по сравнению с предыдущим также характеризуются ухудшением климатических обстановок. В это время из древесной флоры исчезает подпояс смешанных лесов, среди структуры мелких животных наблюдается редукция лесной биоты и расширение горно-степных сообществ.

Возраст сартанских отложений, а это в общей сложности 12 слоев из пещеры Каминной (среднегорная часть северо-западного Алтая) по многочисленным радиоуглеродным датам определяется в диапазоне 15,3–10,3 тыс. лет назад. В основании толщи находятся монолиты рухнувшего свода пещеры, связанные с двукратным (не ранее 15,5 тыс. лет т. н. и 14,5 тыс. л. т. н.) проявлением тектонической активности в регионе. Среди крупных млекопитающих этого времени, преобладающими по числу видов, являются животные открытого лесостепного и степного ландшафтов (в условиях горного рельефа – разреженных лесов, лугов и нагорных степей). В составе фауны мелких животных большинство принадлежит животным степной и горно-степной адаптации к условиям разнообразных открытых ландшафтов, где доминировали сухие остепненные участки. По отложениям пещеры, начиная с 12,1 тыс. лет реконструируется несколько фаз в развитии растительности и климата среднегорной части Северо-Западного Алтая, который находился в зоне распространения и последующей миграции перелюговых лесостепей, перелюговых степей, степей и лесостепей и перелюговых горно-лесных ландшафтов. Анализ грубого материала, выступающего в качестве заполнителя сартанских седиментов регистрирует вариации относительной сухости и влажности обстановок осадконакопления.



Памятники региона представляют собой жилые стоянки, на которых осуществлялся полный цикл обработки камня. Такое совмещение стоянки и мастерской обусловлено широким использованием сырья, добывавшегося в непосредственной близости от места обитания на пляжах русловых галечников р. Ануй и его притоков. Так в пещере Искра предпочтение для изготовления артефактов отдавалось осадочным породам – сероцветным алевролитам и разнозернистым песчаникам. Из других пород использовались яшмоиды и эффузивы. В индустриях стоянки Усть-Каракол I также преобладают алевролиты и эффузивы. В подчиненном положении находятся роговики, яшмоиды и жильный кварц. Большинство артефактов из Денисовой пещеры изготовлено из алевролитов и песчаников. Нередко также применялись эффузивы. Реже использовались контактово-измененные породы: ороговиковые алевролиты и роговики, в единичных случаях – жильный кварц. Литоресурсами в пещере Каминной служили вулканические, осадочные породы, яшмоиды, роговики, выходы которых обнаружены вблизи карстовой полости.

Техника раскалывания на всех памятниках основана преимущественно на параллельном и призматическом расщеплении горных пород, включая микропластинчатые технологии. В качестве заготовок для большинства орудий стоянок низкогорной части региона в основном использовались пластины и пластинки неправильных очертаний. Если для пещер Искра и Денисова, а также стоянки Усть-Каракол I обычна пластинчатая направленность технокомплексов, то для материалов Каминной, удлиненные заготовки менее характерны. Подобную вариабельность, возможно, отнести за счет качества используемого сырья. В орудийных наборах стоянок характерно смешение мустьерских и верхнепалеолитических категорий и типов инвентаря. Здесь представлены различные разновидности скребел (продольные одинарные и двойные, диагональные, конвергентные, поперечные), зубчатые орудия, анкоши, редкие остроконечники, галечные артефакты, ножи с обушками, образованные различным способом, шиповидные и клювовидные изделия. Значительные объемы набора орудий формируют ретушированные пластины и отщепы, скребки (боковые, концевые, стрельчатые), резцы (боковые, поперечные, плоские), долотовидные изделия, проколки, редкие бифасы (овальные, листовидные) и орудия с черенком. Для всех индустрий региона, кроме стоянки Усть-Каракол I, характерен микроинвентарь, в первую очередь в виде пластинок с притупленным краем. В слое 9 Денисовой пещеры обнаружен уникальный для палеолита Алтая образец геометрического микролита в виде

сегмента. Находка обозначила крайнюю восточную точку ареала геометрических микролитов в Северной Азии. На ряде памятников обнаружены изделия из кости. Так в Денисовой пещере представлены иглы с ушком, проколки, подвеска из зубов оленя, пластина эмали бивня мамонта с искусственным отверстием, пронизки цилиндрической формы из трубчатых костей птиц, кольца из скорлупы яиц страуса, пластины с рядом симметричных поперечных нарезок. Обработанная кость из пещеры Каминная включает иглы овального и округлого сечения, орудия с уплощенным основанием, образцы украшений из клыков животных. В материалах пещеры Искра известны костяные подвески, выполненные из просверленных клыков и предкоренных зубов лисицы, а также пластинка трубчатой кости с субпараллельными нарезками.

Выявленные материалы заключительной стадии верхнего палеолита Северо-Западного Алтая свидетельствуют о преемственности и последовательном развитии предшествующих технокомплексов, время существования которых в регионе определяется в интервале 28–21 тыс. л. н. Сравнение их с финальнопалеолитическими памятниками Алтая, несмотря на то, что они распространены повсеместно от Предалтайской равнины до Чуйской впадины, затруднено. Это разрушенные и погребенные стоянки открытого типа, как правило, приурочены к «немым» лесовидным суглинкам и супесям верхней части отложений надпойменных террас, поэтому выделение палеолитических материалов произведено с заметной долей условности. Исследования по реконструкции палеосреды на них не велись; практически отсутствуют и абсолютные даты (кроме единичных дат по стоянкам Дмитриевка и Тыткескень 3). Все это не позволяет провести корреляцию комплексов с климатостратиграфическими единицами позднесарматского времени. Вместе с тем, индустрии большинства памятников Алтая, такие как Сростки, Майма, Бигдон и т. д. содержат плоские и клиновидные ядрища, многочисленные скребла, скребки, долотовидные орудия, чопперы. Индустрии ряда объектов, значительно удаленные друг от друга, такие как Ушлеп 3, и 5 в Солтонской впадине, 6 слой стоянки Тыткескень 3 на Средней Катуни, рассмотренные объекты северо-западного Алтая, дополнены микроинвентарем в виде пластинок с притупленным краем, пластинок с ретушным усечением концов и некоторыми разновидностями микроострий. В материалах некоторых слоев Каминной и Денисовой встречены транкированные сколы с поперечно усеченными ретушированными концами. Вторичная обработка подобных артефактов, в первую очередь, придает форму предмета, то есть уменьшает его длину, устраняет хрупкие концы, оформляет обуш-



ки, в ряде случаев участвует в создании рабочей части орудия. Одним словом, по каким то параметрам материалы Алтая обладают большой схожестью, по каким то они, напротив, различаются, но эти различия, увы, не образуют группировок стоянок с четкими границами. Вопрос о причинах подобной вариативности, а мы исходим из многофакторной природы их образования, вряд ли разрешим на современном уровне наших представлений, в связи с хронологической неясностью большинства алтайских объектов. Вместе с тем отметим, что во всех случаях действуют две основные группы факторов – природные и культурные. Вряд ли в настоящее время на Алтае, возможно, выделить какие то варианты и, тем более, археологические культуры в финале верхнего палеолита. Можно лишь утверждать, что алтайские памятники имеют сходство по облику индустрии с синхронной культурой обитателей юга Сибири, представленной в Кузнецкой впадине, на Енисее и их аналогам в Приангарье, Забайкалье, Сагсайской котловине и Северной Монголии.

ЛИТЕРАТУРА

Археология, геология и палеогеография плейстоцена и голоцена Горного Алтая. Новосибирск: Изд-во ИАЭ СО РАН, 1998 176 с.

Болыховская Н.С., Маркин С.В. Климатостратиграфическое расчленение отложений стоянки Каминная и позднеледниковые этапы развития растительности Северо-Западного Алтая // Третье Всероссийское совеща-

ние по изучению четвертичного периода. Материалы совещания. Т. 1. Смоленск, 2002. С. 18–20.

Васильев С.К., Деревянко А.П., Маркин С.В. Фауна крупных млекопитающих сартанского времени Северо-Западного Алтая (по материалам пещеры Каминная) // Археология, этнография и антропология Евразии. № 2 (26). 2006. С. 2–22.

Деревянко А.П., Маркин С.В. Реконструкция природно-климатических событий в верхнем палеолите среднего пояса Северо-Западного Алтая (по результатам комплексного исследования пещеры Каминная) // Эволюция жизни на Земле: Материалы III Международного симпозиума, 1–3 ноября 2005 г., Томск: Томский государственный университет, 2005. С. 333–335.

Деревянко А.П., Шуньков М.В., Анойкин А.А. Археологическая характеристика верхнепалеолитического комплекса Денисовой пещеры // Палеоэкология плейстоцена и культуры каменного века Северной Азии и сопредельных территорий. Новосибирск: Изд-во ИАЭ СО РАН, 1998. Т. 1. С. 153–161.

Деревянко А.П., Шуньков М.В., Постнов А.В. К характеристике среднего этапа верхнего палеолита Алтая // Палеоэкология плейстоцена и культуры каменного века Северной Азии и сопредельных территорий. Новосибирск, Изд-во ИАЭ СО РАН, 1998. Т. 1. С. 174–184.

Природная среда и человек в палеолите Горного Алтая // А.П. Деревянко, М.В. Шуньков, А.К. Агаджанян, Г.Ф. Барышников, Е.М. Малаева, В.А. Ульянов, Н.А. Кулик, А.В. Постнов, А.А. Анойкин. Новосибирск: Изд-во Ин-та археологии и этнографии СО РАН, 2003. 448 с.

ДИНАМИКА КОМПЛЕКСОВ МЛЕКОПИТАЮЩИХ ЕВРОПЫ В КОНЦЕ ПЛЕЙСТОЦЕНА – РАННЕМ ГОЛОЦЕНЕ (24–8 ТЫС. ЛЕТ НАЗАД)

А.К. Маркова¹, Т. ван Кольфсхотен², А.Ю. Пузаченко¹, П.А. Косинцев³, Н.Г. Смирнов³

¹Институт географии РАН, Москва 117234, Старомонетный 29, nature@online.ru;

²Лейденский университет, г. Лейден, Нидерланды, t.van.kolfschoten@arch.leidenuniv.nl;

³Институт экологии растений и животных УО РАН, Екатеринбург, ул. 8 марта, kra@ipae.uran.ru

Переход от плейстоцена к голоцену, от последнего оледенения к голоценовому межледниковью, характеризовался резкими перестройками биоты Земли. Они ярко проявились в северном полушарии, в том числе и на территории Европы. В последние десятилетия был накоплен значительный палеобиологический материал, характеризующий эти изменения. Участниками данной работы была предпринята попытка объединить палеотериологические материалы в единую базу данных, с тем, чтобы провести их совместный анализ и выявить особенности экосистем Европы в разные интервалы рассматриваемого переходного периода; уста-

новить основные тренды и темпы их перестройки под влиянием климатических изменений; реконструировать региональные особенности экосистем.

Для наиболее полного отражения биотических изменений на территории Европы при переходе от плейстоцена к голоцену, были привлечены териологические материалы, охватывающие период от 24 до 8 тыс. л. н., включающие: интервал наиболее сильного похолодания последнего оледенения (24–17 тыс. л. н.), позднеледниковья (17–12,4 тыс. л. н.), межстадиальных потеплений бёллинг-аллерёд (12,4–10,9 тыс. л. н.), стадийного похолодания поздний дриас (10,9–10,2 тыс. л. н.) и раннего го-



лоцена (10,2–8 тыс. л. н.). Рассматривались материалы из местонахождений, датированных радиоуглеродным методом.

Применение математических методов способствовало оперативному анализу полученных данных и исключало возможность субъективного подхода к интерпретации. Электронное картографирование проводилось для реконструкции ареалов отдельных индикаторных видов млекопитающих, ареалов териокомплексов, согласно выделенным пяти временным срезам. Это позволило проследить последовательность изменений териокомплексов на территории Европы, их направленность, скорость, региональные особенности.

Териокомплексы максимального похолодания последнего оледенения (LGM) (<=24 – >=17 тыс. л. н.)

В этот интервал времени огромные территории Европы расположенные между Скандинавским ледниковым щитом и ~ 48 с.ш. были заняты различными вариантами «мамонтового комплекса». Пять из реконструированных для LGM комплексов млекопитающих являются вариантами «мамонтового комплекса»: перигляциальная тундра, перигляциальная тундро-лесостепь (два варианта), перигляциальная лесостепь (два варианта), обладающих уникальной структурой и не имеющих современных аналогов. Для этих териокомплексов было характерно наличие в видовом составе видов млекопитающих разной экологии, которые в настоящее время, и в межледниковые периоды прошлого обитали в разных природных зонах. Подобный видовой состав комплексов млекопитающих отражает своеобразие природы в LGM с преобладанием открытых безлесных ландшафтов. Сплошная лесная зона в этот интервал не существовала, что открыло «пути» для проникновения степных млекопитающих к западу и северу Европы. Сильное влияние покровного оледенения в это время позволило типичным млекопитающим тундровой зоны распространиться к югу вплоть до 46–48 с.ш. Лесные виды неморальных лесов сохранились в рефугиумах, расположенных в горных системах, и в меньшей степени, в долинах рек, и на некоторых возвышенностях, характеризующихся разнообразными локальными местообитаниями и «укрытиями». Зональность в LGM была выражена очень слабо. Видовой состав млекопитающих позволяет говорить об образовании комплексов т.н. «смешанных» фаун, не имеющих аналогов в настоящее время. Эти комплексы включали виды, ныне обитающие в разных природных зонах.

Принципиальная граница, отделяющая фауны мамонтового комплекса от фаун, не несущих заметных следов похолодания проходила по ~ 45 с.ш. Южнее этой границы структура териоком-

плексов Европы принципиально меняется. Леса, включая широколиственные, чередующиеся с открытыми ксерофитными пространствами, а также альпийские луга высокогорий, были широко распространены на равнинах и в горных системах юга Европы (Пиренеи, Апеннины, Балканы, Кавказ).

Териокомплексы позднеледниковья (LGT) (<17 – >=12,4 тыс. л. н.)

Основные черты комплексов млекопитающих позднеледниковья (LGT) были близки с таковыми максимума похолодания последнего оледенения (LGM). Этот факт говорит о сохранении в этот интервал холодных и достаточно аридных климатических условий на территории северной и средней Европы. Комплексы млекопитающих позднеледниковья также имели уникальную структуру и включали млекопитающих разной экологической приуроченности (тундровых, степных и лесных), ныне обитающих в разных природных зонах. Именно эти териокомплексы, близкие к таковым LGM, занимали обширные территории Европы. Для них также было характерно присутствие значительного числа крупных травоядных и «пещерных» хищных, вымерших в конце позднего плейстоцена – в голоцене. Отмеченное распространение степных видов далеко к северу от мест их современного обитания позволяет говорить, что сплошная лесная зона еще не сформировалась. Лесные млекопитающие сохранялись в рефугиумах в горах и предгорьях и возвышенностях с их многообразием местообитаний, а также в долинах рек с участками лесной и кустарниковой растительности. Полученные материалы позволяют также реконструировать большой рефугиум, приуроченный к Уральским горам. В этом регионе было выявлено значительное число как тундровых и степных, так и лесных млекопитающих. Несомненно, их существование поддерживалось значительным числом локальных местообитаний.

Положение южной границы перигляциальных териокомплексов практически не отличается от таковой, существовавшей в LGM. Она также проходила ~ по 45–46 с.ш. в Восточной Европе и по ~45 с.ш. в Западной Европе.

Многие тундровые виды в позднеледниковье имели огромные ареалы (также как и в LGM), что указывает на сохранение холодных климатических условий и распространении перигляциальных типов растительности в северной и средней Европе. Степные млекопитающие расширяли свои ареалы на север и на запад. Такое расширение ареалов было связано с обилием открытых перигляциальных ландшафтов. Лесные млекопитающие концентрировались главным образом в южных горных системах Европы (на Апеннинах, вблизи Альп и воз-



можно на Балканах, Пиренеях и Карпатах, для которых мы, к сожалению, пока не имеем достаточного количества датированных местонахождений). Здесь влияние покровного ледника было незначительным, что позволяло выживать многим теплолюбивым лесным видам.

Можно констатировать, что териокомплексы позднеледниковья отражают суровые условия палеосреды, мало отличающиеся от условий предшествующего интервала времени (LGM). Таким образом, с 24 до 12,4 тыс. л. н. на территории Европы сохранялись стабильные криоаридные условия.

Териокомплексы межстадиальных потеплений бёллинг-аллерёд (BAIC) (<12,4 – >=10,9 тыс. л.н.)

Реконструированные комплексы этого интервала времени дают представление о начавшемся распаде «мамонтовой» степи, что явилось результатом начавшегося потепления климата.

Сократились ареалы субарктических млекопитающих, которые в это время проникали на юг лишь до 52–54 с.ш., в то время как в LGM и LGT они достигали 45 с.ш. Плотность их местонахождений становится значительно ниже. Появление лесных видов на севере Европы позволяет говорить об увеличении роли лесной растительности в этих регионах. Залесенные территории перемежались с открытыми участками тундростепной растительности, распространенными на тех же территориях.

Ареалы степных млекопитающих в бёллинге-аллерёде по-прежнему охватывали и западные регионы Европы и были значительно шире в сравнении с современными местами их обитания. Это указывает на сохранение ландшафтов перигляциальных тундро-лесостепей, лесостепей и степей даже в Западной Европе, однако ареалы видов открытых пространств, вероятно, имели прерывистый характер.

Типичные представители «мамонтового» комплекса (мамонт, шерстистый носорог, первобытный бизон, гигантский олень и др.) по-прежнему были распространены в Европе, но их находки становятся редкими в BAIC. Некоторые из них сохранились лишь в горных регионах (например, пещерный лев).

Исследование териофаун бёллинга-аллерёда позволило выявить существование «смешанных», «безаналоговых» фаун в центре и на севере Европы и в этот интервал конца позднего плейстоцена. Однако в сравнении с предыдущими интервалами ареалы перигляциальных комплексов сократились и их южные границы сместились к северу.

В целом фауны этого интервала позволяют реконструировать постепенное изменение географического положения и видового состава териокомплексов, выразившееся в сокращении ареалов субарктических видов, в прерывистости их ареалов, в

значительном уменьшении плотности находок представителей «мамонтовой фауны». Однако формирование сплошного лесного пояса в это время по данным млекопитающих еще не произошло.

Стадиальное похолодание позднего дриаса (<10,9 – >=10,2 тыс. л.н.)

Проанализированные данные, относящиеся к позднему дриасу показывают, что нигде на территории Европы не выявлено одновременное присутствие в фаунах: 1) видов, характерных только для плейстоцена (*Mammuthus primigenius*, *Ursus spelaeus*, *Panthera spelaea*, *Bison priscus*), 2) ныне тундровых и 3) ныне степных видов. Таким образом, своеобразный перигляциальный комплекс, в это время распался. В отдельных районах сохранялись реликтовые популяции плейстоценовых видов: на севере и востоке Восточной Европы обнаружены единичные датированные находки *Mammuthus primigenius*, на Южном Урале – *Bison priscus*, в Крыму – *Panthera spelaea* (это наиболее поздние находки этого вида), на севере Европы, а также на Среднем и Южном Урале – *Megaloceros giganteus*. Сочетание тундровых и степных элементов встречается только на севере и в горах Западной Европы, а также на Среднем Урале, но тундровые виды и там теряют положение доминантов, переходя в категорию редких или даже очень редких видов. Степные виды продолжали обитать значительно севернее границ их современных ареалов. Распространение лесных видов млекопитающих пока не дает возможность говорить о существовании сплошной лесной зоны, однако их роль становится более выраженной, особенно в горных районах. Видовой состав млекопитающих позднего дриаса свидетельствует, что «мамонтовый» комплекс преобразовался в преимущественно степной, с участием лесных элементов и реликтовых популяций плейстоценовых и арктических элементов. Териокомплексы позднего дриаса по-прежнему не могут быть сопоставлены ни с одним из современных комплексов.

Териокомплексы раннего голоцена (пребореала-бореала – PB-BO) (<10,2 – >= 8 тыс. л.н.)

Ранний голоцен (пребореал – бореал) являлся временем начала формирования основных природных зон. Проведенное исследование показывает, что формирование зональной структуры комплексов млекопитающих не завершилось в конце бореального периода на территории Европы. Скорости этого процесса были различны в разных частях Европы. К концу бореального периода сформировались териокомплексы степи и, вероятно, смешанных лесов Восточной Европы, кавказский горный комплекс. Однако формирование комплексов млекопитающих тундры, тай-



ги, широколиственных лесов и лесостепи еще не завершилось. В некоторых регионах Европы еще сохранялись реликтовые популяции видов «мамонтового» комплекса (например, *Coelodonta antiquitatis* и *Megaloceros giganteus* на Урале, *Mammuthus primigenius* – в северной части Русской равнины, датированный по ^{14}C пребореальным временем), уже исчезнувшие с остальной территории Европы.

В раннем – среднем голоцене с территории Европы уже практически исчезают первобытный бизон, овцебык, плейстоценовый суслик и ряд других видов.

Для раннего голоцена также был выделен териокомплекс гор юга Европы – наиболее стабильный комплекс конца плейстоцена – раннего голоцена. Стабильность видового состава этого комплекса объясняется его южным географическим положением.

Таким образом, благодаря анализу многочисленных териологических данных, относящихся к раннему голоцену, было установлено, что в это время началось формирование зональных териокомплексов голоценового межледниковья.

Проведенное исследование териофаун Европы, относящихся к концу плейстоцена – раннему голоцену позволили последовательно проследить особенности трансформаций фаун последнего оледенения в фауны голоценового межледниковья. Комплексы млекопитающих, отвечающие максимальному похолоданию последнего оледенения и позднеледниковью, отличались своеобразной структурой, не имеющей аналогов в настоящее время. Они относятся к типичным «смешанным», «безаналоговым», «гипербореиным», «перигляциальным». Лишь в Средиземноморье влияние покровного ледника в это время практически не ощущалось.

В межстадиальные потепления бёллинг-аллерёд (BAIC) отмечается более широкое распространение лесных сообществ. Однако млекопитающие, ныне обитающие в тундре, и степные виды были еще широко распространены почти по всей территории Европы. Формирование современной зональности еще не началось в это время. Типичные представители мамонтового комплекса (мамонт, шерстистый носорог, первобытный бизон и другие виды) были по-прежнему широко распространены.

Короткое похолодание позднего дриаса не отразилось очень заметно на фауне млекопитающих. Териокомплексы, относящиеся к этому времени, еще включают виды мамонтового комплекса, но число субарктических млекопитающих становится ниже.

В раннем голоцене постепенное потепление климата повлияло на начало реорганизации ареалов млекопитающих и комплексов млекопитающих Европы. Этот процесс продолжался в течении пребореала и бореала и закончился уже в среднем голоцене, в атлантическое время. Крупные травоядные мамонтового комплекса (мамонт, шерстистый носорог, гигантский олень и др.) сохранились в раннем голоцене лишь в нескольких рефугиумах, в основном в Уральских горах и на севере Русской равнины. В раннем голоцене (в бореале) сформировались териокомплексы степи и смешанных лесов, а также продолжал существовать средиземноморский териокомплекс. Однако комплексы, характерные для современной тайги, широколиственных лесов и лесостепи еще не сформировались. Териокомплексы раннего голоцена отражают начальные этапы формирования зональных териокомплексов Европы.

КОМПЛЕКСНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЛЕССОВО-ПОЧВЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СИБИРИ (НА ПРИМЕРЕ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ БЕЛОВО И КУРТАК)

Г.Г. Матасова, А.Ю. Казанский

ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск

К настоящему времени разработаны различные критерии, определяющие особенности процесса осадконакопления в конкретных седиментационных обстановках. Одним из наиболее чувствительных индикаторов динамики процесса седиментации в палеогеографическом смысле является гранулометрический состав отложений. В субэразальных отложениях он зависит от источника сноса обломочного материала, способа и дальности его транспортировки, от обстановки осадконакопления.

Цель настоящей работы заключается в выявлении особенностей формирования субэразальных отложений в среднем и позднем неоплейстоцене в южной части Западной Сибири (разрез Белово, 52,4 N, 83,4 E) и в Средней Сибири (разрез Куртак, 55,1 N, 91,4 E) по результатам гранулометрических и петромагнитных исследований.

Гранулометрический анализ проведен в ИГГ КАН (г.Пекин) на лазерном анализаторе PRO-7000 SK. Петромагнитные исследования выполнены в ИГГ



КАН и в лаборатории геодинамики и палеомагнетизма ИНГГ СО РАН. Измерены магнитные характеристики: χ – магнитная восприимчивость на двух частотах поля (χ_{LF} на 0,47 кГц и χ_{HF} на 4,7 кГц), NRM – естественная остаточная намагниченность; SIRM – остаточная намагниченность насыщения, созданная в постоянном поле 1,4 Тл, IRM – изотермическая остаточная намагниченность, полученная в обратном поле 0,3 Тл, ARM – безгистерезисная остаточная намагниченность, приобретенная в переменном поле 100 мТл в присутствии постоянного магнитного поля Земли. Используются расчетные характеристики: Q – фактор Кенигсбергера; $S = IRM/SIRM$ – соотношение магнитомягких и магнито жестких минералов; $FD = 100\% * (\chi_{LF} - \chi_{HF}) / \chi_{LF}$ – оценка количества суперпарамагнитных (СПМ) зерен в магнитной фракции; $\chi/SIRM$, χ/ARM – отношения, прямо пропорциональные эффективному размеру магнитного зерна.

Изучение гранулометрического состава лессово-почвенных отложений показало, что здесь преобладает алевритовая фракция (10–100 мк) (рис. 1). Ее количество в лессах разреза Белово – 50–70%, в палеопочвах – 48–65%. Содержание глинистой фракции (<10 мк) в лессах < 45%, а количество песчаной (>100 мк) достигает 15%, но чаще <10%. В гумусовых горизонтах педокомплексов (ПК) содержание глинистой фракции возрастает до 40–60%, а песчаной фракции падает до 0–3%. Средний медианный размер зерен (d_m) в лессах колеблется, в основном, в диапазоне 15–20 мк, в гумусовых горизонтах d_m ~7–12 мк. Вариации d_m совпадают с колебаниями содержания песчаной фракции (коэффициент корреляции $R=0,91$) и физического песка (>50 мк) ($R=0,87$).

Гранулометрический состав лессов и ископаемых почв Средней Сибири (разрез Куртак) отличается от аналогичных отложений Западной Сибири в сторону крупнозернистости (рис. 1). Алевритовой фракции здесь в лессах 63–90%, песчаной до 10–15%, глинистой – до 35%. В ПК алевритовая фракция составляет 55–75%, песчаная – 1–10%, глинистая – до 40%. В лессах d_m колеблется, в основном, между 25–50 мк, в гумусовых горизонтах d_m ~22–34 мк. Изменения d_m коррелируют с содержанием физического песка ($R=0,97$), с количеством алевритовой фракции ($R=0,79$).

Петромагнитные исследования должны были ответить на вопросы: какая гранулометрическая фракция содержит основное количество магнитных минералов и какие фракции ответственны за различные магнитные характеристики?

Было проанализировано четыре пары различных магнитных параметров: два концентрационных параметра (χ , SIRM), два параметра (ARM, FD), чувствительных к присутствию мелких (ОД, СПМ) зерен, два параметра (Q, S), реагирующие, главным

образом, на состав магнитной фракции и два отношения $\chi/SIRM$, χ/ARM , оценивающие эффективный размер магнитного зерна (табл. 1).

Величина и поведение концентрационных магнитных параметров зависят от содержания магнитных минералов в физическом песке (>50 мк). Фактор Q, наоборот, связан с количеством мелкозернистых фракций, что указывает на интенсивное химическое преобразование магнитных минералов в мелкозернистых фракциях, в основном, в глинистой. Об этом же свидетельствует отрицательная связь параметра S с глинистой фракцией (Белово), указывая на присутствие в ней магнито жестких минералов (гематита, гетита и т.п.). Положительную корреляцию с мелкозернистыми фракциями имеет FD-фактор, отмечая зависимость количества СПМ зерен от количества глинистой фракции. В Куртаке СПМ-зерна по данным петромагнитных измерений практически отсутствуют [1].

Положительная связь эффективного размера магнитного зерна с d_m и с крупнозернистыми фракциями подтверждает, что магнитные свойства лессово-почвенных отложений Сибири (по изученным разрезам) определяются количеством и составом магнитных минералов, находящихся в физическом песке, и более конкретно, в крупноалевритовой фракции. Смена положительной корреляции на отрицательную для всех магнитных параметров происходит в мелкоалевритовой фракции, в диапазоне размеров зерен 20–50 мк (Куртак), 10–40 мк (Белово).

Почти не связана с гранулометрическим составом ARM. Этот параметр чувствителен к ОД-зернам. Анализ зависимости ARM от содержания различных гранулометрических фракций отдельно для лессовых толщ и ПК приводит к выводу, что в лессах ARM показывает общую концентрацию магнитных минералов, как SIRM и χ , а в палеопочвах реагирует на присутствие ОД зерен. В результате противоположные взаимосвязи ARM с гранулометрическими показателями в лессах и палеопочвах приводят к отсутствию этих зависимостей по разрезу в целом.

Интересно сравнить результаты проведенных исследований с аналогичными результатами исследований лессово-почвенных серий Китайского лесового плато (КЛП) и Аляски – двух регионов с противоположным характером записи палеоклимата в магнитных свойствах лессов и ископаемых почв [2]. В пределах КЛП d_m лессов, близкие к среднесибирским (Куртак), встречаются только в северных, северо-западных и северо-восточных разрезах на границе с пустынями и полупустынями, там, где в лессовых толщах много песчаных горизонтов [6]. В западной части КЛП в лессах этот размер уже меньше (20–35 мк), в палеопочвах – около

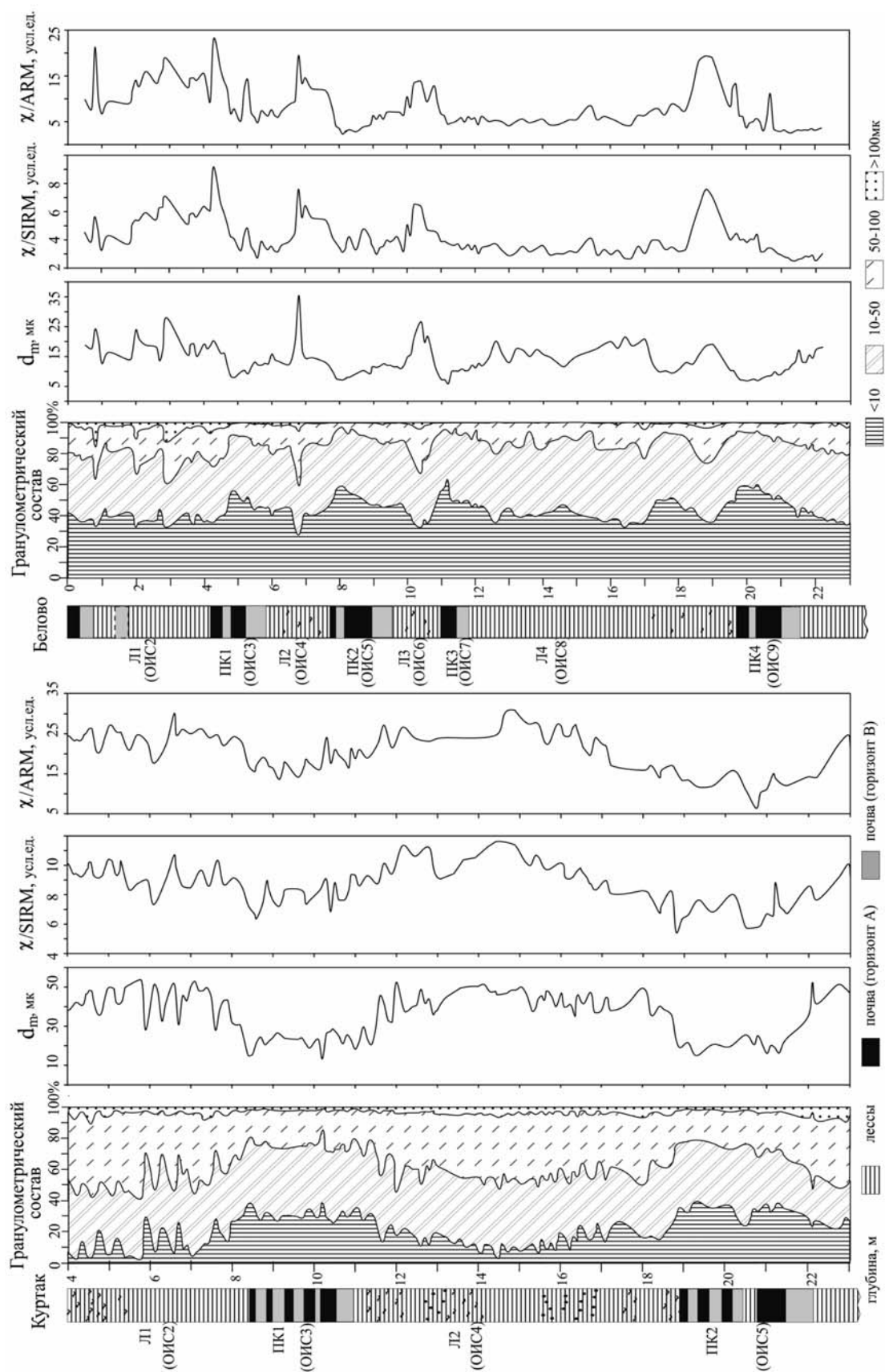


Рис. Гранулометрический состав и эффективный размер магнитных зерен лессов и палеопочв Сибири



Таблица 1. Коэффициенты корреляции между гранулометрическими и петромагнитными характеристиками лессово-почвенных отложений Сибири

	d_m	>100	>50	10 100	50 100	10 50	<10	<2
Куртак n=102								
χ	0.61	0.49	0.62	0.38	0.59	-0.32	-0.5	-0.37
SIRM	0.58	0.51	0.59	0.31	0.55	-0.37	-0.43	0.31
ARM	0.27	0.36	0.29	-0.04	0.23	-0.44	-0.07	0.03
FD	0.11	0.19	0.1	-0.05	0.06	-0.17	-0.01	-0.01
Q	-0.4	-0.37	-0.42	-0.19	-0.38	-0.31	0.28	0.21
S	0.15	0.18	0.17	0.02	0.14	-0.2	-0.07	-0.02
χ /SIRM	0.55	0.39	0.51	0.47	0.55	-0.1	-0.51	-0.44
χ /ARM	0.56	0.17	0.58	0.58	0.64	0.05	-0.66	-0.61
Белово n=151								
χ	0.66	0.55	0.71	0.44	0.7	-0.28	-0.56	-0.71
SIRM	0.6	0.42	0.61	0.57	0.63	-0.03	-0.62	-0.7
ARM	0.19	-0.03	0.19	0.39	0.26	0.18	-0.33	-0.21
FD	-0.4	-0.33	-0.38	-0.36	-0.37	-0.01	0.41	0.51
Q	-0.31	-0.45	-0.36	0.08	-0.21	0.45	0.06	0.4
S	0.26	0.2	0.25	0.26	0.26	0.03	-0.27	-0.4
χ /SIRM	0.63	0.62	0.67	0.25	0.64	-0.5	-0.42	-0.64
χ /ARM	0.68	0.68	0.71	0.31	0.64	-0.67	-0.49	-0.71

n – количество образцов; размеры зерен в гранулометрических фракциях указаны в мк

15 мк [3] и сравним с аналогичными показателями в южной части Западной Сибири (Белово). Далее по направлению на восток и юго-восток d_m снижается и в лессовых толщах, и в палеопочвах. В центральной области КЛП в лессах $d_m \sim 10\text{--}15$ мк, в палеопочвах $\sim 10\text{--}12$ мк, в восточной области КЛП этот размер в лессах приблизительно тот же (10–15 мк), но уменьшается в палеопочвах $\sim 5\text{--}10$ мк. В южной части КЛП d_m в лессах немногим меньше (10–12 мк), в палеопочвах приблизительно тот же $\sim 5\text{--}10$ мк [3]. Таким образом, китайские лессово-почвенные отложения, в целом, (исключая северную часть КЛП) более мелкозернисты, чем сибирские. По размеру магнитного зерна китайские лессово-почвенные последовательности также более мелкозернисты (ПОД, ОД), чем сибирские, как и по обломочному зерну. При этом, магнитные параметры, за исключением размеров магнитных зерен, связаны с гранулометрическими показателями точно противоположным образом, т.е. магнитные свойства отложений КЛП определяются магнитными минералами глинистой фракции.

Гранулометрический состав позднплейстоценовых лессов и палеопочв Аляски [4] и внутриконтинентальной части Северной Америки [5] близок к средне-сибирскому, но американские

лессы более грубозернисты, чем в южной части Западной Сибири. Доменное состояние магнитных минералов в лессах Аляски определяется как ПОД, либо соответствует смеси ОД и МД (многодоменных) зерен с преимущественным вкладом МД зерен. По сравнению с лессово-почвенными образованиями КЛП магнитные зерна в отложениях Аляски более крупные ПОД, либо в общем ансамбле зерен гораздо больший вклад вносят МД зерна, т.е., в целом, лессово-почвенные серии Аляски по магнитному зерну более крупнозернисты и мало отличаются от сибирских.

Таким образом, как по размеру обломочного зерна, так и по связанному с ним размеру магнитного зерна, средне-сибирские лессово-почвенные последовательности сравнимы с аляскинскими и внутриконтинентальными американскими лессами и палеопочвами, а также с опесчаненными лессами и палеопочвами северной части КЛП. Западная часть КЛП со среднезернистыми отложениями близка по грансоставу к южной части Западной Сибири, а центральная, восточная и южная части КЛП гораздо более мелкозернисты, чем сибирские отложения.

Работа выполнена при поддержке РФФИ 06-05-65135.



ЛИТЕРАТУРА

1. Матасова Г.Г., Казанский А.Ю., Зыкина В.С., Петромагнитные характеристики опорного лессово-почвенного разреза Куртак (Средняя Сибирь) и их значение для палеоклиматических реконструкций // Проблемы реконструкции климата и природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Новосибирск: изд-во ИАЭ СО РАН, 2000. Вып. 2. С. 313–333.

2. Evans M.E., Heller F. Environmental Magnetism. New York: Academic Press, 2003. 299 p.

3. Feng Z.D., Wang H.B., Olson C. et al. Chronological discord between the last interglacial paleosol (S1) and

its parent material in the Chinese Loess Plateau // Quat. Int. 2004. Vol. 117. P. 17–26.

4. Muhs D.R., Ager T.A., Bettis III A.E. et al. Stratigraphy and palaeoclimatic significance of the Late Quaternary loess-palaeosol sequences of the Last Interglacial-Glacial cycle in central Alaska // Quat. Sci. Rev. 1986. Vol. 22. P. 1947–1986.

5. Muhs D.R., Bettis E.A. Geochemical variations in Peoria Loess of Western Iowa indicate Paleowinds of Midcontinental North America during Last Glaciation // Quat. Res. 2000. Vol. 53. P. 49–61.

6. Sun J., Ding Z. Deposits and Soils of the Past 130,000 Years at the Desert Loess Transition in Northern China // Quat. Res. 1998. Vol. 50. P. 148–156.

ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ АЗОВСКОГО МОРЯ И ПРИАЗОВЬЯ

Г.Г. Матишов^{1,2}, Г.В. Ковалева¹, В.В. Титов¹

¹ Южный научный центр РАН, Ростов-на-Дону

² Мурманский морской биологический институт КНЦ РАН, Мурманск

Геологические, палеонтологические и палеогеографические исследования в 20 веке позволили в общих чертах показать историю формирования и трансформации плейстоценовых и голоценовых экосистем на территории Приазовья. Достаточно подробно описана геологическая история Азовского моря. Однако детальное изучение континентальных и морских отложений и отдельных групп организмов выявили необходимость детализировать условия и время формирования различных стратиграфических подразделений.

Происхождение Азовского моря неразрывно связано с геологической историей черноморско-каспийского бассейна существовавшего в неоген-четвертичное время, когда сформировался современный структурный план акватории моря и прилегающей территории Приазовья и Присивашья. Однако стратиграфия собственно морских отложений Азовского моря еще не достаточно разработана [Зональная стратиграфия..., 2006]. Стратиграфия морских четвертичных отложений основана, в основном, на материалах изучения ископаемых моллюсков [Невесская, Невесский, 1960; Барг, Яценко, 2001; Динамика..., 2002], и частично, спорово-пыльцевого анализа [Вронский, 1973; Щербаков и др., 1977; Исагулова, 1978].

Началу позднего плейстоцена соответствует начало микулинского межледникового, развитие карангатской трансгрессии Черного моря и формирование мезинского почвенного комплекса. Для этого периода был характерен раннемамонтовый шкур-

латовский фаунистический комплекс, характеризовавшийся распространением *Arvicola* ex gr. *terrestris*, *Lagurus* cf. *lagurus*, *Eolagurus* cf. *luteus*, *Microtus gregalis*, *Microtus arvalis*, а также ранней формы шерстистого мамонта [Алексеева, 1990; Markova, 2007]. Подобное сообщество обнаружено в аллювии пра-Дона в районе ст. Вёшенской (Средний Дон, Ростовская обл.) откуда описаны *Marmota* cf. *bobac*, *Castor* cf. *fiber*, *Lagurus lagurus*, *Arvicola amphibious* и *Microtus* sp., *Canis* sp., *Ursus rossicus* и *Leo spelaea*, ранней формы *Mammuthus primigenius*, *Coelodonta antiquitatis*, *Equus hydruntinus*, *Equus* cf. *latipes*, *Cervus elaphus*, *Megaloceros giganteus*, *Alces alces*, *Rangifer tarandus* и *Bison priscus*. Однако в Приазовье, в отличие от более северных и западных районов, несмотря на значительное распространение мощного мезинского педокомплекса хорошо охарактеризованных фаунистических сообществ не известно. В этом отношении представляет большой интерес стоянка начала среднего палеолита Хрящи (низовья р. Северский Донец), который может дать богатый фаунистический материал, подтвержденный каменными орудиями древнего человека.

Более комплексно изучен поздний этап микулинского межледникового, поскольку с отложениями этого возраста связан ряд хорошо исследованных позднемустьерских стоянок (Рожок 1, Бирючья Балка 2). Этот этап совпал с окончанием позднекарангатской трансгрессии Черного моря и началом регрессии [Чепалыга, 1997]. Уровень Карангатско-



го бассейна Чёрного моря был в это время незначительно выше уровня современного. В это же время позднехазарская трансгрессия Каспийского моря сформировала не очень многоводный Манычский пролив, соединявший Каспийское море с Азовским морем. Фауна позднемустьерского времени состояла из *Lepus* sp., *Spermophilus* sp., *Cricetini* gen., *Eolagurus luteus*, *Microtus* sp., *Canis lupus*, *Equus caballus*, *Equus (Asinus) hydruntinus*, *Megaloceros* sp., *Bos* sp., *Bison priscus* [Титов, Кияшко, 2006]. Наиболее многочисленны в Приазовье были зубры, ослы и гигантские олени. Мамонты на территории Приазовья становятся редкими. Облик фауны и палинологические данные свидетельствуют о существовании во времена позднего мустье на рассматриваемой территории лесостепных ландшафтов, включающих обширные остепнённые участки водоразделов с преобладанием полыни и маревых, а также пойменные и байрачные смешанные леса с соснами, елями, березами, дубом, вязом. Эти данные в совокупности со спорами мха сфагнума указывают на относительно прохладные и континентальные условия климата [Праслов, 1964; Додонов и др., 2007].

Следующий этап развития экосистем Приазовья был связан с валдайским оледенением, которое сопровождалось регрессией Каспийского и Чёрного моря. В это время Азовское море высыхало и представляло собой низменную прибрежную равнину, пересекаемую глубокой долиной Дона. В северо-западной части моря существовал узкий лиман, где накапливались аллювиально-лиманские осадки, а в центральной части акватории происходило накопление в основном глинистых отложений с прослоями алевроитов и тонкозернистых песков. В конце плейстоцена в результате таяния валдайского ледника произошла Хвалынская трансгрессия Каспийского моря в результате чего была затоплена значительная территория Прикаспийской низменности, нижнего течения рр. Волги и Урала и образовался многоводный Маныч-Керченский пролив [Шнюков и др., 1974; Свиточ и др., 1998; Чепалыга, 1997].

Познеплейстоценовый этап развития биотических сообществ в Приазовье хорошо изучен на основании изучения материалов позднепалеолитических стоянок (Каменная Балка, Амвросиевка, Анеровка 2 и др.). Фаунистические сообщества были представлены *Marmota* sp., *Canis lupus*, *Ursus arctos*, *Equus latipes*, *Rangifer tarandus*, *Bos primigenius* и доминирующими копытными – *Bison priscus*. Палинологический анализ свидетельствует о преобладании на территории Северного Приазовья лесостепных ландшафтов. Палинологические спектры свидетельствуют о распространении пойменных и байрачных лесов, состоящих из сосны, ели, дуба, липы, березы и ольхи. Кроме того, в споро-пыль-

цевых комплексах присутствуют остатки зелёных мхов, папоротников, а также растений влажных лугов и прибрежно-водных биотопов [Леонова и др., 2006]. Однако ранне- и средневалдайские отложения зачастую охарактеризованы преимущественно палинологическими данными. Комплексное изучение многочисленных разведанных палеолитических памятников на территории Приазовья, вероятно, сможет помочь заполнить имеющиеся пробелы в развитии биоценозов в период последнего межледниково-ледникового макроцикла.

До сих пор нет четких представлений о палеогеографии Азовского моря в конце позднего плейстоцена и голоцена. Считается, что Азовское море окончательно обособилось в конце плейстоцена – начале голоцена около 8–10 тыс. л.н. [Семененко, Ковалюх, 1973; Шнюков и др., 1974]. С этого момента, на большей части его акватории выделяют древнеазовские и новоазовские слои, соотносимые с бугазско-витаевскими, казантипскими, каламитским и джеметинскими слоями шельфа Чёрного моря [Стратиграфия..., 1984; Барг, Яценко, 2001]. По результатам радиоуглеродного датирования раковин моллюсков, для низов новоазовских слоев указывается возраст 3100 ± 170 лет [Семененко, Ковалюх, 1973].

Исследования диатомовых водорослей из колонки донных отложений в Темрюкском заливе (юго-восточная часть моря) показали, что только в верхних 20–25 см осадков встречаются диатомовые, обитающие в современно планктоне Азовского моря. В нижележащих слоях (35–48 см) отмечено массовое развитие *Actinopterychus senarius* (Ehr.) Ehr. (= *A. undulatus* Ehr.), вымершей разновидности *A. undulatus* var. *tamanica* Jouse и переходных форм между видом и разновидностью [Ковалева, 2007]. Подобные явления массового развития вида и его разновидностей может свидетельствовать о специфических гидродинамических условиях прибрежного мелководья в водоеме, существовавших на протяжении достаточно длительного периода. В современном Азовском море, указанные виды, не достигают такого массового развития, как обнаружено в донных отложениях. Судя по распределению диатомовых, выше слоя 35 см произошел размыв отложений, вероятно, в результате трансгрессивно-регрессивных фаз развития водоема [Ковалева, Польшин, 2006; Матишов, Польшин, Ковалева и др., 2006].

Результаты палинологического анализа показали, что в донных отложениях на акватории Таганрогского залива только верхний слой (до 60 см) содержит споры и пыльцу сельскохозяйственных культур [Матишов, Польшин, Ильин и др., 2006]. Учитывая, что эпоха растениеводства в Приазовье началась



примерно 2–4 тыс. лет назад [Ильюков, 2004], эти слои можно отнести к новозавскому времени.

Голоценовый этап наземных биотических сообществ развивался под значительным антропогенным прессом и был связан с массовым развитием земледелия и скотоводства. В это время исчезли некоторые виды копытных, неоднократно изменялись ареалы мелких млекопитающих. Зафиксированы неоднократные трансформации растительного покрова [Спиридонова, 1991].

Дальнейшие исследования с использованием широкого спектра методов (биостратиграфических, литологических, литохимических, различных физических методов абсолютного датирования) позволят детальнее понять условия и время формирования морских слоев, лёссово-почвенных горизонтов, осуществить корреляцию, снять разногласия в понимании отдельных горизонтов. Палеогеографические данные очень важны в условиях необходимости прогнозирования климата и состояния экосистем.

Исследование выполнено в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН «Адаптация народов и культур к изменениям природной среды, социальным и техногенным трансформациям», при поддержке грантов РФФИ №№07-05-00400, 06-05-96700.

ЛИТЕРАТУРА

- Алексеева Л.И. Териофауна верхнего плейстоцена Восточной Европы (крупные млекопитающие). М.: Наука, 1990. 109 с.
- Барг И.М., Яценко Ю.Г. Стратиграфия четвертичных отложений и полезные ископаемые шельфа Азово-Черноморского бассейна // Исследования береговой зоны морей. Киев, 2001. С. 177–185.
- Вронский В.А. Палинологические исследования донных отложений Азовского моря // Палинология голоцена и маринопалинология. М.: Наука, 1973. С. 124–132.
- Динамика ландшафтных компонентов и внутренних морских бассейнов в Северной Евразии за последние 130000 лет. Атлас-монография / под ред. Величко А.А. Вып. 2. Общая палеогеография. М.: ГЕОС, 2002. С. 170–182.
- Додонов А.Е., Матюхин А.Е., Симакова А.Н. и др. Геоархеология и палеогеография палеолитической стоянки Бирючья Балка 2, долина р. Северский Донец // Вестник ЮНЦ. 2007. № 3. (в печати).
- Зональная стратиграфия фанерозоя России / под ред. Т.Н. Корень. СПб: Изд-во: ВСЕГЕИ, 2006. 256 с.
- Ильюков Л.С. Очерки древней истории Донского края. Ростов-на-Дону: Изд-во «Баро-пресс», 2004. С. 35–36.
- Исагулова Е.З. Палинология Азовского моря. Киев: Наукова думка, 1978. 88 с.
- Ковалева Г.В. Обнаружение слоев с *Actinocyclus octonarius* Ehr. и *Actinoptychus senarius* (Ehr.) Ehr. в позднечетвертичных осадках Темрюкского залива (Азовское море) // Палеонтология, палеобиогеография и палеоэкология. Мат. 52 сессии ВПО РАН. СПб, 2007. С. 68–70.
- Ковалева Г.В., Польшин В.В. Особенности осадко-накопления в юго-восточной части Азовского моря по результатам диатомового анализа // Проблемы геологии и освоения недр Юга России: Мат. межд. конф. Ростов-на-Дону, 2006. С. 19–21.
- Леонова Н.Б., Несмеянов С.А., Виноградова Е.А. и др. Палеоэкология равнинного палеолита (на примере комплекса верхнепалеолитических стоянок Каменная Балка в Северном Приазовье). М.: Научный мир, 2006. 360 с.
- Матишов Г.Г., Польшин В.В., Ильин Г.В. и др. Закономерности литохимии и палинологии современных донных отложений Азовского моря // Вестник Южного научного центра. М.: Наука, 2006. Т. 2. № 4. С. 38–51.
- Матишов Г.Г., Польшин В.В., Ковалева Г.В. и др. Перспективы использования диатомового и палинологического анализов при изучении донных осадков Азовского моря // Позднекайнозойская геологическая история севера аридной зоны: Мат. межд. симпозиума. Ростов-на-Дону, 2006. С. 119–123.
- Невеская Л.А., Невеский Е.Н. О составе фауны и особенностях развития Азово-Черноморского бассейна в позднечетвертичное время // ДАН СССР. 1961. Т. 136. № 5. С. 1193–1196.
- Праслов Н.Д. Палеолитические памятники Нижнего Дона и Северо-Восточного Приазовья и их стратиграфическое значение // Бюлл. ком. по изуч. четверт. периода. № 29. 1964. С. 51–66.
- Свиточ А.А., Селиванов А.О., Янина Т.А. Палеогеографические события плейстоцена Понто-Каспия и Средиземноморья (материалы по реконструкции и корреляции). М.: МГУ, 1998. 292 с.
- Семененко В.Н., Ковалюх Н.Н. Абсолютный возраст верхне-четвертичных отложений Азово-Черноморского бассейна по данным радиоуглеродного анализа // Геол. журн. 1973. Т. 33. Вып. 6. С. 91–97.
- Семененко В.Н., Сиденко О.Г. Отражение глубинных структур в морских четвертичных отложениях центральной части Азовского моря // Позднечетвертичная история и седиментогенез окраинных и внутренних морей. М.: Наука, 1979. С. 87–98.
- Спиридонова Е.А. Эволюция растительного покрова бассейна Дона в верхнем плейстоцене – голоцене. М.: Наука, 1991. 221 с.
- Стратиграфия СССР. Четвертичная система (полут. 2). М.: Недра, 1984. 556 с.
- Титов В.В., Кияшко П.В. Материалы по фауне из многослойной стоянки Бирючья Балка 2 / Историко-



археологические исследования в г. Азове и на Нижнем Дону в 2005. Азов. 2006. Вып. 22. С. 326–341.

Чепалыга А.Л. Детальная событийная стратиграфия плейстоцена Черного моря / Четвертичная геология и палеогеография России. М.: Изд-во Геос, 1997. С. 196–201.

Шнюков Е.Ф., Орловский Г.Н., Усенко В.П. и др. Геология Азовского моря. Киев: Наукова Думка, 1974. 246 с.

Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Забелина Э.К. Палеогеография Азово-Черноморья в позднем плейстоцене и голоцене // Палеогеография и отложения плейстоцена южных морей СССР. М.: Наука, 1977. С. 58–69.

Markova A.K. Pleistocene mammal faunas of Eastern Europe // Quaternary International. 2007. N 160. P. 100–111.

КАРТА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОПАСНОСТЕЙ РОССИИ МАСШТАБ 1:5 000 000

Е.А. Минина, О.Н. Круткина

ВСЕГЕИ

В последние десятилетия наблюдается прогрессирующее ухудшение экологической обстановки, происходящее на общем фоне деградации окружающей среды, вызванной усиливающейся техногенной нагрузкой. Заметно возросли повторяемость и масштабность природных катастроф, в том числе – геологических. В связи с этим проблема изучения и прогнозирования опасных природных процессов приобрела в настоящее время первостепенное значение. Важная роль в общей стратегии борьбы с природными бедствиями, нацеленной на их прогнозирование и предупреждение, отводится составлению карт опасностей. Под геологической опасностью (ГО) понимается возможность (угроза) проявления геологических процессов (ГП), способных поражать людей, наносить материальный ущерб, разрушительно действовать на окружающую человека среду [Шеко, Круподеров, 1994].

Карта составлена во ВСЕГЕИ Е.А. Мининой и О.Н. Круткиной при участии В.А. Жамойды в 2005 г. Это – первая сводная карта страны такого рода, базирующаяся на принципиально новой геодинамической легенде. В основу ее подготовки положен анализ обширного фактического материала (геологического, эколого-геологического географического, инженерно-геологического), в первую очередь картографического, а также дистанционного. Карта является аналитической. Она характеризует только одну, экологически значимую компоненту геологической среды, но более полно, в отличие от комплексных (синтетических) эколого-геологических карт. На ней отражены общие закономерности площадного распространения опасных геологических процессов (ОГП) на суше и шельфе России и степень их опасности. Карта сопровождается серией схем и карт-врезок, дополняющих информацию по ГО и геолого-ландшафтным обстановкам их проявления.

ОГП подразделяются на взаимодействующие и взаимообусловленные эндогенные и экзогенные. К первым из них, связанным с глубинными факторами, относятся землетрясения, вулканизм, извержения грязевых вулканов. Экзогенные геологические процессы (ЭГП), вызванные в основном внешними по отношению к Земле факторами, в большинстве своем также являются опасными. Значительная часть ЭГП относится к зональным, распространение которых контролируется преимущественно климатическими условиями и геоэкологической обстановкой. Развитие аazonальных ЭГП обусловлено, главным образом, морфоструктурными факторами и литологическим составом пород субстрата.

Значительные размеры территории России (17,1 млн км²), располагающейся в разных природных зонах – от арктических пустынь и тундр до субтропиков, широкое развитие многолетнемерзлых пород (ММП), контрастность рельефа, сложность и неоднородность геологического строения обусловили разнообразие ОГП. В пределах сухопутной части страны проявляются следующие опасные ЭГП: обвалы, подвижные осыпи, оползни, отседание склонов, сели, боковая (речная) эрозия, овражная эрозия, просадка в лессовых породах, суффозия, карст, заболачивание, засоление, дефляция, криогенные процессы – термокарст, пучение, наледь, морозобойное растрескивание, солифлюкция, курумы, овражная термоэрозия. К опасным ЭГП, происходящим в береговой зоне и на шельфе, относятся абразия, термоабразия, обвалы, оползни, мутьевые (турбидные) потоки, донный размыв, заносимость судоходных путей и подводных инженерных сооружений, криогенез, выпахивающее воздействие айсбергов и паковых льдов, сероводородное заражение, газопоявление, техногенное загрязнение донных отложений. Из эндогенных ГП наиболее опасны землетрясения и вулканизм. Чрез-



вычаянная опасность землетрясений обусловлена не только их прямым воздействием на природную и техногенную среду посредством сейсмотектонических деформаций, но и косвенным (вторичным), заключающимся в сейсмогравитационном смещении грунтов. Землетрясения в водных акваториях нередко сопровождаются цунами, а на суше инициируют сход снежных лавин, обвалы ледников, образование и спуск подпрудных озер. К разрушительным факторам прямого воздействия вулканизма относятся взрывная волна, лавовые, пирокластические потоки, палящие и пепловые тучи, вулканические аэрозоли; опосредованное негативное влияние процесса проявляется в возникновении лахаров, оползней, обвалов, пожаров.

Наиболее сложным вопросом разработки типовой легенды любой карты является выбор основного картируемого элемента, отображаемого цветом, который должен максимально полно способствовать реализации целевого назначения карты. Учитывая это обстоятельство, а также методологическую предпосылку геологического картографирования об основополагающем характере вещественности объектов изучения, обеспечивающем не только получение объективной информации, но и возможность их прослеживаемости (картируемости), в качестве такого элемента был выбран морфолитодинамический комплекс (МЛДК). Под МЛДК понимается морфолитодинамическая форма аккумуляции, связанная с определенным геологическим процессом, т.е. овеществленные следы проявления последнего. Большинство МЛДК сформировано с участием не одного, а двух и более ГП, парагенетически связанных сонахождением в близких морфоклиматических обстановках.

Легенда к карте состоит из двух блоков, первый из которых характеризует МЛДК площадного распространения, а второй – ОГП и объекты, не выражающиеся в масштабе карты, отображающиеся точечными и линейными знаками. Первый блок легенды построен в матричной форме. В первой его вертикальной графе выделены три основные геодинамические зоны (ГЗ): выветривания, транзита и аккумуляции, подразделенные на подзоны (вторая графа), за которыми закреплены определенные цветовые гаммы. ГЗ выветривания, где происходит подготовка материала, вовлекаемого затем в литодинамические потоки, пространственно связана с водораздельными поверхностями. ГЗ транзита, охватывающая склоны, наиболее геодинамически неустойчивая и опасная, в горах занимает до 80–90 % всей их площади. Более спокойная ГЗ аккумуляции широко развита в пределах платформенных равнин. В третьей вертикальной графе легенды выделены картируемые МЛДК с характеристикой веществен-

ного состава, подразделенные на экзо- и эндодинамические. Названия их даны по формирующим МЛДК процессам. На карте они показаны оттенками цветов соответствующих ГЗ. Поскольку большая часть МЛДК представляет собой геодинамические парагенезы, включающие наряду с ОГП и неопасные ГП, первые из них (в том числе наложенные по отношению к МЛДК, завершившим свое формирование) показаны в отдельной четвертой графе легенды, где перечислены в убывающей последовательности, отражающей степень пораженности ими территории в пределах площадей развития конкретных МЛДК. На карте наиболее интенсивно проявляющиеся ОГП обозначены буквенными символами. В пятой графе легенды приведена геоморфологическая позиция МЛДК.

Действующие на территории России ГП по степени потенциальной опасности, обусловленной скоростью их развития, масштабностью проявления, размерам возможного социально-экономического ущерба, условно подразделены на малоопасные – 1 балл (заболачивание, суффозия, засоление, дефляция, овражная эрозия и др.), опасные – 2 балла (живые осыпи, сплывы, оползни, карст и др.) и высокоопасные – 3 балла (землетрясения, цунами, вулканические извержения, сели, лахары, крупные обвалы и скоротечные оползни, снежные лавины).

Результирующим информационным слоем карты является схема районирования территории страны по степени ГО масштаба 1:30 000 000, составленная по интегральному принципу с учетом максимальной балльности ОГП и интенсивности их проявления. На схеме отображены объекты районирования двух таксономических рангов: 11 регионов и 56 районов. Регионы характеризуются общностью геолого-структурного строения, неотектонического режима, сходством морфоструктурных особенностей и доминированием определенных генетических групп ОГП. Районы, выделенные по общности породных комплексов дочетвертичного фундамента, ландшафтных обстановок, однотипности строения четвертичного покрова и морфологии рельефа, различаются по генетическим спектрам ОГП, интенсивности их проявления (степени пораженности территории), отраженных на порайонных столбчатых диаграммах. На оси ординат диаграмм показана степень опасности ГП в баллах, а на оси абсцисс – степень пораженности ими территории: слабая (< 5 %), средняя (5–25 %), сильная (> 25 %), фиксированная отложенной в масштабе шириной основания, прилегающих друг к другу прямоугольников, обозначающих конкретные ОГП, сопровождаемые соответствующими буквенными символами их названий. Районы по степени ГО ранжированы на: неопасные с локальными



проявлениями малоопасных ГП, малоопасные, малоопасные с локальными проявлениями опасных ГП, опасные, опасные с локальными проявлениями высокоопасных ГП и высокоопасные.

Как видно из схемы районирования, только около 1,5 % площади страны можно отнести к условно неопасным. Более 50 % территории России расположено в зоне развития ММП, в связи с чем криогенные процессы, существенно осложняющие освоение северных регионов, являются наиболее распространенными среди экзогенных ОГП. С ними же в основном связаны процессы заболачивания, проявляющиеся на 13 % площади страны. Около 15 % территории подвержены активному карсту (особенно Русская равнина и Средняя Сибирь). 7 млн. га сельскохозяйственных земель в Европейской части страны и на юге Сибири поражены овражной эрозией [Экологический энциклопедический словарь, 1999]. 35 % площади страны занято горными сооружениями, имеющими согласно ОСР – 97 оценки потенциальной сейсмичности от 7 до 10

баллов и выше. Около 15–20 % этой территории относится к высокоопасной. В целом экологически более благоприятны платформенные регионы, оцениваемые преимущественно как малоопасные.

Карта, составленная в форме ГИС, предназначена для решения практических задач федерального уровня, связанных с планированием природоохранных мероприятий, рациональным размещением народнохозяйственных объектов различного целевого назначения. Она представляет интерес для широкого круга специалистов, занимающихся изучением геологических процессов, вопросами природо- и недропользования.

ЛИТЕРАТУРА

Шеко А.И., Круподеров В.С. Оценки опасности и риска экзогенных геологических процессов // Геоэкология. 1994. № 3. С. 11–20.

Экологический энциклопедический словарь. М.: Издательский дом «Ноосфера», 1999. 930 с.

КАРТА РЕСУРСНОГО ПОТЕНЦИАЛА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ РОССИИ МАСШТАБА 1:5 000 000

Е.А. Минина, В.М. Рыжкова, В.Д. Тарноградский, В.К. Шкатова

ВСЕГЕИ

Эта карта, в качестве геологической основы которой использована генерализованная карта четвертичных образований России масштаба 1:5 000 000 [ВСЕГЕИ, 2001], впервые в практике отечественной геологической картографии отражает общие закономерности пространственного размещения на территории страны самых молодых полезных ископаемых квартера, являющихся неотъемлемой ощутимой по практической значимости частью минерально-сырьевой базы страны. Карта составлена во ВСЕГЕИ в 2005 г. на основе карт полезных ископаемых Госгеолкарты масштаба 1:1 000 000, отчасти 1:200 000, а также других материалов, содержащих сведения о полезных ископаемых квартера страны. Кроме сотрудников ВСЕГЕИ, Е.А. Мининой, В.М. Рыжковой, В.Д. Тарноградского, В.К. Шкатовой, Г.М. Шора, в работе над ней приняли участие А.Е. Бабушкин (ФГУП СНИИГТиМС), представивший авторский макет по Западно-Сибирскому региону, а также А.М. Иванова и А.Н. Смирнов (ФГУП ВНИИОкеангеология), составившие макет карты по береговой зоне, шельфу и островной территории.

Легенда к карте построена в традиционной для карт такого содержания форме с учетом специфических особенностей полезных ископаемых четвер-

тичной эпохи литогенеза. Первый ее раздел включает условные обозначения, относящиеся к геологической основе карты, а второй, объединяющий несколько информационных блоков, – к полезным ископаемым. На карте получили отображение крупные, средние, малые месторождения, проявления и единичные находки наиболее ценных и редко встречающихся полезных ископаемых. У россыпных полезных ископаемых на карте помимо отдельных месторождений показаны еще рудно-россыпные узлы четырех категорий: с участием крупных россыпей, средних, малых и включающих только проявления, а также ряд таксонов минерагенического районирования более высокого порядка – россыпные районы, рудно-россыпные зоны, пояса, провинции и мегапровинции.

С образованиями четвертичного периода, несмотря на его небольшую продолжительность (1,8 млн л.) и незавершенность, связаны многочисленные разнообразные, преимущественно нерудные и россыпные полезные ископаемые, широко используемые в народном хозяйстве. Отложения квартера являются базой строительной индустрии страны, значителен их вклад в общий ресурсный потенциал пресных подземных вод, с ними связаны



россыпи ценнейших полезных ископаемых – драгоценных, цветных металлов, драгоценных, поделочных камней, камнерезного сырья и др. Все месторождения торфа, по запасам которого страна занимает лидирующую позицию в мире, имеют четвертичный возраст. Все большее внимание привлекают четвертичные отложения как объект поиска экзогенных урановых месторождений. Уже в настоящее время в них установлены многочисленные проявления и отдельные месторождения этого металла. В результате массовой отработки россыпных месторождений различных полезных ископаемых сформировался новый техногенный тип россыпей, значение которых прогрессивно возрастает с истощением не восстанавливающихся, длительно эксплуатируемых природных месторождений.

Четвертичные полезные ископаемые обладают рядом особенностей, обусловленных спецификой седиментогенеза квартера, на который существенное влияние оказали резкие климатические изменения, оледенения, криогенез, связанный с широким распространением многолетнемерзлых пород, высокая неотектоническая активность эпохи. К числу этих особенностей относятся: 1) тесная связь образования и размещения полезных ископаемых с происхождением (генезисом) вмещающих их отложений (пород), 2) слабый диагенез продуктивных толщ и пластов, 3) преимущественное сохранение первичных форм залегания, тесно связанных с рельефом, 4) большое генетическое разнообразие, 5) незавершенность формирования многих типов полезных ископаемых, связанных с литопотоками транзитной зоны, подверженных денудации, размыву, перемещению и переотложению, 6) преимущественно неглубокое приповерхностное и поверхностное залегание, облегчающее их разведку, эксплуатацию и обеспечивающее более высокую степень рентабельности добычи по сравнению с коренными месторождениями.

Полезные ископаемые квартера по отношению к вмещающим их литогенетическим комплексам подразделяются на три класса: интрагенный, ортогенный и эпигенный [Соловьев, 1982]. Интрагенные полезные ископаемые (россыпи) составляют лишь незначительную часть вмещающих отложений, присутствуя в них в виде относительно редких включений, которые могут перемещаться (переотлагаться) из одной генетической разновидности отложений в другие, не теряя своей значимости. Как полезный компонент они возникают обычно до образования вмещающей толщи, привносясь в нее из коренного источника, формируя локальные скопления в виде гнезд, струй, линз, пластов. Оптимальные условия интрагенного россыпеобразования характерны для горных территорий с преобла-

данием денудационных процессов и наличием питающих коренных рудных формаций.

К ортогенным относятся ископаемые, возникающие непосредственно в процессе формирования отложений данного генетического типа и по своему объему близкие или совпадающие с последними (торфяники, озерные глины, флювиогляциальные пески, лессовидные суглинки, аллювиальные галечники, вулканические туфы и т.д.). Это – наиболее многочисленные, типологически разнообразные и крупные по запасам полезные ископаемые квартера. Их образование и распространение, в отличие от интрагенных, в значительной мере контролировалось климатическими, ледниковыми факторами и природной зональностью (как современной, так и прошлых эпох квартера). Наиболее широко они развиты на платформенных равнинах – Русской и Западно-Сибирской. Возвышенная Восточно-Сибирская платформа, а также горные регионы, вследствие преобладания денудации, характеризуются более низким промышленным потенциалом в отношении ортогенных полезных ископаемых.

Немногочисленные, имеющие ограниченное распространение и в основном гидрохимическую природу эпигенные полезные ископаемые (минеральные краски, болотные руды и др.) образуются в самих отложениях или на их поверхности после завершения седиментации в процессе диагенеза и эпигенеза.

В общем минерагеническом потенциале четвертичных образований ведущее место занимают россыпи – источник важнейших стратегических видов минерального сырья, таких как золото, платина, олово, алмазы, янтарь и др. На суше интрагенные полезные ископаемые наиболее широко распространены в горных регионах Урала и Сибири. Прибрежно-шельфовые россыпи были вовлечены в процессы изучения и эксплуатации значительно позже. Наиболее продуктивными являются пассивные арктические шельфы, с которыми связаны крупные месторождения россыпного золота и олова. В характеризующихся повышенной тектонической и литодинамической активностью дальневосточных шельфах установлены преимущественно мелкие и средние по запасам россыпи черных и благородных металлов. Отображенные на карте интрагенные полезные ископаемые представлены россыпями металлов: черных (хромитовые, титано-содержащие), цветных (вольфрам, олово, ртуть), редкоземельных (куларит, лопарит), благородных (золото, серебро, платина) и неметаллических полезных компонентов (алмазы, янтарь, агаты, рисунчатые камни, поделочная кость).

Наибольшую ценность представляют россыпи золота, имеющие преимущественно аллювиальный генезис. В настоящее время из россыпей добывает-



ся около 50% этого металла. Большая часть россыпных месторождений золота находится в восточных и северо-восточных регионах страны. Другой не менее ценный вид неметаллических интравенных полезных ископаемых составляют россыпи алмазов, из которых в стране извлекается около 5% от их общей добычи. Вместе с тем в россыпях значительно чаще, чем в коренных месторождениях обнаруживаются высокосортные камни ювелирного класса [Паттык-Кара, Беневольский, Быховский и др., 1997]. Основными регионами промышленной добычи алмазов из россыпей являются Сибирская платформа (Республика Саха) и Урал. В пределах Сибирской платформы 97% балансовых запасов россыпных алмазов сконцентрировано в бассейне р. Анабар, где находятся самые крупные и богатые россыпи преимущественно аллювиального типа, в том числе – уникальная по размерам россыпь р. Эбелях протяженностью около 80 км.

Крупнейшие промышленные скопления поделочного (камнерезного) сырья – мамонтовой кости (бивней), генетически связанные с отложениями едомной лессовой формации, находятся в Северной Якутии (Республика Саха). С четвертичными морскими отложениями Калининградского района (Самбийский п-ов и прилегающая акватория Балтийского моря) связаны крупнейшие в мире месторождения янтаря.

Ортогенный класс полезных ископаемых, отображенных на карте, включает группы горючих, неметаллических полезных ископаемых, солей, подземных вод и лечебных грязей. Горючие ископаемые четвертичного возраста представлены лишь торфом, запасы которого составляют около 80% от мировых. Крупнейшим торфяным регионом страны является Западно-Сибирская низменная равнина с 39% мировых запасов торфа, для территории которой А.Е. Бабушкиным составлена специальная карта – врезка торфяных месторождений, размещенная в зарамочном поле карты. Группа неметаллических полезных ископаемых включает минеральные удобрения (торфовиванит, сапропели), керамическое и огнеупорное сырье, абразивные материалы (пемза, диатомиты) и строительные материалы. Наиболее распространенными среди четвертичных образований и широко используемыми в народном хозяйстве являются разнообразные строительные материалы: глинистые породы, песчаные, песчано-гравийно-галечные, валунные. В районах крупных, интенсивно развивающихся мегаполисов нередко отдельные виды строительного сырья (например стекольных песков) становятся наиболее востребованными и привлекательными для инвестиций видами полезных ископаемых.

Эпигенные полезные ископаемые квартера представлены серой, алунитом, гипсом, глиногипсом, красочными глинами, ураном экзогенного происхождения, а также железо-марганцевыми конкрециями и корками (ЖМК). Из них наибольший практический интерес представляют два последних вида полезных ископаемых. По данным Г.М. Шора урановое оруденение различного генезиса, локализованное в четвертичных отложениях, имеет широкое распространение. На карте представлены 43 наиболее характерных объекта, в том числе 5 месторождений, два из них промышленные (отработаны) и 38 проявлений, выявленных на территории Восточно-Европейской и Сибирской платформ, Западно-Сибирской и Скифской плит, а также в пределах складчатых областей в их обрамлении (Восточно-Уральское поднятие, юго-восточное Забайкалье и др.). Наиболее важными высоко rentабельными промышленными типами урановых месторождений являются долинные и палеодолинные, усиленно эксплуатируемые в России и многих других странах мира. По Г.М. Шору квартал можно охарактеризовать как эпоху рудообразования, перераспределения и разрушения былых урановых месторождений.

ЖМК довольно широко распространены на дне северных морских акваторий. В восточной части Финского залива Балтийского моря наиболее крупные скопления ЖМК выявлены вблизи о. Мощный, где в настоящее время ведется их опытная эксплуатация. Проведенные исследования показали перспективность использования этого сырья для получения ферромарганца и в качестве сорбента.

В заключение следует отметить, что отображенная на карте взаимосвязь полезных ископаемых квартера и генетических типов четвертичных образований дает четкое представление о геолого-промышленной специализации последних на определенные виды минерального сырья, т.е. ценную прогнозно-минерогенетическую информацию. На карте впервые отчетливо видна насыщенность четвертичных образований различными видами полезных ископаемых, из которой следует очевидная необходимость дальнейшего их изучения и картирования, базирующегося на стратиграфо-генетическом принципе.

ЛИТЕРАТУРА

Паттык-Кара Н.Г., Беневольский Б.И., Быховский Л.З. и др. Россыпные месторождения России и других стран СНГ. М.: Научный мир, 1997. 479 с.

Соловьев В.В. Полезные ископаемые четвертичной системы // Стратиграфия СССР. Четвертичная система. Полутом 1. М.: Недра, 1982. С. 154–172.



ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ОСАДКОВ СКВАЖИНЫ LZ1024, ОЗ. ЭЛЬГЫГЫТГЫН, ЧУКОТКА – КАК ПОКАЗАТЕЛИ ПАЛЕОКЛИМАТА

П.С. Минюк, В.Я. Борходоев

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН,
68500, Магадан, ул. Портовая, 16, minyuk@neisri.ru*

Озеро Эльгыгытгын расположено на Анадырском плоскогорье Чукотки (67°30 с.ш., 172°05 в.д.). Оно находится на водораздельном пространстве между Арктическим и Тихоокеанским бассейнами. Диаметр его составляет около 10 км, максимальные глубины – 170–171 м. В него впадают свыше 50 мелких ручьев, вытекает р. Энмываам.

Озерная чаша заполняет кратерную воронку, происхождение которой связывается с падением метеорита [7]. Кратер расположен в вулканических породах верхнемелового возраста. Здесь выделяются пыкарваамская (игнимбриты, витроигнимбриты, туфы, туфопесчаники), вороньинская (игнимбриты, туфы), коэквиунская (андезитобазальты, туфы, туфопесчаники) и эргываамская (туфы, игнимбриты) свиты [1]. Продукты выветривания и размыва этих пород являются главным источником материала, поступающего в озеро.

На основе Ag^{39}/Ag^{40} датировок, полученных по импактиту, время образования кратера оценивается в $3,58 \pm 0,04$ млн лет назад [9]. Это древнейшее озеро в континентальной Арктике. Предполагается, что в нем происходило непрерывное осадконакопление, о чем подтверждают сейсмостратиграфические данные. В этой связи осадки озера представляют собой уникальный естественный архив данных, несущих информацию об истории геологического развития территории и окружающей среды, начиная с позднего плиоцена до современности.

Во время двух международных экспедиций (1998, 2003 гг.) из центральной части озера поднят ряд колонок керн. Наиболее мощные из них PG1351 (~ 13 м) и LZ1024 (~ 16 м) исследуются различными методами. В осадках колонки PG1351 зафиксировано чередование теплых и холодных эпох, коррелируемых с морскими изотопно-кислородными стадиями (MIS) 1–8. Климатические эпохи выделяются по спорово-пыльцевым и диатомовым данным, по литологическим, минералогическим, геохимическим и магнитным характеристикам осадков [4, 8, 10].

В данной работе приводятся геохимические характеристики осадков колонки LZ1024, показана их связь с палеоклиматическими флуктуациями.

Из колонки равномерно отобраны пробы на геохимический анализ (312 образцов). Химический со-

став осадков изучен методом рентгенофлуоресцентного анализа. Основные породообразующие элементы определены на многоканальном рентгенофлуоресцентном спектрометре CPM-25 (СССР). Содержания элементов найдены способом фундаментальных параметров [2]. Редкие элементы определены на рентгенофлуоресцентном спектрометре VRA-30 (Германия). Содержание их найдены способом стандарта-фона с использованием некогерентно рассеянной $K\alpha$ -линии анода рентгеновской трубки [6].

По всей длине колонки наблюдаются значительные вариации содержаний элементов, однако не все они обусловлены климатическими факторами. Установлено, что теплым стадиям свойственны повышенные содержания SiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O , и пониженные концентрации TiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 . Коэффициент корреляции (K) между SiO_2 и Al_2O_3 составляет $-0,74$. Более значимая корреляция наблюдается между SiO_2 и $Al_2O_3 + Fe_2O_3 + K_2O$, где $K = -0,98$.

Содержания породообразующих элементов по разрезу, контролируются условиями выветривания и осадконакопления, которые в свою очередь зависят от палеоклиматических изменений. Отмечается различие в содержании породообразующих элементов в осадках озера и в окружающих вулканах. Установлено, что концентрации SiO_2 , CaO , Na_2O , K_2O выше в вулканах, чем в осадках. По другим элементам наблюдается обратная закономерность. Химический состав осадков, накопление которых происходило во время теплых стадий, ближе к таковому вулканических пород. Это свидетельствует об увеличении поступления невыветренного обломочного материала в озеро в эти периоды. Индекс химического изменения (ИХИ) – $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)]$ ниже в осадках теплых стадий, чем холодных. Потери при прокаливании (ППП) (до 1000°C) – варьируют в осадках от 3,1 до 11,3% (среднее=6,3). Большие значения этого параметра характерны для осадков холодных стадий, которым свойственны большие содержания углерода [8]. В целом потери при прокаливании можно использовать для оценки относительного содержания органического вещества в осадках.

Химический состав осадков озера связан с глинистыми минералами. Установлено, что для холодных эпох в осадках доминирует накопление хлорита, для



теплых – иллит-сметита [8]. Повышенные концентрации калия в осадках теплых стадий хорошо согласуются с химическим составом иллита. Магний и железо являются одними из главных элементов хлорита [3]. Титан, как примесь, также, по-видимому, входит в структуру этого минерала. Кремний аккумуляровался в иллите, а также в створках диатомей.

Наблюдается прямая корреляция содержания P_2O_5 и MnO ($K=0,6$). Концентрации этих элементов не связаны с климатическими стадиями. Выявленные пики фосфора обусловлены вивианитом и отражают, видимо, этапы повышенной биологической продуктивности озера в прошлом. Марганец, как показал электронно-зондовый рентгеноспектральный анализ, входит в состав вивианита как примесь.

Из редких элементов наиболее информативным является стронций, вариации содержания которого контролировались климатом.

Геохимические характеристики осадков озера сопоставлены с изотопно-кислородной шкалой Bassinot et al., 1994 [5]. Выявлена корреляция изотопно-кислородных и геохимических данных. Это свидетельствует о том, что геохимические параметры осадков отражают глобальные палеоклиматические флуктуации. На основе проведенного сопоставления в разрезе скважины Lz1024 установлено 9 климатических стадий, определен возраст осадков. Практически во всех климатических стадиях выявлены более дробные единицы – подстадии. Корреляция некоторых геохимических параметров скважины Lz1024 приведена на рисунке, где цифрами показаны стадии и подстадии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 07-05-00610).

ЛИТЕРАТУРА

1. Белый В.Ф., Белая Б.В. Поздняя стадия развития Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (верхнее течение р. Энмываам). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 108 с.
2. Борходоев В.Я. Рентгенофлуоресцентный анализ горных пород способом фундаментальных параметров. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. 279 с.
3. Браунлоу А.Х. Геохимия. М.: Недра, 1984. 463 с.
4. Шило Н.А., Ложкин А.В., Андерсон П.М. и др. Первая непрерывная пыльцевая летопись изменений климата и растительности Берингии за последние 300 тысяч лет // Докл. РАН. 2001. Т. 376, № 2. С. 231–234.
5. 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 and Planet. Sci. Lett. 1994. V. 126. P. 91–108.
6. Borkhodoev V. Ya. X-ray fluorescence determination of rubidium, strontium, yttrium, zirconium and niobium in rocks // J. of trace and microprobe techniques. 1998. V. 16, N 3. P. 341–352.
7. Dietz R.S., McHone J. El'gygytyn: probably world's largest meteorite crater // Geology. 1976. V. 4, N 7. P. 391–392.
8. Journal of Paleolimnology, 2007. V. 37.
9. Layer P. Argon-40/argon-39 age of the El'gygytyn impact event, Chukotka, Russia // Meteoritics and Planetary science. 2000. V. 34. P. 591–599.
10. Nowaczyk N.R., Minyuk P., Melles M. et al. Magnetostratigraphic results from impact crater Lake El'gygytyn, northeastern Siberia: a 300 kyr long high-resolution terrestrial palaeoclimatic record from the Arctic // Geophys. J. Int. 2002. V. 150, N 1. P. 109–128.

ПРОНИКНОВЕНИЕ ВОД АРАЛЬСКОГО МОРЯ НА ЮГ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ В ГОЛОЦЕНЕ: АРХЕОЛОГИЧЕСКИЕ И ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА, ХРОНОЛОГИЯ

В.И. Молодин¹, А.В. Каныгин², С.А. Гуськов², Л.Б. Хазин²

¹Институт археологии и этнографии СО РАН, г. Новосибирск

²Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск

В IV – первой половине III тыс. до н.э. в самом начале эпохи бронзы в Барабинской лесостепи существовала так называемая устьартасская культура [Молодин, 2005], памятники которой представлены преимущественно захоронениями. В погребальных комплексах этой культуры встречается значительное количество раковин, применяемых в качестве украшений. Для этой цели использовались раковины нескольких видов. Так, В.С. Зыкиным,

проанализировавшим данные материалы из наиболее представительного для культуры памятника Сопка-2/3А, были определены раковины пресноводных двустворчатых моллюсков *Corbula tibenteusis* Prashad, *Anodonta* sp., морского двустворчатого моллюска *Glycymeris* sp., происходящего из палеогена Северного Приаралья (от восточных склонов Мугуджар до побережья Аральского моря); раковины лопатоногого моллюска класса Scapho-

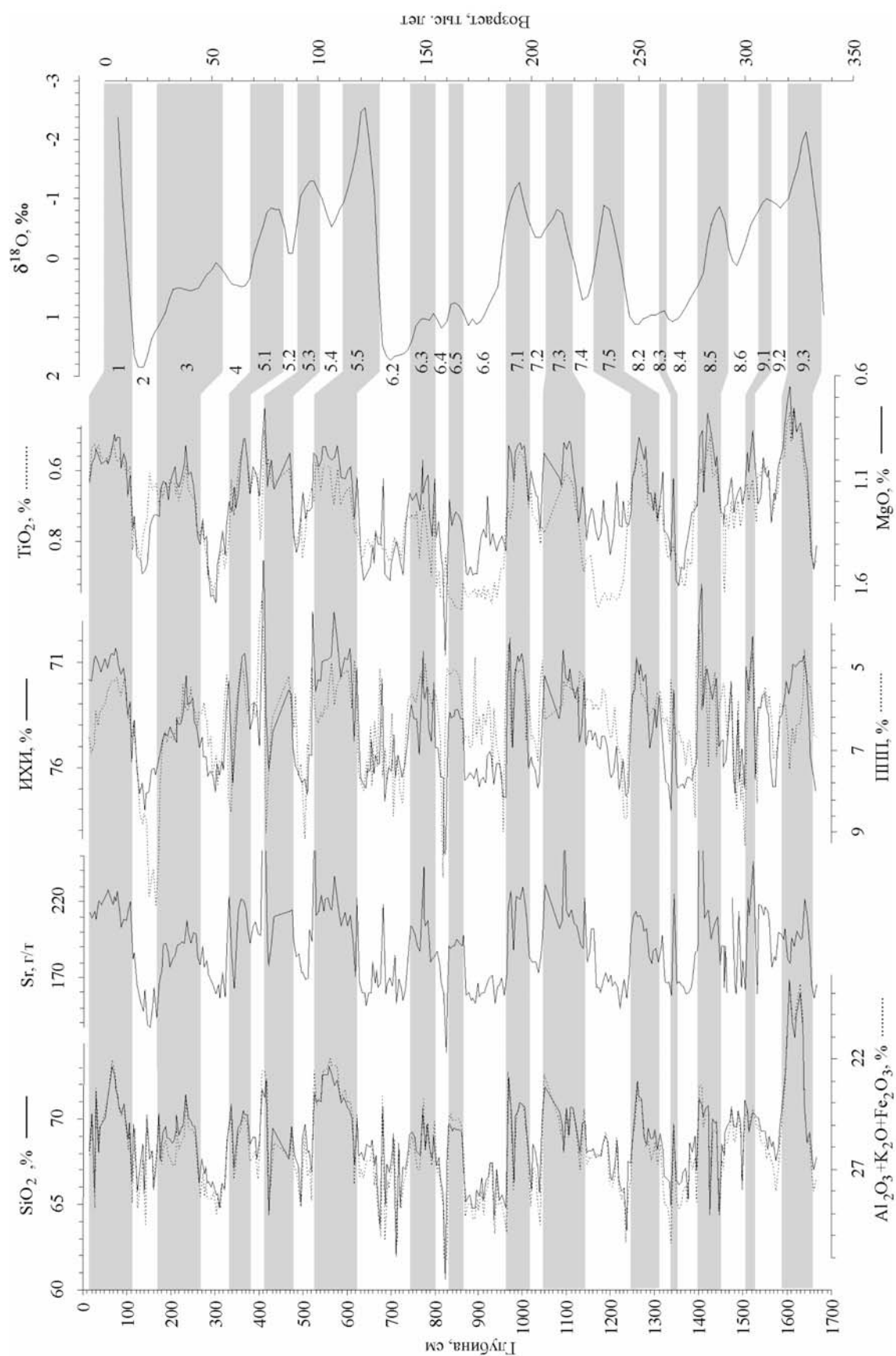


Рис.



poda, семейства Dentaliidae. Уже приходилось в связи с данными находками, отмечать вектор возможных контактов носителей устьятасской культуры с Прииртышьем и Приаральем [Молодин, 2001], с учетом же полученных в настоящей работе данных их происхождение в культурных комплексах, равно как и значительное количество – может объясняться наличием большого количества озер, оставшихся от мощной водной артерии южнее р.Омь, где легко было получить такие материалы.

В связи с этим важно подчеркнуть один показательный факт, уже отмеченный в специальной литературе [Молодин, 2001], что для целого ряда энеолитических культур Северного Казахстана [Зайберт, 1993; Калиева, Логвин, 1997] также характерно наличие украшений из раковин, найденных как в поселенческих, так и в погребальных комплексах. Следовательно, данный эпохальный индикатор [Молодин, 2001] мог возникнуть не случайно, а именно в связи с неожиданным появлением большого количества водоемов, что в условиях степных и лесостепных пространств юга Западной Сибири не могло остаться без внимания у обитателей этих территорий, находя отражение как в материальной, так и в духовной культуре.

Одним из ключевых моментов в подобной постановке вопроса является обоснование существования южнее р. Омь в начале бронзового века значительного количества водоемов.

В 1990-х годах были сделаны первые находки фораминифер в голоценовых озерных отложениях в районе оз. Саргуль (рис. 1). На основании изучения представительной коллекции фораминифер был выделен новый подвид *R.shochinae* Yadrenkin [Гуськов С.А., Ядренкин А.В, 2000].

Было установлено, что сообщество фораминифер из голоценовых озерных отложений юга Западной Сибири является моновидовым и представлено формами, морфологически близкими к современным представителям аралокаспийского вида *Retroelphidium shochinae* (Mayer). Одной из характерных черт морфологии фораминифер является большая доля (до 30%) форм с явно выраженной патологией раковин («двойниковое» срастание раковин, многочисленные шишкообразные наросты на камерах). Параллельно были изучены остракоды и гастроподы из отложений, содержащих раковины фораминифер. Комплекс остракод оказался довольно представительным; его основу составляют *Cyprides littoralis* (Brady), *Limnocythere grinfeldi* Liepina, *Cytherissa lacustris* Sars, *Ilyocypris caspiensis* (Negadaev). Следует отметить, что это виды характерные для более южных сообществ остракод Казахстана, Северного Кавказа и Нижнего Поволжья. Основу гастроподового комплекса составляют каспиягидробии (опре-

деления С.И. Андреевой, Омский педагогический университет). По современным ареалам гастроподы разбиваются на три группы: таджикские (*Caspiahydrobia coniformis*, *C. laurica*, *C. elongata*), аральские (*C. sagdiana*, *C. kazakhstanica*, *C. bergi*, *C. nikitinski*) и североказахстанские (*C. iohanseni*, *C. borealis*). Сопоставляя структуру саргульского комплекса гастропод и сведения об ареалах составляющих его видов, становится очевидным, что основой его являются арало-таджикские таксоны.

Для определения возраста отложений было проведено радиоуглеродное датирование по раковинному материалу методом AMS в Университете Аризоны (США) (University of Arizona, Tucson, AZ, USA). Для анализа из саргулевского местонахождения были отобраны отдельно раковины фораминифер (глуб. 120 см), гастропод (глуб. 115 см) и остракод (глуб. 110 см). По раковинам фораминифер была получена дата 6375 ± 40 радиоуглеродных лет назад (далее л.н.) (AA 59219), по раковинам гастропод 5480 ± 40 л.н. (AA 59221), по створкам остракод 5270 ± 40 л.н. (AA 59221) (рис. 1). Даты являются максимальными, т.к. из-за «эффекта резервуара» их возраст примерно на 170–200 лет моложе полученных значений [Kuzmin Y.V. et al., 2007].

Фораминиферы, являясь типичными представителями морских экосистем, способны мигрировать лишь в водной среде, а на большие расстояния в относительно небольшой промежуток времени – только с течениями. Поэтому присутствие в озерных голоценовых отложениях центральной части Барабинской низменности элементов аральской фауны, особенно фораминифер, предполагает проникновение в климатический оптимум голоцена аральских вод на юг Западной Сибири. Этот вывод хорошо согласуется с данными Л.А. Орловой по радиоуглеродной хронологии озерных отложений Чанов; по ее данным наиболее древняя из установленных регрессивных стадий озера была 5530 ± 210 л.н. [3].

Предположение о проникновении аралокаспийских фораминифер с движущейся водой на север было подтверждено также в результате изучения озерных голоценовых отложений Тургайского прогиба. В разрезах по профилю устье р. Убаган – оз. Кушмурун – система оз. Сарыкопа в голоценовых отложениях были обнаружены аралокаспийские фораминиферы (рис. 1).

Установлено, что по направлению от оз. Саргуль в сторону Тургайского прогиба увеличивается разнообразие фораминифер. Наряду с представителями рода *Retroelphidium* (*R. shochinae chanicum*) появляются милиаммины (*Miliammina fusca* (Brady)), алабиминиды (*Trichohyalus aguayoi* (Bermudez)) и нониониды (*Florilus trochospiralis* (Mayer)). Все перечисленные выше формы являют-

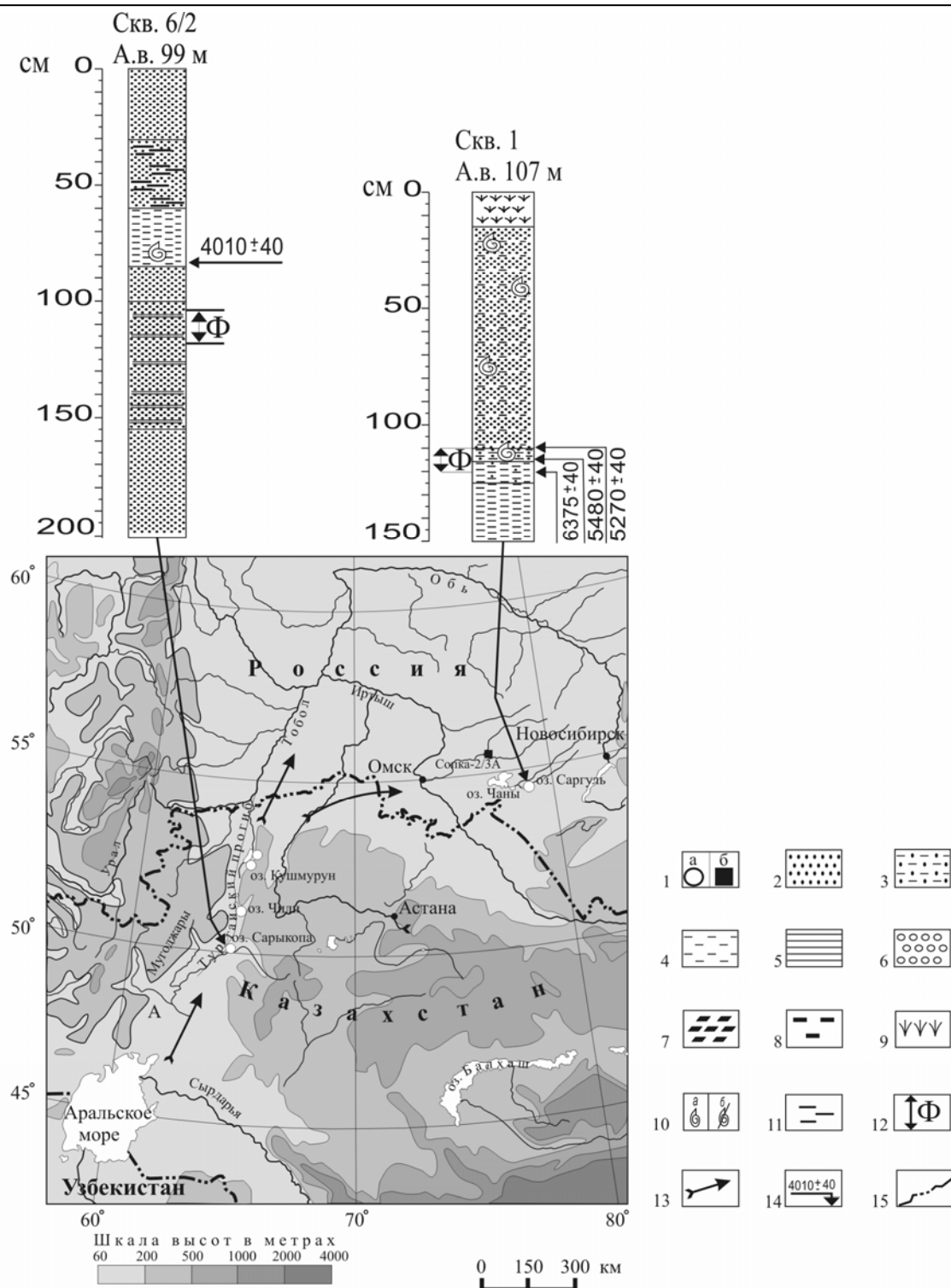


Рис. 1. Схема расположения изученных разрезов юга Западной Сибири и Тургайского прогиба, литологические колонки и радиоуглеродные даты

1 – местоположение изученных разрезов (а), археологического памятника (б); 2 – песок; 3 – супесь; 4 – суглинок; 5 – глина; 6 – галечник; 7 – кристаллы соли; 8 – растительный детрит; 9 – почвенно-растительный слой; 10 – раковины моллюсков (а – целые, б – обломки); 11 – рассеянная органика; 12 – интервал распределения раковин фораминифер по разрезу; 13 – предполагаемое направление движения «аральских» вод; 14 – уровни отбора образцов на радиоуглеродный анализ, радиоуглеродные даты; 15 – государственная граница.



ся типичными представителями аральской фауны фораминифер.

Примечательно, что фораминиферы были обнаружены на отметках (оз. Чили, абс. отм. 115 м), близких к высотам Убаган-Тургайского водораздела. В самом южном местонахождении фораминифер (оз. Жарколь в системе озер Сарыкопа) из отложений, перекрывающих «фораминиферовый» слой, по раковинам остракод и гастропод AMS методом получена дата 4010 ± 40 л.н. (АА 59326) (рис. 1).

Находки арало-каспийской микрофауны представляют большой интерес в связи с тем, что они не вписываются в существующие представления о голоценовых палеогеографических обстановках региона. Согласно современным палеогеографическим концепциям, водная связь между Западной Сибирью и Арало-Каспийской областью в позднем кайнозое могла происходить только при сбросе вод подпружных приледниковых водоемов через Тургайский прогиб [Палеогеография..., 1980; Развитие..., 1993 и др.).

Однако подобный механизм водной связи между Арало-Каспием и Западной Сибирью не объясняет проникновений аралокаспийской фауны (особенно фораминифер) в голоцене не только в Центральную Барабу, но даже в Тургайский прогиб. Препятствием этому служит гидродинамический барьер в виде встречного потока воды.

Возможность проникновения аралокаспийской фауны в южные районы Западной Сибири в результате гипотетической трансгрессии Арала не выдерживает критики.

Известно, что при повышении уровня Аральского моря до отметки + 54 м начинается переток вод Арала через Сарыкамышский бассейн и Узбой в Каспий [Берг, 1908].

Как нам представляется, единственно возможным вариантом проникновения аралокаспийской фауны на юг Западной Сибири является существование в голоцене, по крайней мере, одного катастрофического события, связанного с очень быстрым обводнением Арала и буквально «выплеском» его вод на территорию Западной Сибири. Учитывая направления движения воды с юга на север, о чем свидетельствует распространение фауны в голоценовых отложениях Тургайского прогиба и юга Западной Сибири, наиболее приемлемой можно считать гипотезу В.Р. Бакера [2002] о флювиальных катастрофах в горных областях на юге России. Свидетельства подобных катастроф в неоплейстоцене, связанных со сбросом подпруженных ледниками водоемов, детально изучены на Алтае [Рудой, 2000; Зольников и др., 2004]. Вполне вероятно, что

в голоцене, как и в настоящее время, запасы льда в горах на юге Средней Азии намного превосходили запасы льда алтайских ледников [Соколов, 1952]. Катастрофический прорыв подпруженных водоемов в горах Памира и Тянь-Шаня вполне мог быть причиной аномального по силе водного потока достигшего сначала Аральского моря, а затем через Тургайский прогиб Западно-Сибирской равнины.

Работа выполнена при поддержке РФФИ № 05 05 64221, междисциплинарного интеграционного проекта СО РАН № 2.

ЛИТЕРАТУРА

- Берг Л.С. Изв. Туркест. отд. Имп. Русск. географ. об-ва. 1908. Т. 5. Вып. 9. С. 1–570.
- Гуськов С.А., Ядренкин А.В. Новости палеонтологии и стратиграфии. 2000. Вып. 2 3. С. 205–207 (Геология и геофизика. Прил. 2000. Т. 41. С. 3–209).
- Гуськов С.А. и др. Проникновение вод Аральского моря на юг Западной Сибири в голоцене: палеонтологические свидетельства, хронология // ДАН в печати.
- Зайберт В.Ф. Энеолит Урало-Иртышского междуречья. Петропавловск. 1993. 180 с.
- Зольников И.Д. и др. Геоморфология. 2004. № 3. С. 75–84.
- Калиева С.С., Логвин В.Н. Скотоводы Тургая в третьем тысячелетии до нашей эры. Кустанай. 1997. 107 с.
- Молодин В.И. Проблемы историко-культурного развития древних и традиционных обществ Западной Сибири и сопредельных территорий. Материалы XIII Западно-Сибирской археолого-этнографической конференции. Томск: Изд-во ТГУ, 2005. С. 180–184.
- Молодин В.И. Памятник Сопка-2 на реке Оми. Культурно-хронологический анализ погребальных комплексов эпохи неолита и раннего металла. Т. 1. Новосибирск, 2001. 102 с.
- Орлова Л.А. Голоцен Барабы. Стратиграфия и радиоуглеродная хронология. Новосибирск: Наука, 1990. 128 с.
- Палеогеография Западно-Сибирской равнины в максимум позднезырянского оледенения. Новосибирск: Наука, 1980. 107 с.
- Развитие ландшафтов и климата Северной Евразии. Поздний плейстоцен-голоцен; элементы прогноза. Вып. 1. М.: Наука, 1993. 103 с.
- Рудой А.Н. Природа. 2000. № 8. С. 36–45.
- Соколов А.А. Гидрография СССР (воды суши). Л.: Гидрометеорологическое издательство, 1952. 471 с.
- Baker V.R. Science. 2002. V. 295. № 5564. P. 2379–2380.



ФАУНА МЕЛКИХ МЛЕКОПИТАЮЩИХ КАРГИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ ПРЕДГОРИЙ ЗАПАДНЫХ СКЛОНОВ ВОСТОЧНОГО САЯНА

А.Н. Мотушко

Белорусский государственный университет Минск, Беларусь

Отложения каргинского межледниковья хорошо выражены в пределах западных склонов Восточного Саяна в районе нижнего течения правого притока Енисея реки Дербины. С формированием Красноярского водохранилища образовался в низовьях Дербины одноименный залив, воды которого создали серию геологических обнажений в пределах предгорных склонов Восточного Саяна. Как правило, отложения каргинского времени сформировались на склонах древних логов в виде почвенного седимента. Примером геологического строения отложений каргинского педоседимента может быть разрез Усть-Малтат-2, расположенный на правом берегу Дербинского залива в уступе абразионной поверхности береговой отмели Красноярского водохранилища, обнажившейся в 2003 году. Геологическое строение разреза в северной стенке раскопа 1 сверху вниз следующее (использованы материалы И.В. Стасюка): 1) – 0,00–0,30 (м) – современные пляжевые отложения; 2) – 0,30–0,55 – суглинки лессовидные палевые, коричневатые, сильно ожелезненные, неяснослоистые, нижняя граница волнистая, постепенная по цвету и мехсоставу; 3) – 0,55–0,95 – суглинки лессовидные коричневые, плотные, ожелезненные, неяснослоистые, слоистость подчеркивается ожелезнением, нижняя граница четкая по цвету; 4) – 0,95–1,20 – суглинки палевые, плотные, горизонтально-слоистые с линзовидными прослоями оглееных вязких суглинков коричневатого и сизоватого цвета, ожелезнение идет по горизонтальным слоям, по всему слою встречаются предметы материальной культуры мелких размеров, нижняя граница четкая по цвету и постепенная по мехсоставу; 5) – 1,20–1,50 – суглинки палевые, пористые с четкой горизонтальной слоистостью; в слое встречаются кости крупных млекопитающих, массивные предметы материальной культуры и угли, нижняя граница волнистая, четкая; 6) – 1,50–1,60 (видимая мощность) – алевроиты палевые, тонкодисперсные неслоистые, в западной части разреза уходят под урез воды.

Исходя из геологического строения дербинского педоседимента, начало формирования его произошло с помощью делювиальных процессов на размытой и неровной поверхности отложений алевролитов. Интенсивнее эти процессы проявились в период образования слоя 5, когда накапливались го-

ризонтально-слоистые пористые суглинки с крупными включениями в виде артефактов и костей животных. Сила делювиальных процессов во время накопления слоя 4 уменьшается, что увеличило долю мелкоземистой фракции в составе суглинков и их плотность, и одновременно уменьшило размеры включений каменного материала. После образования слоя 4 меняется характер осадконакопления. Суглинки слоя 3 становятся лессовидными, плотными, неяснослоистыми, что было связано, вероятно, с изменением процессов осадконакопления. Склоновые процессы были замещены эоловыми, что отразилось на увеличении переноса мелкоземистых фракций и сказалось на отсутствии слоистости осадков. Об этом же говорит и полное отсутствие в слое включений из каменного материала. Перекрывающий дербинский педоседимент слой 2 литологически тесно связан с подстилающим слоем 3 – тот же мехсостав, те же признаки переувлажнения в виде сильного ожелезнения породы, то же отсутствие каких-либо включений. Однако суглинки становятся палевыми, что свидетельствует об изменении процессов гумусообразования на водоразделах.

Из слоев 2–5 были отмыты остатки мелких млекопитающих. Кроме этого был отмыт общий образец из всей толщи педоседимента (таблица 1).

Закономерности распределения остатков мелких млекопитающих по разрезу состояли в следующем. В слое 5 кости черепа, посткраниального скелета, отдельные зубы и почти полный череп пищухи светло-коричневого цвета, с ярким блеском, гигроскопические без прилипания частичек грунта. Остатки обломаны, но не окатаны, без следов разрушения поверхности почвенными растворами. Кости посткраниального скелета по количеству уступают количеству определяемых остатков в виде зубов. Процент зубов в челюстях и процент челюстей без зубов небольшой и приблизительно равный. Половина неопределимых остатков составляют резцы, трубчатые кости по количеству уступают им, а позвонков в составе ископаемого ценоза вообще единицы. Особенности сохранности и соотношения отдельных частей скелета и черепа указывают на то, что ориктоценоз слоя 5 формировался в достаточно, динамическом потоке с хорошим промывным режимом. Изначальное делювиальное накопление материала слоя 5 в дальнейшем промывалось



Таблица 1. Видовой состав мелких млекопитающих из местонахождения Усть-Малтат-2

Виды животных	Общий образец		Слои							
			5		4		3		2	
	экз.	%	экз.	%	экз.	%	экз.	%	экз.	%
<i>Asioscalops altaica</i> Nik.	2	2	2	2	3	3	5	9	—	—
<i>Sorex caecutiens</i> Laxm.	1	1	—	—	1	1	—	—	1	4
<i>Lepus cf. timidus</i> L.	—	—	1	1	1	1	—	—	—	—
<i>Ochotona hyperborea</i> Pall.	11	11	20	16	18	16	5	9	1	4
<i>Citellus (Urocitellus) undu latus</i> Pall.	—	—	3	3	1	1	—	—	1	4
<i>Clethrionomys rufocanus</i> Sun.	9	9	3	3	—	—	—	—	—	—
<i>Clethrionomys rutilus</i> Pall.	—	—	7	7	16	14	2	4	—	—
<i>Lemmus sibiricus</i> Kerr.	—	—	3	3	6	5	—	—	—	—
<i>Myopus schisticolor</i> Lill.	1	1	1	1	—	—	2	4	—	—
<i>Dicrostonyx</i> sp.	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—
<i>Arvicola terrestris</i> L.	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—
<i>Microtus</i> sp.	52	—	44	—	39	—	25	—	18	—
<i>M. (St.) gregalis</i> Pall.	5	14	3	8	4	9	—	—	1	29
<i>M. (M.) mongolicus</i> Radde	12	33	7	20	12	24	8	41	—	—
<i>M. (M.) oeconomus</i> Pall.	11	29	12	32	11	24	6	31	2	59
<i>Carnivora</i> gen.	—	—	—	—	—	—	1	2	—	—
<i>Equus caballus</i> L.	—	—	2	2	1	1	—	—	—	—
<i>Capreolus capreolus</i> L.	—	—	1	1	—	—	—	—	—	—

водным потоком, с помощью которого захоронение дополнительно обогащалось наиболее легкими остатками – отдельными коренными зубами и резцами. Отсутствие окатаности зубов является свидетельством недалекого, по расстоянию, их переноса. Наличие массивных предметов материальной культуры и костей крупных млекопитающих не противоречат вышеизложенным материалам, в то же время свидетельствуют о том, что первоначальное накопление слоя 5 не носило аллювиальный характер.

В слое 4 изменяется характер захоронения остатков мелких млекопитающих. Из-за сильного ожелезнения слоя светло-коричневый цвет костей сохраняется. Кости слабо гигроскопичные, без следов окатаности, наблюдается небольшое налипание глинистых и марганцевых частичек. Обращает на себя внимание большой процент (23%) бесформенных обломков скелета. Редко проявляется повреждение почвенными растворами поверхности отдельных остатков. В отличие от слоя 5 в захоронении начинают преобладать кости посткраниального скелета, челюсти с зубами и трубчатые кости, снижается процент отдельных коренных зубов и резцов. Наблюдается положительная динамика в наличии позвонков в ориктоценозе. Судя по этим данным, делювиальные процессы ослабевали, и исходный материал для формирования слоя начинает поступать

с нижних и средних частей склонов. Присутствие в слое артефактов мелких размеров хорошо согласуется с этим выводом. Большое количество бесформенных обломков и наличие следов разрушения поверхности костей почвенными растворами свидетельствует о том, что остатки какое-то время не захоронялись и лежали на поверхности, что является дополнительным признаком ослабления делювиальной аккумуляции.

В слое 3 цвет костей не меняется – они тусклые и светло-коричневые. Гигроскопичность остатков слабая. Часто наблюдается налипание на поверхности костей минеральных частиц и марганцевых дендритов. У плечевых, бедренных и лучевых костей отсутствуют верхние суставные поверхности, следов окатаности трубчатых костей нет. Среди остатков встречаются крупные обломки черепа, а на поверхности костей довольно часты повреждения в виде точек и каверз. В слое 3 63% от всех остатков составляют кости посткраниального скелета, наблюдается максимальное количество по всему разрезу педоседимента челюстей с зубами и трубчатых костей. Тафономические особенности формирования ориктоценоза слоя 3 свидетельствуют о том, что захоронение остатков мелких млекопитающих проходило на месте гибели зверьков. Остатки определенное время лежали на поверхности



почвы, повреждались различными процессами, но захоронялись без перемещения материалов.

В перекрывающем дербинский педоседимент слое 2, наблюдается резкая смена тафономических условий при формировании ориктоценоза. Кости черепа и посткраниального скелета сохраняют тусклый светло-коричневый цвет благодаря сильному ожелезнению. Однако остатки становятся гигроскопичными с большим количеством на поверхности минеральных частиц и марганцевых дендритов. Трубочатые кости сильно раздроблены, иногда расслаиваются. Из-за сильного разрушения костных остатков закономерно увеличение количества обломков костей до 25%. Кроме этого снижается процентное содержание трубочатых костей и челюстей с зубами. На этом фоне закономерно некоторое увеличение количества резцов. Учитывая всё сказанное выше следует отметить, что формирование ориктоценоза слоя 2 проходило в условиях возрастающей аридизации климата.

В образце, который был отобран по всему разрезу педоседимента, единственной особенностью сохранности остатков является присутствие среди обломков костей обугленных остатков крупных млекопитающих, что не наблюдалось в других образцах.

Доминантом в структуре ископаемой фауны на всем протяжении формирования педоседимента была полевка-экономка, обитательница лесных опушек с хорошим увлажнением почвы. Определяли структуру фауны также лесные полевки рода *Clethrionomys*, *Talpa altaica*, *Ochotona hyperborea*, *Microtus* (*St.*) *gregalis* и *Microtus mongolicus*.

В слое 5 структура фаунистического комплекса имеет свои особенности. Преобладающими видами в фауне являлись полёвка-экономка и северная пищуха. Приблизительно в равных долях (около 10%) подчиненное значение имели узкочерепная и монгольская полёвки и *Clethrionomys rutilus*. В небольшом количестве на территории существовали *Myopus schisticolor*, кроты, *Lepus timidus*, *Citellus* (*Urocitellus*) *undulatus*, *Capreolus capreolus*, *Equus caballus*. Особое место в составе фауны занимали *Clethrionomys rufocanus*, *Lemmus sibiricus* и *Dicrostonyx* sp.. Наличие в составе фауны остатков леммингов говорит о том, что это реликты былых перигляциальных ландшафтов, которые развивались на территории в период предшествовавшего похолодания. Преобладание среди леммингов *Lemmus sibiricus* является свидетельством формирования на территории Дербины переувлажненных и болотистых биотопов. Об этом же говорит и большое количество в составе фауны полёвок-экономок. Степные формации в рассматриваемом регионе существовали на водоразделах и были представлены злаково-разнотравными степями, где обитали лошади, узкочерепные и монгольские полевки. Они зани-

мали около 25% территории. Более 60% площади исследуемой территории были заняты лесными и кустарниковыми биотопами. Особое место в структуре ландшафтов занимали каменистые россыпи, вероятно, самые сухие природные комплексы, в которых обитали пищухи.

Фаунистическая группировка из слоя 4 отличается от предыдущей тем, что в составе фауны уже отсутствуют копытные лемминги, лесные лемминги и красно-серые лесные полевки, а узкочерепные полевки, длиннохвостые суслики, северные пищухи постепенно сокращают свою численность. На этом фоне выделяется процесс сокращения численности в ландшафтах полевки-экономки и резкое возрастание числа красных лесных полевок. Одновременно с этим процессом наблюдается увеличение численности кротов, монгольских полёвок и сибирских леммингов. В составе фауны появляются *Arvicola terrestris* и *Sorex caecutiens*. Расширяют свои ареалы виды болотных и околотовных биотопов – лемминги и водные полевки. Степные ландшафты становятся разнотравно-злаковыми, а леса занимают часть площади каменистых россыпей и формируют кустарниковый и травянистый ярусы, где широко расселяются землеройки-бурозубки, кроты и красные лесные полевки. Сокращение численности полевок-экономок, как и всех лесостепных видов, вероятно, связано с деградацией кустарниковых биоценозов из-за заболачивания части территории.

Ископаемая фауна из слоя 3 дербинского педоседимента отличается от таковой из слоя 4 тем, что в её составе отсутствуют многие виды – узкочерепные полевки, сибирские лемминги, водяные полевки, зайцы, суслики. Резко возрастает численность полёвки-экономки, максимального развития достигают кроты, вновь появляются лесные лемминги, медленно растет количество монгольских полевок. Вместе с тем, наблюдается сокращение северных пищух в структуре фауны и резкое снижение численности красных лесных полевок.

Перекрывающий педоседимент слой 2 содержит бедную по своему видовому составу фауну. Из структуры фауны исчезают полностью лесные виды – кроты, лесные лемминги и красные лесные полевки, а также монгольские полевки. Вновь появляются на территории узкочерепные полевки и длиннохвостые суслики. Минимально сократили свой ареал пищухи.

Таким образом, время формирования почвенного комплекса связано с периодом относительного потепления климата и восстановлением лесной растительности в регионе во время липовско-новоселовского потепления в каргинском межледниковье.

Работа поддержана РФФИ (проекты №№ 04-06-080024 и 04-06-88032).



СОСТАВ ПЫЛЬЦЕВОГО ДОЖДЯ НА ЮГЕ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

Л.М. Мохова

ТИГ ДВО РАН, Владивосток, ludmila-mokhova@list.ru

Важнейшей особенностью Приморского края является положение его на краю огромного материка Азии, сильно охлаждающегося зимой и прогревающегося летом, в непосредственной близости Тихого океана и его окраинных морей. Влияние океана и муссонный климат обусловили своеобразие растительного покрова этой территории, расположенной между северной бореальной зоной и северной подзоной субтропиков. Это особая флористическая область, резко отличающаяся от остальных областей России. Характерной чертой растительного покрова юга Дальнего Востока является проявление широтной зональности и вертикальной поясности. Это обусловлено большой протяженностью края с юга на север (около 900 км) и горным характером рельефа. В южном же Приморье вертикальные пояса представлены почти всеми типами растительности, имеющимися на Дальнем Востоке. По природным условиям на территории Приморья выделены три крупных провинции: Южно-Охотская темнохвойная, Южно-Манчжурская провинция, самый юг Приморского края относится к Корейско-Южноманчжурской провинции, где в растительности видное место принадлежит дубу монгольскому, дубу зубчатому, пихте цельнолистной, широко распространены в чернопихтарниках граб, клен, мелкоплодник и т.д., а также присутствует большое количество лиан.

Значимость исследований пылевой и споровой составляющих атмосферного аэрозоля определяется рядом причин. Данные о характере поступления пыльцы и спор растений в атмосферу, особенность их оседания на поверхность земли представляет большой интерес в плане понимания закономерностей формирования субрецентных и фоссильных спорово-пыльцевых спектров, что служит методической основой для реконструкции палеорастительности. С другой стороны, повсеместный рост числа заболеваний населения от поллинозов требует информационной обеспеченности населения о массовой концентрации и видовом составе пыльцы в воздухе.

В ходе работы решались следующие задачи:

1. Выяснить состав спорово-пыльцевого дождя в атмосфере южной части Приморья и установить степень его соответствия составу окружающей растительности.

2. Установить участие в составе спорово-пыльцевого дождя пыльцы растений отсутствующ-

щих в окружающих фитоценозах, но являющихся компонентами существующей вертикально-широтной зональности южного Приморья и растительности сопредельных территорий.

3. Определить концентрацию пыльцы и спор различных видов растительности в атмосфере и построить календари пыления.

Пункты аэропалинологических исследований были расположены на территории дальневосточного государственного заповедника Лазовский (наблюдения велись в течение 2-х лет), в среднем течении реки Партизанской (5 лет), в городе Артеме (4 года) и в западной части полуострова Муравьева-Амурского (г. Владивосток, 5 лет).

Мониторинг проводился с помощью гравиметрического метода. Для улавливания пыльцы и спор использовались ловушки (стеклянные пластинки 10x10 см), покрытые липкой смесью и установленные под углом 45° к ветровому потоку. Экспозиция продолжалась 4–5 дней. Затем поверхность ловушки очищалась, и смесь обрабатывалась ацитолизным методом. Количество зерен пыльцы и спор подсчитывались со всей площади ловушки.

Результаты усредненных календарей пыления, полученные из разных точек наблюдений показывают, что основной состав аэропалинологического спектра меняется в разные годы незначительно, но сроки, интенсивность и характер пыления отдельных таксонов значительно варьируют. В начале апреля количество пыльцы незначительно. Встречается лещина, ольха, ильм, немного позже береза. В середине апреля начинается массовое пыление ильма (до 60%), лещины (до 16%). В начале мая доминирует пыльца березы, ольхи, ильма, начинается массовое пыление осины и тополя, а также появляется пыльца розоцветных. Травянистые виды представлены пылью осок. С середины и до конца мая преобладает пыльца берез. В конце месяца в значительном количестве появляется пыльца пихты, дуба, кедра корейского, сосны, ели. В начале июня происходит массовое пыление пихты, ели, ореха маньчжурского и культурных розоцветных. В середине июня резко увеличивается количество пыльцы бархата амурского, который достигает максимума в конце июля, как и пыльца дуба. До конца июля доминирует пыльца хвойных растений. Среди пыльцы травянистых видов в мае, июне, июле, августе и начале сентября отмечалось большое количество пыльцы злаковых. В июле появляется



много пыльцы астровых, и весь сентябрь и октябрь наблюдается большое количество амброзии и конопли. В октябре количество пыльцы трав и древесных резко уменьшается.

В среднегодовом аэропалинологическом календаре (рис.) пыление растений на юге Приморского края может быть разбито на 3 периода, различающихся как по качественному, так и по количественному составу пыльцы. Первая, наиболее мощная волна, приходится на май и июнь. Содержание пыльцы в воздухе в этот период достигает 60–65% от годовой суммы. Таксономический состав спектра в этот период обусловлен пылением ильмов, ольхи, ивовых, берез, ясеня, ореха маньчжурского, розоцветных. В июне преобладает пыльца пихты, кедра корейского. Среди пыльцы трав преобладают осоки и злаки. Вторая волна пыления охватывает период с середины июля по август–сентябрь. Резко уменьшается количество пыльцы древесных таксонов и увеличивается количество пыльцы травянистых: астровых, бобовых, злаков, полыней и амброзии. Третья волна охватывает период с конца сентября по октябрь включительно. Количество пыль-

цы древесной растительности незначительно. Отмечается еще большое количество пыльцы полыни, злаков, сложноцветных, маревых и др.

В составе спорово-пыльцевого дождя преобладают пыльцевые зерна древесных и кустарниковых пород. Наиболее часто встречается пыльца дуба, берез, ели, пихты, кедра, ольхи и ореха маньчжурского. Пыльца таких видов как ясень, бархат, липа, клены встречается незначительно. Также незначительно встречается пыльца растений, распространенных в подлеске (леспедеца, бересклет, шиповник и др.). Совершенно не встречена в спорово-пыльцевом дожде пыльца многочисленных лиан (виноград, лимонник, актинидия и др.). Семейство аралиевых представлено единичными зернами. Все богатство видов, а их более 200, в спорово-пыльцевом дожде не улавливается. В то же время, поступление пыльцы из удаленных районов и сопредельных территорий за счет активного ветрового переноса существенно не меняет состав спорово-пыльцевого дождя. Полученные данные являются дополнением к имеющимся результатам по аэропалинологическому переносу пыльцы.

ГЛОБАЛЬНЫЙ РЕЛЬЕФ И РАЗВИТИЕ ЧЕЛОВЕЧЕСТВА

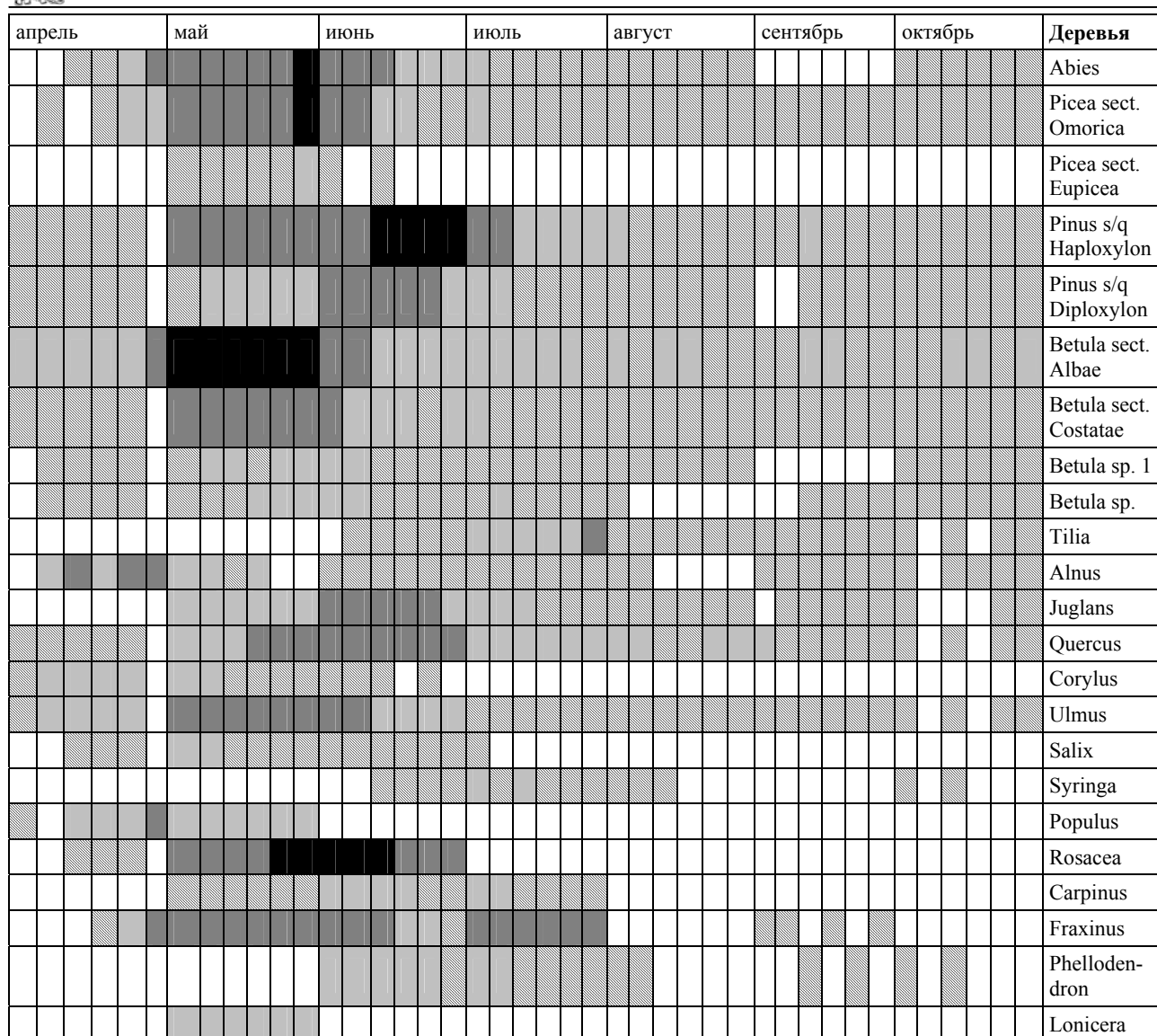
В.И. Мысливец

Основная геоморфологическая неоднородность Земли – ее разделение на Тихоокеанское и Индо-Атлантическое полушария. Различия между ними не только географические, геоморфологические, тектонические, геологические, но и геохимические (в частности, изотопные) и прослеживаются по данным сейсмотомографии вплоть до земного ядра. Основная доля внутренней энергии Земли выделяется на границе полушарий, в пределах западной и восточной ветвей Тихоокеанского подвижного пояса, что приводит к максимальным значениям вертикального расчленения подводного и надводного рельефа – до 15 000 м. Не менее активная и сложная по характеру выделения энергии часть земного шара пересекает Евразию, захватывая Северную Африку. Она включает Альпийско-Гималайский и Центрально-Азиатский подвижные пояса и расположенный между ними и западной ветвью Тихоокеанского пояса Тибетско-Монгольско-Восточно-Китайский регион. Третья зона интенсивных тектонических движений и вулканизма приурочена к Восточно-Африканской рифтовой системе.

В настоящем сообщении речь идет о возможном характере воздействия энергоактивных зон планетарной морфосистемы Земли на развитие челове-

ского общества или, если употреблять не так давно предложенные термины, роли географической оболочки вообще и геоморфогенеза в частности в развитии антропосферы (антропогеосферы, этносферы, социосферы).

Антропологи считают, что человека выделило из состава животного мира формирование трёх признаков – так называемой гоминидной триады. Это – прямохождение, приспособленная к тонкому манипулированию кисть с противостоящим пальцем и высоко развитый мозг. Специалисты в области проблемы происхождения человека уже давно признали экологический, ландшафтный фактор ведущим в формировании первого, определяющего остальные, члена гоминидной триады – прямохождения, оставившего свободными передние конечности для дальнейшего усовершенствования. Обсуждаются три основных варианта воздействия ландшафта на эволюцию приматов: 1) выход из перенаселенного тропического леса, площади которого сократились по климатическим причинам, в ландшафт саванны; 2) освоение ландшафта холмов со скальными выходами и разнообразными условиями; 3) воздействие повышенного радиационного фона, возникшего в результате процессов рифтоген-



Pollen grains concentration: 1-10 11-100 101-1000 1000

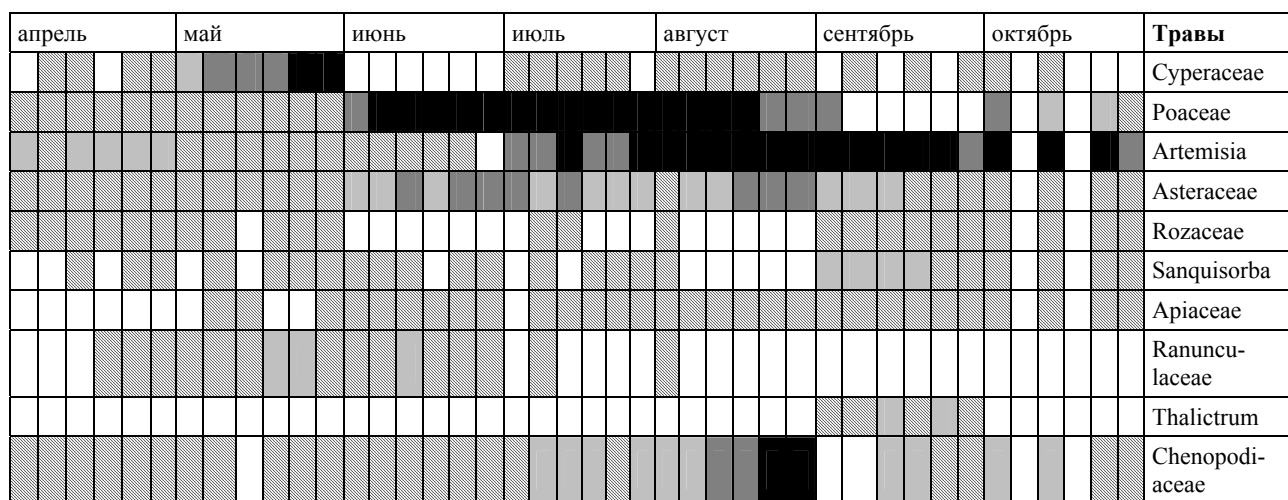
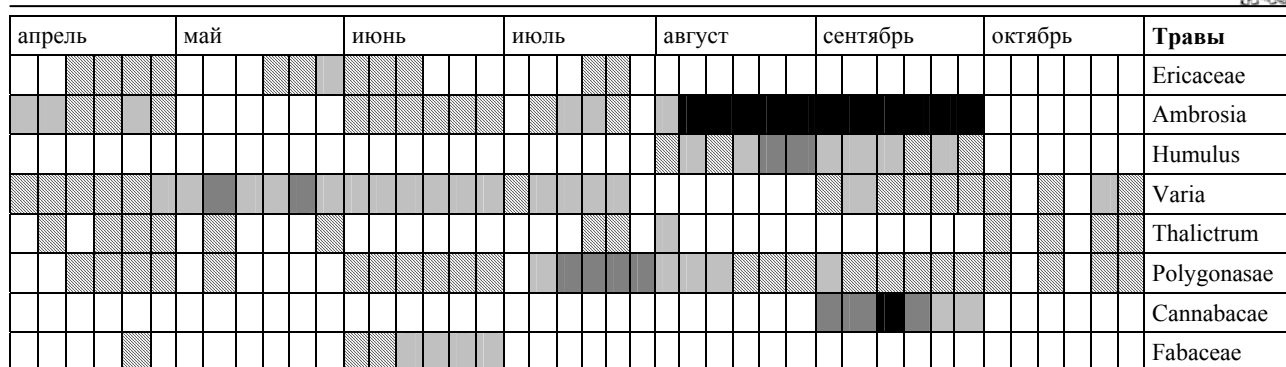


Рис. Среднегодовой аэропалинологический календарь пыления древесных и травянистых растений для Южного Приморья



Pollen grains concentration  10  11-30  31-100  100

Окончание рисунка

ного горообразования в соответствующих областях и вызвавшего мутационные изменения в организме гоминид [Алексеев, 1984]. Обращает на себя внимание отчётливая приуроченность областей антропогенеза к энергоактивным зонам земной поверхности. Это прежде всего рифтовая зона Восточной Африки с знаменитым ущельем Олдувай и Южная и Юго-восточная Азия, в частности, Сиваликские холмы в предгорьях Гималаев. Для этих регионов характерны интенсивное выделение внутренней энергии, активная трансформация энергии атмосферы, гидросферы и живого вещества.

Второй важнейший этап эволюции человека – образование вида *Homo sapiens*. Обсуждаются варианты одного, двух, пяти и более центров его образования, но все они расположены в тех же энергоактивных зонах – гористых областях Африки, Ближнего Востока, Южной и Юго-Восточной Азии. Основным занятием первобытного человека были охота и собирательство. Последнее часто приурочено к энергоактивной береговой зоне, о чем говорят сохранившиеся кьеккенмеддинги – раковинные кучи, известные на громадных пространствах от Западной Европы до побережий Тихого океана. Освоение культурных растений составило содержание неолитической революции – перехода от присваивающего хозяйства к производящему. По представлениям Н.И. Вавилова, центры происхождения культурных растений приурочены к горным территориям, поскольку там наиболее интенсивно протекал процесс формообразования. Они расположены в горном поясе Старого Света, на Эфиопском нагорье, в Кордильерах и на Антильских островах. Раннее земледелие начиналось в бассейнах Тигра и Евфрата около 10 тыс. лет назад и распространялось по долинам и предгорьям с их конусами выноса и плодородными сероземами на лессах.

Общеизвестно влияние расчлененного горного рельефа на этногенез и языковую дифференциацию.

Примерами могут быть Кавказские горы и особенно Дагестан, Памир, горы Юго-Восточной Азии, Западная Европа.

В горных регионах расположены очаги возникновения древнейших цивилизаций – китайской, древнеиндийской, шумеро-аккадской (возникшей 5 400 лет назад – в середине голоцена) и других переднеазиатских, всего круга средиземноморских; та же закономерность прослеживается в Новом свете: кроме Южно-Американского очага в Андах и на Боливийском нагорье в регионе Центральной Америки развивались цивилизации Мезоамерики. (Последний регион – часть Тихоокеанского кольца в широком понимании – включает структурный «залив» этого кольца, область Карибского моря). Возможно, причины пассионарных толчков Л.Н. Гумилева следует искать в особенностях энергетической структуры географической оболочки и планетарной морфосистемы Земли, а не за её пределами.

Цивилизации в первом приближении можно разделить на техногенные, развивавшиеся на ограниченной территории, и традиционалистские – на остальной Земле («Запад и не-Запад»). Первые рассматривают человека как господина природы, из которой он берет ресурсы, вторые считают человека частью природы, с которой он должен жить в гармонии. Родина первых – Западная Европа и Средиземноморье. На Земле по степени горизонтального и вертикального расчленения, разнообразию природных условий с ними можно сопоставить лишь Юго-Восточную Азию и отчасти Дальний Восток. Видимо, неслучайно здесь находится родина трех мировых религий (А.М. Буровский). Своего рода антипод Западной Европы – цивилизации Америки, не знавшие колеса. Обращает на себя внимание определенное соответствие расположения цивилизаций до XVII века особенностям глобального рельефа: очаг техногенных цивилизаций находится в Индо-Атлантическом полушарии, то-



гда как традиционные в большинстве расположены в Тихоокеанском полушарии, причем собственно Тихий океан почти целиком занимает очень своеобразная полинезийская цивилизация. Усиливается впечатление о том, что земной шар состоит из двух различных половинок – не только по внутренней структуре, но и по особенностям развития человечества.

На протяжении фанерозоя усиление движений земной коры во время главных тектонических циклов – каледонского, герцинского, мезозойского – сопровождалось подъемом уровня океана. Исключение составляет последний цикл, альпийский, во время которого уровень океана не поднимался, а, наоборот, падал. Понижение уровня и осушение шельфа в позднем плейстоцене создало предпосылки для расселения человека по всем материкам, кроме Антарктиды. Это приводит к заключению о том, что здесь проявляется антропоцентрический принцип.

Таким образом, главные события человеческой истории – переход к прямохождению, образование вида *Homo Sapiens*, неолитическая революция, возникновение древнейших цивилизаций – пространственно связаны с довольно ограниченной частью суши, отличающейся от окружающих территорий прежде всего высокой интенсивностью энергетических преобразований. Такая связь имеет место, несмотря на пруроченность к этим же регионам активных проявлений неблагоприятных и опасных явлений – сейсмичности, вулканизма, цунами, лавин, обвалов и т. д. Вероятно, помимо пространственных, в этих явлениях существуют причинные связи, и о некоторых из них высказаны определенные соображения. Так, предполагается, что основной причиной подобной приуроченности указанных событий является природное разнообразие, вызывающее интенсивное видообразование (Ф.Н. Мильков).

Автору представляется, что есть более общая причина отмеченных особенностей. Она заключается в том, что человеческое общество с самых первых шагов своего возникновения «вписано» в матрицу глобальных неоднородностей, главными из которых является разделение Земли на Тихоокеанское и Индо-Атлантическое, Северное и Южное полушария. Это соответствие отдельных цивилизаций природным особенностям может быть прослежено и на региональном уровне: так, Средиземное море определяло пространственные особенности развития финикийской, римской, византийской цивилизаций; то же можно сказать о Черном море в античности и в раннем средневековье. О «вписанности» полинезийской цивилизации в Тихий океан уже говорилось; следует отметить, что это – имен-

но островная цивилизация и материка Австралии и Южной Америки ее не интересовали.

Энергия (как внутренняя, так и внешняя) неравномерно выделяется на поверхности Земли. Можно дать такое определение: энергоактивными зонами (центрами) географической оболочки являются такие её части, где удельная величина трансформации энергии в единицу времени на единицу площади или объема на несколько порядков превышает фоновые показатели. Среди энергоактивных зон особого внимания заслуживают те, где велико выделение как внутренней (орогенез, сейсмичность, вулканизм), так и внешней (ураганы, ливни и т. д.) энергии рельефообразования. К ним относятся сейсмоактивные пояса и области интенсивных тектонических движений, фронтальные зоны атмосферы и океана, области влажных тропических лесов с высокой биопродуктивностью и интенсивной переработкой органического вещества, пустынь с пыльными бурями; русла крупных рек – стволы речных бассейнов, на дне океана – зоны так называемой лавинной седиментации. Энергоактивная зона глобального значения – береговая зона океана. Такой же глобальный характер имеют категории провинций с высокой интенсивностью процессов – Тихоокеанский и Альпийско – Гималайский пояса, рифтовая зона Восточной Африки, а также мировая система срединно-океанических хребтов в океане.

В аспекте отношений с природой равнинные цивилизации, казалось бы, находятся в более благоприятных условиях – здесь меньше действуют такие неблагоприятные и опасные явления и процессы, как землетрясения, извержения вулканов, обвалы, оползни, селевые потоки, ледниковые катастрофы и так далее. Однако в исторической перспективе время этих цивилизаций ограничено, чему примером может служить смена народов степного пояса Евразии (киммерийцы, скифы, сарматы, народы эпохи «великого переселения»), различные тюркские племена вплоть до татаро-монголов. Русская (российская, евразийская) цивилизация по сравнению с атлантическими цивилизациями в природном отношении, точнее в геоморфологическом, находится в неблагоприятных условиях. Это обстоятельство надо учитывать, прогнозируя ее перспективы.

Последние столетия сильно изменили пространственную картину человеческой активности. В контексте проблемы глобальных изменений правомерно поставить вопрос о том, каково современное значение для человечества тех регионов и их природных особенностей, о которых шла речь. Это может стать темой дальнейших исследований.



К СТРАТИГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОСИБИРСКОЙ АРКТИКИ

Д.В. Назаров

*Санкт-Петербургский государственный университет,
Санкт-Петербург, Россия; e-mail: nazarov@dn15256.spb.edu*

При исследованиях по русско-норвежскому проекту PECHORA (Palaeo Environment and Climate History of the Russian Arctic) получены новые биостратиграфические и геохронометрические данные о поверхностных отложениях п-овов Гыданского и Тазовского. Основание видимого разреза представлено ледниковым диамиктоном и озерно-ледниковыми ритмитами среднего плейстоцена, которые при геологической съемке коррелировались с санчуговским горизонтом Нижнего Енисея. В них вложена песчаная толща мощностью до 45 м, имеющая средний OSL возраст 143 тыс. лет, т.е. МИС 6. Вышележащая морская толща с бореальной фауной моллюсков относится к МИС 5e, хотя ее средний OSL возраст 135 тыс. лет несколько превышает стандартный интервал 130–117 тыс. лет. К этим толщам южнее Гыданской гряды прислонена аллювиальная толща, отложенная в холодное время интервала МИС 5d–4. Осадки верхнего ледникового комплекса к северу от Гыданской гряды, вероятно, были сформированы в это же время. Интервалу МИС 3 соответствует аллювий с датировками от 24 до 37 тыс. лет.

Нижний ледниковый комплекс. Это песчаный либо глинистый диамиктон с плохо окатанным валунно-галечным материалом и характерной осколчатой структурой (рис. 1, Б и В). Множество валунов и галек имеют форму классических ледогранников. В массивном диамиктоне большое количество шпиров и ксенокластов песков и алевритов, местами с сохранившимися первичными текстурами. Их резкий контакт с вмещающим диамиктоном часто деформирован надвигами и складками. Кровля диамиктов неровная, размытая, местами она опускается ниже уровня моря, местами достигает отметок +20–25 м на Гыданском п-ове и +45–50 м на Тазовском. Геологи-съемщики (Р.А. Биджиев и др., 1981 г.) коррелировали диамиктовую толщу с салехардской свитой Нижней Оби [Лазуков, 1970] или вслед за В.Н. Саксом [1953], с санчуговской свитой на Нижнем Енисее. Все они считали эти диамикты осадками морского и ледниково-морского генезиса. Однако структурные и текстурные характеристики диамиктов центральной части западносибирской Арктики полностью совпадают с признаками основной морены, детально изученной Ф.А. Каплинской и В.Д. Тарноградским [1975] в стратотипе санчуговской свиты на Нижнем Енисее.

На диамиктовой толще залегают параллельно слоистые алевро-глинистые ритмиты мощностью до 20 м (рис. 1, А, В, обн. 48, 50). Их ленточная слоистость и структура самих лент типична для озерно-ледниковых отложений.

Аналогичная по строению, стратиграфическому положению и мощностям толща ритмитов была изучена на правом берегу Надымской Оби, где слагает цоколь 40-метровой террасы. Там, из перекрывающих ее песков были получены OSL даты порядка 130 тыс. лет, а из подстилающих – около 200 тыс. лет [Astakhov, 2004].

Диамиктон основной морены вместе с озерно-ледниковыми ритмитами составляют цоколь 25–30 м и 40–50 м террас. Эти террасы широко распространены к югу от Гыданской гряды и занимают большую часть Тазовского п-ова. Осадки высокой террасы представлены двумя отличными по своим характеристикам толщами.

Паютинская морская толща. Она хорошо представлена на Гыданском побережье Тазовской Губы, где терраса высотой 40–50 м сложена песками с редкими прослоями глинистых алевритов и большим количеством намывного растительного детрита (обн. 47, 48 и 54 на рис. 1, А, В). Подошва песков неровная, благодаря крупным эрозионным врезам она местами поднимается до высоты +25 м н.у.м., а местами опускается ниже уровня моря. Кровля песков находится на отн. +45–50 м. Из паютинской толщи получено 7 датировок OSL методом 166 ± 9 , 155 ± 10 , 145 ± 9 , 144 ± 9 , 138 ± 9 , 137 ± 9 и 120 ± 10 тыс. лет. Все даты, за исключением одной (120 ± 10 тыс. лет) соответствуют МИС 6, т.е. концу среднего плейстоцена.

Аналогичные паютинским пескам осадки врезаются в ледниковые диамикты на западном побережье Тазовского п-ова, где у пос. Ямбург вскрывается 25 м терраса, покрытая плащом лессовидных алевритов (обн. 41, рис. 1, А, Б). Из этих песков получено 4 OSL даты 167 ± 10 , 162 ± 9 , 148 ± 10 и 124 ± 7 тыс. лет. Геохронометрические данные и стратиграфическое положение позволяют коррелировать песчаную толщу у Ямбурга с паютинской толщей Гыдана.

Нямсинская морская толща. Вскрывается в обнажении у мыса Наблюдений, на северном побережье Тазовского п-ова (обн. 50 на рис. 1, А, В). Здесь, также как и на Гыдане, в цоколе 40–50 м террасы выходят ледниковые диамикты с перекры-

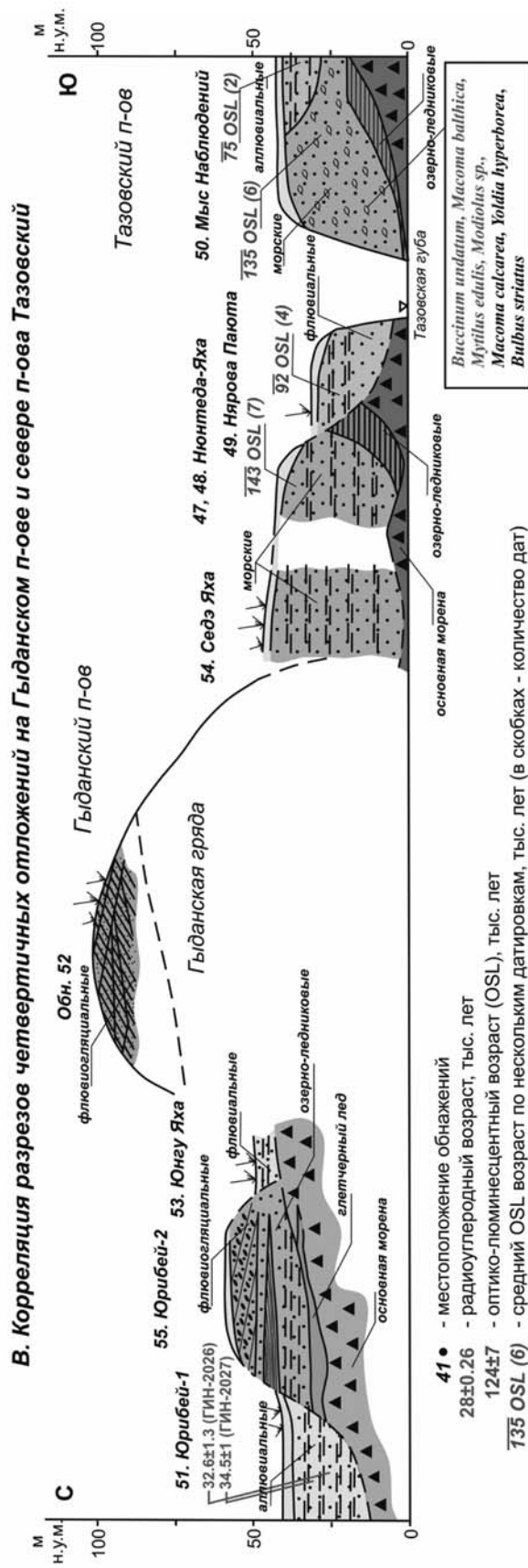
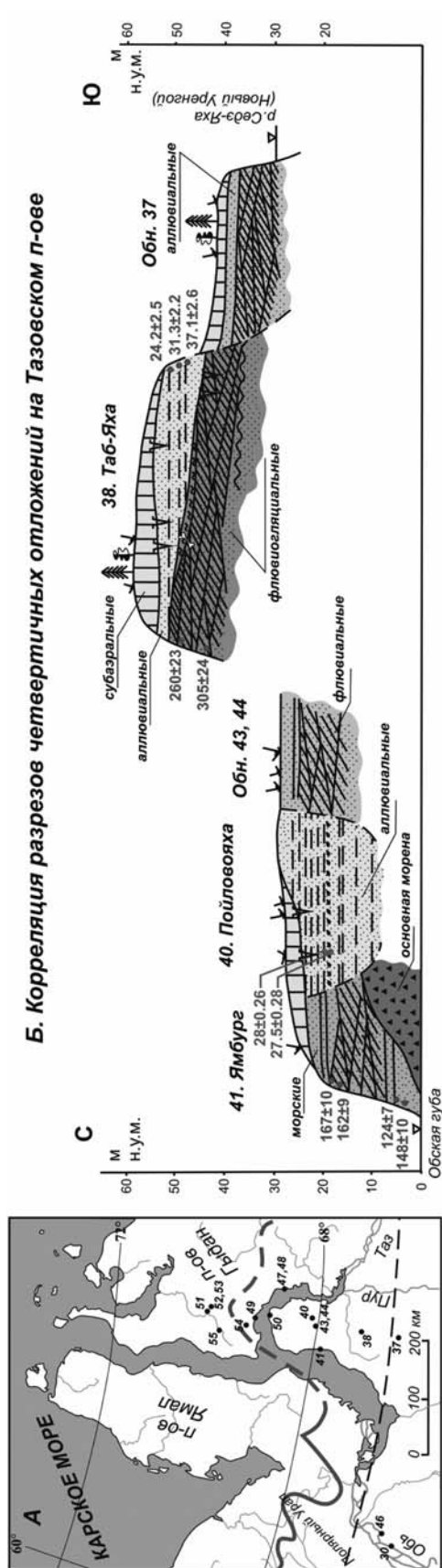


Рис. 1. Изученные разрезы четвертичных отложений на Гыданском и Тазовском п-овах
 А – Расположение разрезов. Жирной линией указано положение границы позднеплейстоценового оледенения (Svendsen et al., 2004). Б – Корреляция разрезов Тазовского п-ова. В – Корреляция разрезов Гыданского п-ова и севера Тазовского.



вающими их озерно-ледниковыми ритмитами. С угловым несогласием на них залегают осадки в нескольких фациях. Наиболее представительная пачка достигает мощности 25 м. Это параллельно переслаивающиеся пески, алевроиты и глины. Мощность слоев от первых миллиметров до 20–25 см, они часто выклиниваются и имеют неправильные очертания. В песчаных и алевроитовых слоях наблюдаются мульдобразная и флазерная слоистость, редкая рябь течения и многочисленные субвертикальные ходы моллюсков. Кроме того, содержится огромное количество раковин двустворчатых и гастропод: *Buccinum undatum*, *Macoma balthica*, *Modiolus* sp., *Mytilus edulis*, *Macoma calcarea*, *Yoldia hyperborea*, и *Bulbus striatus* (определения Б.И. Сиренко, ЗИН РАН). Первые четыре вида свидетельствуют о явно положительных температурах моря (современные донные температуры Карского моря отрицательны). Ранее из этих же осадков были определены еще два теплолюбивых вида *Natica clausa*, и *Pholas crispata* [Белорусова, 1960]. Из нямсинской морской толщи получено 6 OSL датировок 152 ± 10 , 141 ± 8 , 133 ± 8 , 132 ± 17 , 127 ± 7 и 124 ± 8 . С учетом указанной для каждой даты лабораторной ошибки, четыре из них синхронны интервалу МИС 5e, а одна датировка (133 ± 8 тыс. лет) находится очень близко к нижней границе этого интервала.

Присутствие в разрезе следов жизнедеятельности моллюсков, в данном случае – субвертикальных ходов двустворчатых, имеет принципиальное значение. Во-первых, столь ярко выраженные ихнофоссилии крайне редко встречаются в четвертичных отложениях севера, а в западносибирской Арктике их описания практически отсутствуют. Во-вторых, наличие ихнофоссилий в разрезе неоспоримо доказывает, что сохранившиеся створки моллюсков находятся *in situ*. Напротив, створки раковин, без каких либо текстурных признаков существования морской фауны во время седиментогенеза, часто являются причиной ошибочных выводов о морском происхождении осадков никогда не отлагавшихся на морском дне [Троицкий, 1975].

Корреляция морских толщ. В ходе геологической съемки на Гыданском и Тазовском п-овах корреляцию паютинских и нямсинских песков проводили с казанцевскими слоями, стратотип которых находится на Нижнем Енисее. В некоторых разрезах их соотносили даже с каргинским хроностратиграфическим интервалом по Н.В. Кинд, 1974 [Авдалович, Биджиев, 1984]. Основными аргументами служили положение морских слоев над санчуговскими (салехардскими) слоями и находки теплолюбивой фауны моллюсков. При этом, каких либо руководящих видов, характерных исключительно для казанцевских слоев, к западу от Енисея никем указано не

было. Кроме того, данные о неопределенности стратиграфического положения казанцевских слоев на Нижнем Енисее, не позволяют их использовать в качестве стратотипа [Астахов, 2006].

Новые геологические и геохронометрические данные позволяют теперь связать между собой межледниковые толщи трех ключевых регионов севера Западной Сибири. Синхронным морской толще с бореальной фауной у мыса Наблюдений является шурышкарский торфяник на Нижней Оби. Его уран-ториевое и OSL датирование показало близкие к OSL возрасту нямсинской толщи значения [Астахов и др., 2005]. Аллювий высокой правобережной террасы Надымской Оби, также имеет аналогичные OSL датировки в интервале 138–125 тыс. лет [Астахов и др., 2004] и межледниковые спорово-пыльцевые спектры [Зубаков, 1972]. В нижнем течении Енисея с межледниковыми морскими слоями на севере Тазовского п-ова и юге Гыданского сопоставляются континентальная толща малохетского аллювия с OSL датами в 112–100 тыс. лет [Астахов, Мангеруд, 2005], и морские каргинские слои с ЭПР датой 121,9 тыс. лет [Архипов, 1990].

Осадки последнего ледниковья. К югу от Гыданской гряды в морские паютинские и нямсинские слои вложена толща флювиальных песков, алевроитов и глин с редкими линзами торфов и псевдоморфозами по ПЖЛ. Они слагают 25–30 м террасу с диамиктоном основной морены в цоколе. В обнажении 49 (рис. 1, А, В) OSL возраст флювиальных песков находится в интервале от 108 до 69 тыс. лет (108 ± 8 , 106 ± 7 , 86 ± 5 и 69 ± 4 тыс. лет), а радиоуглеродные даты прослоев торфа оказались за пределами: $\geq 51,2$ тыс. лет (ЛУ-5365), $\geq 51,3$ тыс. лет (ЛУ-5366).

К северу от Гыданской гряды наблюдаются совершенно иные осадки. Основание разреза здесь сложено погребенными ледниковыми льдами и диамиктоном с характерными для основной морены структурными и текстурными признаками (обн. 55, рис. 1, А, В). Они перекрыты водноледниковыми отложениями подпрудных водоемов и потоков талых ледниковых вод.

Расположенные стратиграфически выше осадки встречены в 25–30 метровых речных террасах. Севернее Гыданской гряды (обн. 51, рис. 1, А, В) вскрыта 18-метровая толща ритмично переслаивающихся песков, глин и алевроитов с большим количеством намывного растительного детрита и прослоями торфа. Предшествующее радиоуглеродное датирование образцов торфа дало значения в $34\,500 \pm 1000$ (ГИН-2027) и $32\,600 \pm 1300$ (ГИН-2026) лет назад [Авдалович, Биджиев, 1984].

На Тазовском п-ове, (обн. 40, рис. 1, Б) из параллельно переслаивающихся песков и алевроитов с намывным войлоком получено две радиоуглерод-



ные даты: $28\,000 \pm 260$ (ЛЮ-5104) и $27\,500 \pm 280$ (ЛЮ-5105). Аналогичные осадки датированы OSL методом на левом берегу 30-метровой террасы р. Таб-Яха (обн. 38, рис. 1, А, Б), где из параллельно-слоистых песков и алевритов с костями мамонта в приподошвенном слое получены OSL даты: 37 ± 36 и 24 ± 2 тыс. л.н. Эти осадки скорее всего синхронны МИС 3 и являются различными фациями аллювия, формировавшегося в условиях сухого континентального климата.

Выводы. Морские паютинская и нямсинская толщи имеют широкое распространение и характерные отличительные признаки на Тазовском и Гыданском п-овах и могут быть основой для местной стратиграфической схемы. Осадки паютинской толщи возможно отлагались во время ранней ингрессии на финальной стадии деградации среднеплейстоценового покровного оледенения. Морские осадки нямсинской толщи у мыса Наблюдений от-

носятся к первому термомеру верхнего плейстоцена и являются межледниковым репером в разрезе четвертичных отложений центральной части западно-сибирской Арктики. Отсутствие ледниковых образований поверх морских паютинской и нямсинской толщ, говорит о том, что позднеплейстоценовое покровное оледенение не продвигалось южнее Гыданской гряды. Во время последнего ледниковья на юге Гыданского п-ова и на Тазовском п-ове господствовали континентальные условия осадконакопления, о чем свидетельствуют толщи аллювия с OSL и радиоуглеродными датами в интервале 108–24 тыс. лет. Следы позднеплейстоценового покровного оледенения присутствуют лишь к северу от Гыданской гряды. Там они представлены мореной с пластовыми льдами и озерно-ледниковыми песками и варвами, перекрытыми флювиогляциальной дельтой.

Подробнее см. Региональная геология и металлогения, 2007, № 30.

РАСТИТЕЛЬНОСТЬ И КЛИМАТ РЕГИОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ ВО ВРЕМЯ ПОСТГЛЯЦИАЛЬНОЙ ТРАНСГРЕССИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ КОЛОНОК ВНЕШНЕГО ШЕЛЬФА

О.Д. Найдина

Геологический институт РАН, Москва, e-mail: naidina@ilran.ru

Во время максимума последнего оледенения шельф моря Лаптевых был свободен от покровных ледников, и благодаря этому в условиях холодного и сухого климата формировались многолетнемерзлые отложения [Алексеев и др., 1991; Romanovskii et al., 2000; и др.]. На всей площади осушенного шельфа возникали перигляциальные условия [Величко, 1973; Развитие ландшафтов..., 1993], благоприятствовавшие глубокому промерзанию горных пород. Суша соседствовала с огромным полем паковых льдов Центральной Арктики, а не с материковым ледником [Стрелецкая и др., 2004]. Через осушенный шельф текли такие крупные реки, как Лена, Хатанга, Анабар, Оленек, Яна и другие. Они выносили из глубин континента большое количество рыхлого материала, сформировавшего обширные пространства аллювиальных равнин [Павлидис и др., 1998]. Переход от познеледниковой эпохи к теплomu голоцену сопровождался медленной дегляциацией, проходившей с возвратными похолоданиями. До недавнего времени схемы палеогеографического развития шельфа моря Лаптевых в позднем плейстоцене и голоцене основывались, в основном, на данных сейсмопрофилирования. В последнее десятилетие, благодаря множественным

радиоуглеродным датировкам и большому количеству материалов донного опробования были заново реконструированы этапы постгляциального повышения уровня моря [Bauch et al., 2001].

Для реконструкций палеогеографических условий в регионе моря Лаптевых во время постгляциальной трансгрессии был, в частности, применён и метод спорово-пыльцевого анализа. Так как донный материал параллельно изучался микропалеонтологами различного профиля, то при реконструкциях учтены результаты исследования водных палиноморф (цисты морских динофлагеллат, пресноводные зеленые водоросли) и данные фаунистического исследования (моллюски, фораминиферы, остракоды). Надо отметить, что водные палиноморфы, включающие микроводоросли и остатки водных микроорганизмов (акритархи, органические скелеты фораминифер) обладают такой же прочной органической оболочкой, как у пыльцы и спор наземных высших растений (травы, древесные растения и мхи). Поэтому они хорошо сохраняются в осадках и встречаются в палинологических препаратах вместе с пыльцой.

Техническая мацерация образцов проводилась по стандартной технологии с применением плавиковой



кислоты, с ацетализмом или без – в зависимости от степени видимости пыльцы и палиноморф в препарате. Образцы одновременно готовились для изучения водных палиноморф и спорово-пыльцевого анализа.

На внешнем шельфе были изучены три колонки, поднятые в ходе экспедиций ТРАНСДРИФТ на исследовательских судах «Полярштерн» и «Кимберлит». Колонками, согласно AMS¹⁴C датирования [Bauch et al., 2001], вскрыты осадки, накапливавшиеся в последние 17,5 тыс. календарных лет. Высокая научно-техническая оснащенность российско-германских работ в море Лаптевых позволила, например, для отбора донного материала из верхнеплейстоценовых-голоценовых отложений впервые использовать ударные грунтовые трубки с длиной керна до 8 м.

Изучение современных пылевых дождей над морскими акваториями показало, что пыльца отражает интегрированные данные о растительности прилегающей суши и поэтому дает представление о климате обширных регионов. Как показали наши первые исследования, спорово-пыльцевые спектры, полученные по пробам шельфовых осадков, доставляют надежную информацию о вызванных действием климатических факторов изменениях растительного покрова прилегающей к морю Лаптевых суши и могут использоваться для климатостратиграфических и палеогеографических реконструкций [Naidina, Bauch, 1999; 2001; Bauch et al., 2001; Найдина, 2006].

В качестве исходного материала для палинологических исследований и реконструкций палеогеографических условий на рубеже позднего плейстоцена и голоцена использован керн колонки K1005 (палеодолина р. Яна, глубина моря 42 м), которая является продолжением колонки K1001 на глубинах 8–16 м. Нижняя часть разреза колонки, представленная подводной мерзлотой, накапливалась 15 тысяч лет назад. Верхняя часть разреза (8–13,8 м) сложена монотонными песчано-глинистыми осадками. Пыльца и споры изучались из проб, отобранных через каждые 10 см. Палинологическое изучение осадков, залегающих над мерзлотой, проведено для двух интервалов глубин из верхней части разреза.

Судя по составу спорово-пыльцевых спектров, растительность представляла собой частые чередования осоковых кочкарников и болот с кустарничково-моховой растительностью. Реконструируемая растительность разрежена и мозаична, что свидетельствует о холодном суровом климате северной подзоны тундры. Дальнейшее изучение и уточнение хронологической последовательности осадков позволит по чередованию спорово-пыльцевых комплексов наметить перемещение береговой линии, характерного для постепенного и неравномерного наступления послеледниковой трансгрессии. Результаты анализа

водных палиноморф из этой колонки [Rudenko et al., 2002] свидетельствуют о холодноводных условиях с высокой продолжительностью ледового покрова и незначительным влиянием атлантических вод на внешний шельф моря Лаптевых. Изученный временной интервал 17,5–13,0 тыс. лет назад совпадает со стадиями ранний и средний дриас общепринятой хроностратиграфической шкалы голоцена.

Колонка PS 51/135 получена из подводной палеодолины Яны с глубины моря 51 м. Отложения, мощностью 510 см представляют собой однородную алевритистую глину с остатками двустворчатых моллюсков и органического материала. Согласно радиоуглеродным датировкам, сделанным на ускорительном масс-спектрометре, осадки накапливались в течение 11,3–5,3 тыс. лет (календарный возраст) [Bauch et al., 2001]. По смене комплексов остракод в осадках намечены три фазы голоценовой трансгрессии [Taldenkova et al., 2005]. По результатам спорово-пыльцевого анализа, трансгрессии моря предшествовал континентальный этап развития (до 10,3 тыс. лет назад) с преобладанием тундровой растительности в условиях климата близкого к современному. Обычны были представители *Betula sect. Nanae*, *Alnus fruticosa*, а также *Cyperaceae*, *Poaceae*, *Caryophyllaceae*, *Asteraceae*, *Rumex* и споры холодолюбивых плаунов. До 9,6 тыс. лет назад развивалась начальная стадия трансгрессии, о чем свидетельствует возрастание роли древесных в составе растительности. Во время максимальной стадии трансгрессии около 8,9 тыс. лет назад она распространилась по долинам рек на юг. Развивалась лесотундровая, а местами и светлохвойная лесная растительность. В это время произошло максимальное потепление и увеличилась влажность. Возрастание в это время приноса на шельф пыльцы древесных может быть объяснено происходившим после 9,0 тыс. лет назад перемещением к северу линии древесной растительности.

Увеличение доли североатлантических видов диноцист и повышенное содержание планктонных фораминифер [Taldenkova et al., 2005] начиная с 11,3 тыс. лет назад указывают на влияние атлантических вод на гидрологические условия внешнего шельфа [Polyakova et al., 2005]. 10,3 тыс. лет назад на восточном внешнем шельфе уменьшаются скорости осадконакопления (до 17 см/ тыс. лет; [Bauch et al., 2001]) и возрастает солёность (до 15–16 ‰; [Bauch, Polyakova, 2003]), что свидетельствует о смещении к югу устья Яны. Около 8,9 тыс. лет назад началось затопление более мелководного юго-восточного шельфа. Эти данные совпадают со временем развития максимальной стадии трансгрессии и кульминацией развития древесной растительности на прилегающей к морю Лаптевых суше около



8,9 тыс. лет назад, установленных по результатам спорово-пыльцевого анализа.

Настоящая работа частично выполнена благодаря поддержке стипендиальной программы Лаборатории полярных и морских исследований им. О.Ю. Шмидта.

ЛИТЕРАТУРА

Алексеев М.Н., Архангелов А.А., Плахт И.Р. Палеогеографические карты Восточного сектора Арктики // Атлас палеогеографических карт. Шельфы Евразии в мезозое и кайнозое / Под ред. М.Н. Алексеева. Робертсон ГРУ ПЛК-ГИН РАН, 1991.

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

Найдина О.Д. Палеогеография восточного шельфа моря Лаптевых в первой половине голоцена по фаунистическим и палинологическим данным // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006. Т. 14, № 3. С. 113–125.

Павлидис Ю.А., Ионин А.С., Щербаков Ф.А. и др. Арктический шельф. Позднечетвертичная история как основа прогноза развития. М.: ГЕОС, 1998. 187 с.

Развитие ландшафтов и климата северной Евразии. Поздний плейстоцен–голоцен / Отв.ред. А.А. Величко. Вып. 1. М., 1993. 99 с.

Стрелецкая И.Д., Шполянская Н.А., Котов А.Н. Развитие морских берегов восточного сектора Российской Арктики в четвертичный период // Криосфера Земли, 2004. Т. VII, № 2. С. 53–63.

Bauch H.A., Kassens H., Naidina O.D. et al. Composition and flux of Holocene sediments on the eastern Laptev Sea shelf, Arctic Siberia // Quaternary Res. 2001a. V. 55, N3. P. 344–351.

Bauch H.A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E. et al. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. 2001b. V. 55, N 3. P. 125–139.

Bauch H.A., Polyakova Ye.I. Diatom-inferred salinity records from the Arctic Siberian margin: implications for fluvial runoff patterns during the Holocene // Paleogeography, 2003. 18(2). P. 501–510.

Naidina O.D., Bauch H.A. Distribution of pollen and spores in surface sediments of the Laptev Sea // Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic: Dynamics and History / Eds. Kassens H., Bauch H.A., Dmitrenko I. et al. New York: Springer-Verlag, 1999. P. 577–585.

Naidina O.D., Bauch H.A. A Holocene pollen record from the Laptev Sea shelf, northern Yakutia // Global and Planetary Change. 2001. V. 31. P. 141–153.

Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S. Early to middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // Global and Planetary Change. 2005. V. 48. P. 208–222.

Romanovskii N.N., Gavrilov A.V., Tumskoy V.E. et al. Environmental evolution in the Laptev Sea region during Late Pleistocene and Holocene // Polarforschung. 2000. N 68. P. 237–245.

Rudenko O.V., Polyakova Ye.I., Bauch H.A. Postglacial environments on the eastern Laptev Sea shelf: evidence from diatom and aquatic palynomorphs assemblages // Climate drivers of the North: abstr. vol., Kiel. Terra Nostra. 2002. Hf. 2002/3. P. 95–96.

Taldenkova E., Bauch H.A., Stepanova A. et al. Last postglacial environmental evolution of the Laptev Sea shelf as reflected in molluscan, ostracodal and foraminiferal faunas // Global and Planetary Change. 2005. V. 48. P. 223–251.

ЗНАЧЕНИЕ СУБАЭРАЛЬНОЙ КРИОЛИТОЗОНЫ ДЛЯ РАЗВИТИЯ ПРИПОЛЯРНЫХ РАЙОНОВ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ В ПОЗДНЕМ КАЙНОЗОЕ

В.П. Нечаев

Институт географии РАН, Москва; e-mail: paleo_igras@mail.ru

Теоретическое положение о тесной связи между динамикой криолитозоны и ледников даже с относительно небольшими изменениями климата в прошлом находит свое хорошее подтверждение в фактических данных для настоящего времени. Так, например, было показано, что субэральная криолитозона Северной Евразии вслед за колебаниями климата в XX веке испытала при похолоданиях два периода аградации – в начале столетия и в 50^х – начале 70^х годов, а при потеплениях два периода де-

градации – в 30–40^е годы и в последние десятилетия данного столетия [Нечаев, 2002]. Несколько позже практически сходный вывод был получен также и о динамике ледников в данном регионе за указанный интервал времени [Оледенение Северной и Центральной Евразии..., 2006].

Все это позволяет с еще большей уверенностью использовать палеоклиматические и палеогеографические данные для реконструкции развития подземного и наземного оледенений в позднекайнозойской



истории Земли, ее приполярных районов. Однако вначале следует хотя бы кратко остановиться на положении различных компонентов криосферы в современной глобальной геосистеме с ее климатическими (термическими) особенностями. Это необходимо в качестве базового основания для дальнейших реконструкций на основе метода актуализма.

Как хорошо известно, вблизи земной поверхности в отличие от соседних планет – Венеры, где господствуют высокие положительные и Марса, где преобладают низкие отрицательные температуры, фиксируется большое разнообразие температур (в градусах Цельсия) как по широтам, так и по сезонам года. Это позволяет нам выделять пять основных термических поясов (с севера на юг): I – средние температуры воздуха самого холодного (обычно января) и самого теплого (обычно июля) месяцев ниже 0°; II – средняя температура воздуха самого холодного месяца ниже 0°, самого теплого – выше 0°; III – средние температуры воздуха как самого холодного, так и самого теплого выше 0°; IV – аналогичен II (самый холодный обычно июль, самый теплый обычно январь); V – аналогичен I (с соответствующим изменением месяцев). Пояса I и V – это пояса ледяных пустынь (ледниковые покровы Гренландии и Антарктиды, многолетние морские льды высоких широт). III пояс предложено назвать теплым поясом, а II и IV, расположенные между поясами ледяных пустынь и теплым поясом – поясами относительной суровости [Нечаев, 2005].

Пояса ледяных пустынь являются аналогами «белой» Земли, а теплый – аналогом безледной Земли. Расположенные между поясами экстремальных состояний пояса относительной суровости являются их естественным природным буфером и играют, таким образом, важнейшую роль в поддержке устойчивого состояния современной глобальной геосистемы нашей планеты.

Обратимся теперь к более подробной характеристике поясов относительной суровости. Структура пояса относительной суровости Северного полушария в отличие от такового в Южном полушарии (где он практически расположен в пределах Южного океана вокруг Антарктиды и в холодное время года занят сезонными морскими льдами) весьма сложна. Он может быть разделен на три зоны. В основу их выделения положен предложенный нами ранее индекс относительной суровости (irs) – отношение средних температур воздуха самого холодного (обычно января) к температуре воздуха самого теплого (обычно июля) месяца с учетом знака [Нечаев, 1981]. Особо следует подчеркнуть, что именно в поясах относительной суровости irs имеет отрицательные значения, в то время как в поясах ледяных пустынь и в теплом поясе – положительные.

Северная зона со значениями irs ниже -2,0 охватывает в основном акватории с нерегулярным круглогодичным морским льдом (вдоль северной кромки Азии и Северной Америки, где эти льды примыкают к суше irs значительно ниже -3,0) и многолетний сплошной субаэральной криолитозоной на континентах и островах. Центральная зона со значениями irs от -2,0 до -1,0 соответствует в целом акваториям с регулярным развитием сезонных морских льдов, а на суше – несплошной (прерывистой, островной, спорадической) многолетней субаэральной криолитозоне. Южная зона со значениями irs более -1,0 отличается в пределах акваторий нерегулярным развитием сезонных морских льдов и даже их отсутствием, а в пределах суши – сезонной криолитозоной.

Таким образом, именно субаэральная криолитозона является литогенной основой для существования устойчивого снежного покрова, снежников, малых форм оледенения, предшествующих формированию крупных ледниковых систем.

В вертикальном разрезе тропосферы пояс относительной суровости охватывает области сезонной и многолетней альпийской мерзлоты. Выше его находится климатический пояс ледяных пустынь, где и располагаются в основном области питания горных ледников.

Учитывая эти актуальные данные следует проследить связи подземного и наземного оледенений в прошлом. Исходя из палеогеографических и палеоклиматических данных [Изменения климата и ландшафтов..., 1999] следует, что субаэральная сезонная криолитозона окончательно сформировалась на Северо-Востоке Азии (~ 67–72°с.ш.) уже после 30 млн л.н., а первое проявление здесь субаэральной многолетней криолитозоны (пока спорадической и островной) по нашим реконструкциям датируется временем около 12 млн л.н. Очевидно, что в более северных регионах (Таймыр, Шпицберген и др.) она могла появиться еще раньше. Таким образом, первые очаги наземного оледенения в Северном полушарии (~ 10–8 млн л.н., возможно, несколько ранее) на Аляске, в Исландии, возможно, в Гренландии возникли уже после формирования здесь пояса относительной суровости.

Первое появление субаэральной многолетней сплошной криолитозоны произошло по нашим реконструкциям на Северо-Востоке Азии около 6 млн л.н. Субаэральная многолетняя криолитозона в это время безусловно существовала и в других приполярных регионах. Это следует из того, что даже позже – в климатический оптимум плиоцена, исходя из палеоклиматических данных, на это время [Борзенкова, 1992] по нашим реконструкциям на островах Канадского арктического архипелага и в Гренландии севернее Полярного круга могла су-



ществовать субаэральная многолетняя островная и прерывистая криолитозона.

После мощного импульса похолодания в Северной Атлантике примерно 3,5–3,2 млн л.н., когда зимние температуры здесь понизились на 6–7° по сравнению с предшествующим временем [Dowsett, Poore, 1989], по нашим реконструкциям даже с неизменившимися летними (что мало вероятно) субаэральная многолетняя сплошная и прерывистая криолитозона на севере Канады и в Гренландии продвинулась к югу почти до 60° с.ш. Таким образом, формирование ледникового покрова началось, когда Гренландия была уже практически полностью освоена субаэральной многолетней криолитозонной. Однако для данного похолодания по нашим реконструкциям пояс ледяных пустынь на акваторию Арктического бассейна еще не распространялся. Здесь тогда, вероятно, чередовались интервалы либо с сезонным, либо с нерегулярным круглогодичным морским льдом.

Очень важное значение для понимания связей между подземным и наземным оледенениями имеют и реконструкции для позднего плейстоцена. Как известно, в оптимум последнего (микулинского, казанцевского, сангомонского) межледниковья – палеоаналога глобального потепления на +2° по сравнению с современностью, происходила очень существенная редукция субаэральной многолетней криолитозоны. Так в Северной Евразии в это время субаэральная многолетняя сплошная криолитозона сохранялась только узкой полосой вдоль северной кромки континента к востоку от полуострова Таймыр [Величко, Нечаев, 1992]. По нашим реконструкциям на основе палеоклиматических данных [Atlas..., 1992] в оптимум сангомонского межледниковья субаэральная многолетняя сплошная криолитозона в Северной Америке существовала только к северу от Полярного круга. Однако с началом висконсина происходит очень резкое похолодание климата. Даже для 40° с.ш. фиксируется понижение температур воздуха января на 13°, а июля на 6° (палеоклиматические реконструкции В.П. Гричука для разреза Smith Farm). Используя эти данные как основу для реконструкции более северных территорий получаем, что уже в самом начале висконсина субаэральная многолетняя сплошная криолитозона продвинулась южнее 50° с.ш. Именно эта территория с многолетней мерзлотой и послужила ареной развития мощного покровного оледенения, которое к 90 т.л.н. продвинулось уже южнее Гудзонова залива [Эндрюс, 1982]. Несомненно, что связанное с этим понижение уровня моря и осушение, в том числе и Карского шельфа (на который происходила экспансия многолетней криолитозоны со стороны Таймыра) могло привести вскоре и к развитию Карского ледникового покрова.

Таким образом, быстрая экспансия субаэральной многолетней криолитозоны в приморские районы по соседству с еще относительно теплыми (после недавнего межледниковья) акваториями могла стимулировать развитие покровных оледенений.

Последующая эволюция природных процессов в позднем плейстоцене привела к дальнейшему продвижению в южном направлении (в Северной Америке до 40° с.ш., в Европе до ~ 54° с.ш.) покровных оледенений, а субаэральной многолетней криолитозоны – к северу (на осушенном шельфе Азии вплоть до 82° с.ш.). Поэтому в отличие от современной (межледниковой) эпохи, когда пояс ледяных пустынь и пояс относительной суровости располагаются в целом субшироотно относительно друг друга, в конце холодной эпохи позднего плейстоцена эта граница все более начала приобретать субдолготный характер. Вероятно, такое положение является довольно неустойчивым в целом в зональной структуре глобальной геосистемы и, в какой-то мере, объясняет «взрывной» характер т.н. терминаций, т.е. быстрого разрушения покровных оледенений, проникших далеко к югу.

Таким образом, субаэральную криолитозону, как важнейший компонент пояса относительной суровости, следует определить как первоначальное звено в формировании глобальной геосистемы позднекайнозойского типа; потом как регулирующее звено в локализации нивально-гляциальных систем; а в настоящее время как ключевое звено в обеспечении устойчивого состояния актуальной глобальной геосистемы.

Следовательно, именно возникновение и развитие субаэральной криолитозоны (в начале сезонной, а потом и многолетней) сыграло определяющую роль в позднекайнозойской истории приполярных и сопредельных регионов Северного полушария.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ № 06-05-64502 и гранта НШ-10220.2006.5.

ЛИТЕРАТУРА

- Борзенкова И.И. Изменение климата в кайнозое. СПб: Гидрометеиздат, 1992. 247 с.
- Величко А.А., Нечаев В.П. К оценке динамики зоны многолетней мерзлоты в Северной Евразии при глобальном потеплении климата // Доклады Академии наук, 1992. Т. 324, № 3. С. 667–671.
- Изменение климата и ландшафтов за последние 65 миллионов лет (кайнозой: от палеоцена до голоцена). Отв. ред. Величко А.А. М.: ГЕОС, 1999. 260 с.
- Нечаев В.П. О некоторых соотношениях между мерзлотными и климатическими параметрами и их па-



леогеографическое значение // Вопросы палеогеографии плейстоцена ледниковых и перигляциальных областей. М.: Наука, 1981. С. 211–220.

Нечаев В.П. Реакция криолитозоны территории России на изменения климата в XX веке // Пути эволюционной географии (итоги и перспективы). М.: Ин-т географии РАН, 2002. С. 82–92.

Нечаев В.П. Субаральная криолитозона в структуре природной зональности Земли // Материалы Третьей конференции геокриологов России. Т. 3. Изд. Московского университета, 2005. С. 190–196.

Оледенение Северной и Центральной Евразии в современную эпоху. М.: Наука, 2006. 482 с.

Эндрюс Дж. Современный ледниковый период: кайнозойский // Зимы нашей планеты. М.: Мир, 1982. С. 220–281.

Atlas of paleoclimates and paleoenvironments of the Northern hemisphere. Late Pleistocene-Holocene. Budapest: Geograph. Res. Inst. Stuttgart: Gustav Fisher Verlag, 1992. 153 p.

Dowsett H.S., Poore R.Z. Pliocene paleoceanography of North Atlantic Deep Sea Drilling Project Site 552: Application of Planktic Foraminifer Transfer Function GSF18 // Pliocene Climates: Scenario for Global Warming. Abstracts from USGS Workshop. Denver, Colorado, October 23–25, 1989. Department of the interior U.S. Geological Survey. P. 11–13.

СЕЙСМИТЫ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА КАК ИНДИКАТОР ПАЛЕОСЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ТЕРРИТОРИИ

С.Б. Николаева

*Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, 184209
e-mail: nikolaeva@geoksc.apatity.ru*

В последнее десятилетие широко развиваются исследования, направленные на изучение сейсмодинамических структур и текстур в рыхлых отложениях (сейсмитах), являющихся важным источником информации о неотектонической активности территорий, а также месте и частоте проявления сильных землетрясений. Это касается не только сейсмически активных регионов, но и территорий с умеренной сейсмичностью. В сообщении приводятся обобщенные данные по изучению деформационных структур в позднеплейстоцен-голоценовых отложениях северо-западной части Кольского региона, а также оценка значимости этих деформаций как индикаторов палеосейсмичности. Выработаны критерии для отнесения исследованных деформаций к сейсмогенным.

Геолого-геоморфологические данные по реконструкции палеосейсмичности Кольского региона свидетельствуют о проявлении здесь в течение последних 10–12 тысячи лет сильных землетрясений в 8 и более баллов по шкале MSK-64 [Николаева, 2001; Спиридонов, 2005]. Продолжающиеся исследования палеосейсмичности региона позволили наряду с сейсмодинамическими в кристаллических породах выявить нарушения и в разрезах рыхлых отложений. Они развиты во флювиогляциальных, ледниково-морских, озерно-ледниковых и озерных отложениях, накапливавшихся на дне водоемов. Разрезы с деформационными структурами обнаружены в долинах рек Кола, Ура, Печенга, Сайда-губа и др., распо-

ложенных в прибрежной полосе Баренцева моря и районе Кольского фиорда. Наиболее изучены разрезы с деформационными структурами в окрестностях города Мурманска и долине реки Печенга.

Нарушенное залегание донных осадков было обнаружено в озере, расположенном восточнее города Мурманска. Озеро находится в зоне разрывного нарушения, выраженного в рельефе уступом, простирающимся в северо-восточном направлении (35–40°). К основанию уступа приурочен сейсмо-ров в виде узкой приразломной озерной котловины. При бурении озерных осадков получен следующий разрез (снизу вверх): 0–12 см – серые алевроиты с включениями песка и зерен гравия размерами до 1 см. В алевроитах наблюдается наклонная слоистость (угол наклона слоев 25–30°), подчеркнутая гранулометрической неоднородностью материала, а также микросбросы с амплитудой смещения в первые см. Отмечены остатки углефицированных водорослей. Контакт с вышележащим слоем наклонный; 12–20 см – переслаивание алевроита с сапропелем (переходная зона). Все слои залегают наклонно. Контакт с вышележащим слоем нечеткий, наклонный; 20–86 см – сапропель темно-коричневый, слоистый, с присутствием частичек алевроита. Слои залегают наклонно, кверху интервала слоистость становится неотчетливой; 86–127 см – сапропель темно-коричневый до черного с неотчетливой слоистостью и редкими органическими остатками черного цвета; 127–162 см – сапропель желтовато-



коричневого цвета, бесструктурный, с редкими включениями органических остатков. Наклонных слоев нет.

В разрезе отчетливо проявлено нарушение седиментационной слоистости осадков: наклон слоев алевролита и сапропеля в восток-юго-восточном направлении и микросбросы. Этот разрез отличается от нормального залегания подобных осадков в озерах Кольского полуострова [Колька и др., 2005], расположенных за пределами участка с размещением сейсмодетекторов. Начало осадконакопления в озере стало происходить со времени 8950 ± 150 лет н.э. (ТА-2293), что вероятно совпадает по времени с раскрытием сейсморва. Учитывая расположенные поблизости многочисленные обвалы скальных пород, следы отрыва отдельных блоков массивной породы со склонов уступа, а также нарушенное залегание озерных осадков, можно предполагать, что эти явления возникли в результате сейсмического события, случившегося в окрестностях города Мурманска около 8,9 тыс. лет назад.

В 100 км на северо-запад от исследуемого района, в долине реки Печенга, были обнаружены сейсмодетекторы во флювиогляциальных и морских осадках [Николаева, 2006]. Изученный разрез расположен в зоне разрывного нарушения северо-восточного простирания, следующего вдоль долины реки Печенга. Более детальный анализ разреза выявил в нем 4 горизонта с сейсмитоподобными структурами (рис). Деформационные структуры образуют отдельные хорошо выдержанные горизонты, мощностью от 10 см до 30–60 см, прослеженные на расстояние десятков-первых сотен метров.

Деформации горизонта I развиты в мелкозернистых песках с косоволнистой слоистостью, залегающих под морскими суглинками, содержащими раковины морских моллюсков. По образцам раковин *Pholas crispate* L. и *Mya truncata* L. получен возраст по ^{14}C – 8495 ± 90 (Beta-58711) и 8530 ± 90 (Beta-58712) и (8,7–9,2 ka), определенный в Бета-аналитическом центре во Флориде, при использовании AMS технологий. С учетом поправки на морской карбон (за счет вычитания 440 лет) в согласии со стандартом, используемым для Норвежского побережья [Mangerud, Gulliksen, 1975] этот возраст составил 8055 ± 90 (Beta-58711) и 8090 ± 90 (Beta-58712). Нижняя граница суглинков, перемешанная с песком и галькой представлена проникновением суглинистого материала в виде карманов, затеков, лампо- и пальцеобразных структур в песчаную толщу. Максимальный размер их составляет 20–23 см в глубину, при ширине 5–10 см. Песчаная толща, залегающая под горизонтом суглинков, захвачена деформациями на глубину 0,36 м. Деформации представлены прорывами песчаной массы вверх, узкими складками,

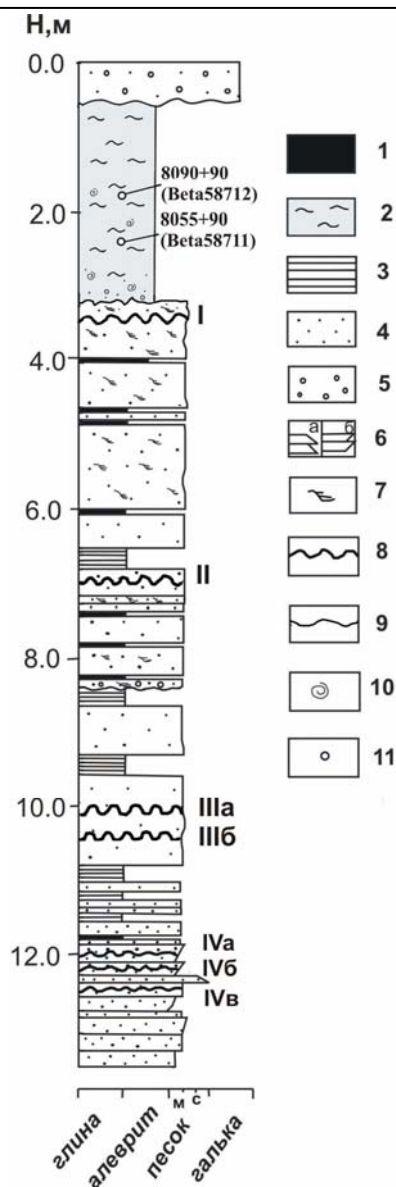


Рис. Разрез поздне-последлениковских отложений на правом берегу реки Печенга.

1–5 – основные разновидности пород: 1 – глина, 2 – суглинок, 3 – переслаивание глины и алевролита, глины и песка, 4 – песок, 5 – галька; 6–8 – типы слоистости: 6 – градиционная: прямая (а), обратная (б), 7 – косоволнистая, 8 – конволлютная; 9 – граница размыва; 10 – раковины морских моллюсков; 11 – место отбора проб на ^{14}C . I–IV – номера горизонтов сейсмиков, указанных в тексте.

диопироподобными структурами. Максимальная высота таких структур составляет 10–25 см при ширине 5–8 см. Деформации относятся к одному временному событию, поскольку мы не обнаружили разделяющие их ровные и протяженные горизонты, которые могли бы маркировать разные по времени фазы деформаций.

Горизонт II с конволлютными структурами встречен на глубине, $\text{Е} / \text{м}$ от кровли морских суглинков, в прослое однородного мелкозернистого



песка мощностью 0,37 м. Деформации представлены закручиванием слоев песка в спирали, лежащими складками и волнами. Высота волн не превышает 3–6 см.

Горизонт III с конволютными структурами находится на глубине 9,7 м от кровли суглинков. Здесь располагается прослой однородных песков мощностью 1,3 м, в котором выделяются два подгоризонта конволютных структур. Деформации верхнего горизонта (III а) представлены «отпечатками нагрузки» высотой 10–15 см при ширине 6–8 см. Конволютные структуры нижнего подгоризонта (III б) представлены волнами и складками, местами размытыми, высота волн составляет 2–5 см. Наблюдаемые деформации могут принадлежать одному событию или двум сближенным по времени событиям.

Горизонт IV содержит 3 подгоризонта конволлюций и встречен на глубине 11,5 м от кровли горизонта суглинков. Конволютные структуры в подгоризонтах IVа и IVб развиты в прослоях мелкозернистого песка с обратной градиционной слоистостью (рис). Мощность прослоев песка составляет 17 и 21 см соответственно. Подгоризонт IVв находится в прослое однородного мелкозернистого песка мощностью 24 см. Конволютная слоистость плохо выражена, местами редуцирована. Деформации представлены заворотами слоев песка, мелкими складками и волнами, часто размытыми, высотой 3–5 см.

Рассмотрение характера деформаций I-го горизонта показало, что в верхних частях толщи отмечаются провалы материала сверху, а в нижних – складки выжимания. Эти процессы можно рассматривать как показатель хода деформирования в виде первоначального растяжения (образования карманов и углублений) и последующего более сильного сжатия толщи (образования узких складок). Смена сжатия растяжением в таком случае может быть вызвана сейсмическими импульсами, следующими друг за другом. Деформации возникли после отложения нижней части горизонта суглинков, где они смешаны с песком и имеют деформированную границу, то есть несколько ранее 8,0–8,5 тыс. лет. Этот период соответствует бореальной климатической фазе, потеплению климата, что исключает воздействие ледника или криогенных процессов на образование деформаций. Отсутствие какой-либо наклонной поверхности и характер самих деформаций исключают возможность возникновения их в результате подводно-оползневых процессов.

Конволютные структуры в горизонтах II, III и IV могли возникнуть в результате действия мутьевых потоков (если последние образуются вследствие мобилизации осадочного материала при ползневых явлениях). Против возникновения выделен-

ных структур вследствие гравитационного сползания осадка свидетельствуют следующие аргументы: постоянная мощность отдельных конволлютных горизонтов в пластах; отсутствие деформаций сбросового типа, а такие деформации характерны при всех гравитационных видах массовых движений; отсутствие скучиваний надвинутых друг на друга складок. Одной из разновидностей деформационных структур II–IV горизонтов являются лежащие складки. Генезис лежащих складок еще не получил удовлетворительного объяснения. Ряд авторов считают, что такие текстуры образуются под действием трения потока, текущего над осадком, оживленным сейсмическим сотрясением [Седиментология..., 1980].

В изученном разрезе можно выделить, по крайней мере, 4 повторения горизонтов с деформационными структурами. Циклическое повторение структур в одном разрезе вероятнее всего ожидать в сейсмических зонах вследствие периодического проявления сейсмической активности. На генетическую связь обнаруженных деформационных структур с палеосейсмическими событиями указывает присутствие их в различных по строению слоях песка: однородных, с косоволнистой и градиционной слоистостью. Подобные по морфологии деформации, образованные в результате землетрясений, обнаружены и в сейсмически активных районах Тянь-Шаня и Горного Алтая [Деев, 2005; Поволоцкая и др., 2006]. Следует отметить, что в районе долины реки Печенга выявлены и другие типы палеосейсмодеформаций как в кристаллических, так и в рыхлых отложениях [Спиридонов, 2005].

Ряд геологических, тектонических и палеогеографических критериев определенно указывает на генетическую связь деформаций, обнаруженных в долине реки Печенга с сейсмическими событиями. Основные из них следующие: высокий потенциал изученных отложений к явлениям гидропластичности, разжижения и флюидизации; цикличность проявления деформированных горизонтов в одном разрезе, что указывает на определенную повторяемость событий; смена сжатия растяжением, что характерно для сейсмических импульсов; морфологическое подобие исследуемых структур аналогичными, генетическая связь которых с сейсмическими событиями доказана; исключение возможности образования деформаций вследствие гравитационного течения; местонахождение исследуемых деформаций в активной сейсмогенной зоне [Виноградов и др., 2006]; приуроченность разрезов с деформационными структурами к зонам разломов, ограничивающих блоки земной коры, активных на протяжении кайнозоя.

Таким образом, для территории северо-западной части Кольского региона установлено присутствие



в разрезах четвертичных осадков деформационных структур, генетически связанных с палеосейсмическими событиями. Приуроченность деформаций в рыхлых отложениях к зонам разрывных нарушений можно интерпретировать как признак сильных землетрясений, происходивших в северо-западной части Кольского региона на рубеже позднего плейстоцена – начала голоцена.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант «р-север-а» №07-05-96906; грант №05-05-65154).

ЛИТЕРАТУРА

Виноградов А.Н., Баранов С.В., Виноградов Ю.А., Асминг В.Э. Сейсмогенные зоны северо-восточной части Балтийского щита // Активные геологические и геофизические процессы в литосфере. Методы, средства и результаты изучения: материалы XII международной конференции. Воронеж: Воронежский государственный университет. 2006. Т. I. С. 115–120.

Деев Е.В., Гибшер Л.А., Чигвинцева Л.А., Фролова Т.В., Рябинин А.Б. Микросейсмодислокации (сейсмиды) в плейстоценовых осадках Горного Алтая // ДАН, 2005, Т. 403. №1. С. 71–74.

Колька В.В., Евзеров В.Я., Мёллер Я.Й., Корнер Д.Д. Последленинские гляциоизостатические поднятия на северо-востоке Балтийского щита // Новые данные по геологии и полезным ископаемым Кольского полуострова. Апатиты: Изд-во Кольского научного центра РАН, 2005. С. 15–25.

Николаева С.Б. Палеосейсмические проявления в северо-восточной части Балтийского щита и их геолого-тектоническая позиция // Геоморфология. 2001. №4. С. 66–74.

Николаева С.Б. Сейсмогенные деформации в отложениях раннеголоценовой террасы реки Печенга (Кольский полуостров) // ДАН. 2006. Т. 406. № 1. С. 4–7.

Поволоцкая И.Э., Корженков А.М., Мамыров Э.М. Следы сильных землетрясений в озерных осадках Кок-Мойнонской впадины (северный Тянь-Шань) // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. №9. С. 1024–1035.

Седиментология. Пер. с польск. / Градзинский Р., Костецкая А., Радомский А., Унруг Р. М.: Недра, 1980. 640 с.

Спирidonov А.В. О палеосейсмодислокациях в районе Печенгской структуры // Сб. Геофизические исследования. 2005. Вып. 4. С. 73–78.

Mangerud J., Gulliksen S. Apparent radiocarbon ages of recent marine shells from Norway, Spitsbergen and Arctic Canada // Quaternary Research 5. 1975. P. 263–273.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ФАУНЕ МЛЕКОПИТАЮЩИХ И СТРАТИГРАФИИ ПЛЕЙСТОЦЕНА СЕВЕРНОЙ ЯКУТИИ

П.А. Никольский, В.С. Зажигин, А.Э. Басилян

Геологический институт РАН, Москва

В течение 11 лет благодаря поддержке международного проекта «Жохов-2000», проектов РФФИ №99-05-64150; №02-05-54126; 06-05-64049 и проекта программы ОНЗ РАН №14 на севере Якутии проводилось комплексное изучение четвертичных отложений. В результате на Яно-Индибирской низменности, в Туостахской впадине и на Новосибирских островах было открыто более десятка новых местонахождений млекопитающих и исследован ряд уже известных местонахождений (рис. 1).

Эти местонахождения датированы поздним эоплейстоценом, ранним, средним и поздним неоплейстоценом и голоценом. Большая часть местонахождений мелких млекопитающих относится к среднему неоплейстоцену. Местонахождения крупных млекопитающих в основном позднеэоплейстоценовые, но есть и более ранние. В переотложенном виде в ряде местонахождений встречены остатки мелких и крупных млекопитающих плиоценового возраста.

Во всех плейстоценовых местонахождениях присутствуют формы млекопитающих, характерные для

различных биотопов остепненной тундры, тундры и лесотундры. Соблюдается зональное распределение субарктических видов, подобное современному. В местонахождениях северных Новосибирских островов (о. Фаддеевский, о. Жохова, о. Новая Сибирь) из мелких млекопитающих присутствуют только настоящие и копытные лемминги и зайцы. Крупная фауна включает типичных представителей тундростепных фаун, но не содержит некоторые формы млекопитающих встречающиеся южнее (лось и благородный олень). Уже на южном берегу о. Б. Ляховского и самом севере Яно-Индибирской низменности (местонахождения Св. Нос, Ойгос-Яр, Реброво, Кондратьева, Берелёх) встречаются оба этих оленя. В фаунах мелких млекопитающих появляются серые полевки. Еще южнее, на границе современной тундры и лесотундры добавляются лесные полевки, бурндуки, пищухи, суслики (р. Яна: Мус-Хая, Соп-Хая; р. Адыча: Улахан Суллар).

Высокая скорость эволюции копытных леммингов, лосей, слонов, лошадей и некоторых филетиче-

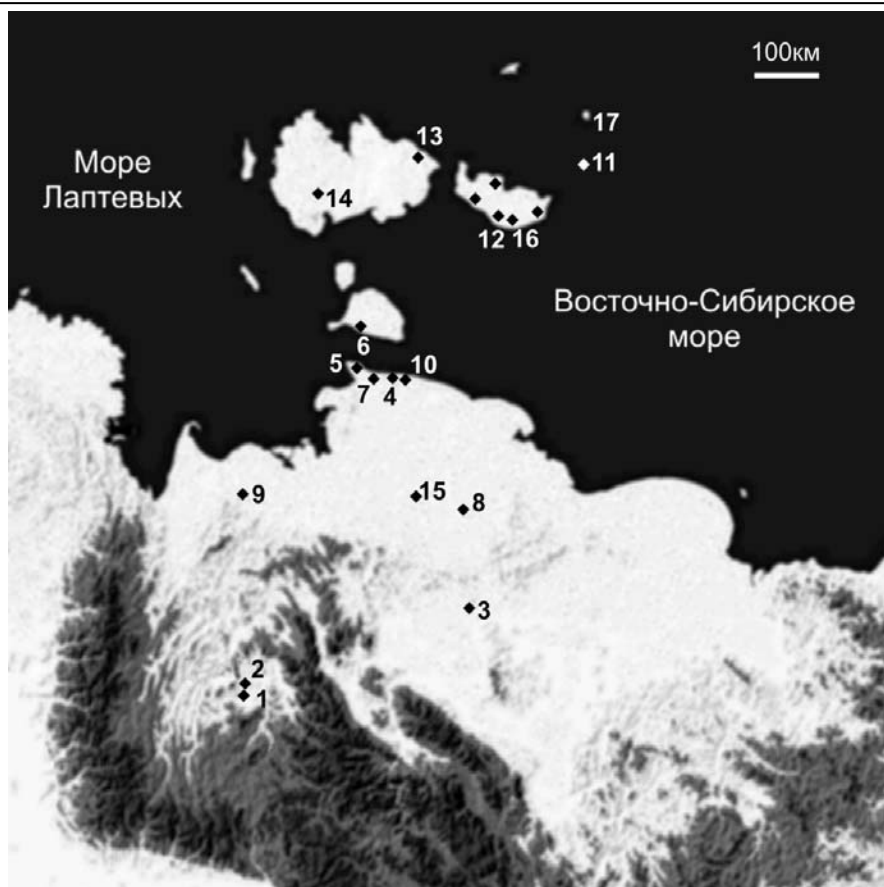


Рис. 1. Расположение изученных местонахождений фауны млекопитающих плейстоцена северной Якутии

1 – Осхордох; 2 – Улахан Суллар; 3 – Семейэlex; 4 – Реброво; 5 – Святой Нос; 6 – Малое Зимовье (о. Б. Ляховский); 7 – Улахан Таала; 8 – Аччагый-Аллаиха; 9 – Соп-Хая; 10 – Кондратьева; 11 – о. Вилькицкого; 12 – о. Новая Сибирь; 13 – Сана-Балаган (о. Фаддеевский); 14 – Балыктах (о. Котельный); 15 – Берелёх; 16 – Надежная (о. Новая Сибирь); 17 – о. Жохова

ских линий хищных дает большие возможности для детализации стратиграфической шкалы.

Одним из наиболее перспективных и высоко-разрешающих инструментов для совершенствования стратиграфической шкалы является изучение линии *Predicrostonyx*-*Dicrostonyx*. В плейстоцене исследованного региона обнаружены *Predicrostonyx compitalis* Zazhigin., *Dicrostonyx simplicior* Felfar., *Dicrostonyx henseli* Hinton., *Dicrostonyx torquatus* Pallas. Эти виды являются звеньями единой филогенетической линии копытных леммингов Евразии и имеют относительно точно установленные границы стратиграфического распространения.

Остатки *P. compitalis* обнаружены в отложениях с отрицательной намагниченностью [Вирина и др., 1984]. Трансформация *Predicrostonyx* в *Dicrostonyx* так же произошла в зоне отрицательной намагниченности [Вирина и др., 1984]. Поэтому позднеоплейстоценовый возраст *P. compitalis* сомнений не вызывает. Фауна местонахождения Семейэlex содержит ассоциацию *P. compitalis* – *Allophiomys reservatus* Zazhigin, типичную для ранней стадии олерского комплекса млекопитающих Колымской низменности.

D. simplicior датирует самый древний ледовый комплекс на р. Яне ранним неоплейстоценом в местонахождении Соп-Хая. Эта стадия развития рода *Dicrostonyx* на Русской равнине отвечает стадии *D. simplicior* окского оледенения [Агаджанян, Глушанкова, 1986a).

Между *P. compitalis* и *D. simplicior* в единой линии развития существует *D. renidens* Zazhigin – первое звено рода *Dicrostonyx* [Зажигин, 1976]. Этот вид пока достоверно не обнаружен на исследованной территории, что может свидетельствовать о неполноте палеонтологической летописи в регионе, стратиграфическом перерыве на границе эоплейстоцена-раннего неоплейстоцена или недостаточной изученности территории.

Большая часть местонахождений от туостакской впадины до Новосибирских островов содержат среднееоплейстоценовую фауну мелких млекопитающих с характерным среднееоплейстоценовым копытным леммингом *D. henseli* Hinton. Эта форма известна из многих опорных разрезов среднего неоплейстоцена Русской равнины под названиями *D. ex gr. simplicior*, *D. cf. simplicior* и даже *D. simpli-*



cior simplicior. Ревизия типовых коллекций и литературных данных позволила установить для среднего неоплейстоцена хинтоновский вид с двумя стадиями развития, характерными для днепровского и московского оледенений Русской равнины [Зажигин, 2003].

Архаичный вариант строения коренных зубов *D. henseli* найден в местонахождениях днепровского оледенения в Лихвинке, Волжино, Стригово [Агаджанян, 1972; Агаджанян, Глушанкова, 1986б; Зажигин, 2003].

В исследованном регионе этот вариант строения зубов *D. henseli* характерен для местонахождений из юкагирской и куччугуйской свит (Святой Нос, Улахан-Таала, Малое зимовье на о. Б. Ляховский).

Прогрессивный вариант *D. henseli* обнаружен в местонахождении Кипиево 1, характеризует начальную стадию московского оледенения. К этой стадии на Яно-Индибирской низменности могут принадлежать местонахождения на р. Адыча (Улахан-Суллар), Ачкагый-Аллаихе (АНН-КС, АНВ-1). При этом местонахождение АНВ-1 хоть и находится в пределах московского оледенения, но несколько моложе местонахождения АНН-КС.

D. torquatus обнаружен пока только в самом молодом ледовом комплексе – в культурном слое Янской палеолитической стоянки, возраст которой около 28 000 лет (едомная свита).

Морфологическая характеристика *D. henseli* из местонахождений на р. Ачкагый-Аллаиха (АНН-КС, АНВ-1) и *D. torquatus* из культурного слоя в едомной свите на р. Яна свидетельствует о существенном морфологическом и, следовательно, временном различии между этими местонахождениями. Таким образом, отложения с местонахождениями АНН-КС и АНВ-1 едомной свите не принадлежат.

В некоторых филетических линиях крупных млекопитающих скорость эволюции сопоставима со скоростью эволюции у грызунов, но пригодные для биостратиграфии их остатки встречаются гораздо реже. Тем не менее, ряд находок крупных млекопитающих позволяет сделать стратиграфическую летопись северной Якутии более полной.

В плейстоцене исследованного региона обнаружены различные представители филетической линии лосеобразных *Cervalces* – *Alces*. *Cervalces latifrons* (Johnson) датирует самую нижнюю пачку цоколя батагайской террасы в местонахождении Улахан Суллар концом нижнего неоплейстоцена. Тот же вид древнего лося найден на бечевнике в местонахождении Реброво, что может свидетельствовать о том, что в разрезе есть нижнелепестовые отложения.

Находки *C. l. postremus* датируют среднюю и верхнюю пачки цоколя батагайской террасы Ула-

хан Суллара средним неоплейстоценом, что хорошо согласуется с данными по микротерииофауне.

Остатки *A. alces* L. встречаются в нескольких местонахождениях (Улахан-Таала, Берелех, Охордох) в ассоциации с видами, типичными для позднелепестового комплекса мамонтовой фауны.

Уникальной является находка на местонахождение Улахан Суллар остатков *Hipparion* cf. *Houfense* и *Equus* ex gr. *stenonis* (к сожалению, не *in situ*). Это первая достоверная находка остатков гиппариона и стеноновой лошади на севере Азии.

В изученном регионе найдено большое количество остатков различных представителей отрядов Proboscidea, Perissodactyla, Artiodactyla и Carnivora, многие из которых весьма перспективны для биостратиграфии. Но этот обширный материал может быть адекватно использован только после ревизии отдельных таксонов и целых филетических линий.

Филетические взаимоотношения различных видов мелких и крупных млекопитающих позволяют создать биостратиграфическую последовательность новых и некоторых уже известных местонахождений северной Якутии (таблица 1). Эта последовательность является основой для совершенствования региональной схемы четвертичных отложений.

ЛИТЕРАТУРА

Агаджанян А.К. Лемминговые фауны среднего и позднего плейстоцена. Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода АН СССР. 1972. №39. С. 67–81.

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Плейстоцен бассейна Десны. М.: ВИНТИ, 1986а. 227с.

Агаджанян А.К., Глушанкова Н.И. Михайловка – опорный разрез плейстоцена Русской равнины. М.: ВИНТИ, 1986б. 170 с.

Вирин Е.И., Зажигин В.С., Шер А.В. Палеомагнитная характеристика типовых местонахождений олерского фаунистического комплекса (Колымская низменность) // Известия АН СССР, сер. геол. №11. 1984. С. 61–72.

Зажигин В.С. Ранние этапы эволюции копытных леммингов (*Dicrostonychini*, *Microtinae*, *Rodentia*) – характерных представителей субарктической фауны Берингии. Берингия в кайнозое. Владивосток, 1976. С. 280–288.

Зажигин В.С. О копытных леммингах (*Dicrostonyx*, *Microtinae*, *Rodentia*) Ойогос-Яра Восточной Сибири и о видовом статусе среднеплейстоценового вида рода *Dicrostonyx*. Естественная история российской восточной Арктики в плейстоцене и голоцене. М.: ГЕОС, 2003. С. 14–26.



Таблица 1. Последовательность четвертичных фаун млекопитающих в исследованных ключевых местонахождениях Новосибирских островов, Яно-Индигирской низменности и Туоустахской впадины

голоцен		Жоховская археологическая стоянка, о. Жохова Южный берег о. Новая Сибирь	
неоплейстоцен	верхний	Берелех , верхняя часть II террасы Аччагый-Аллаиха , верхняя часть II террасы Р. Балыктах , о. Котельный, едомная свита О. Фаддеевский , ряд местонахождений, едомная свита О. Новая Сибирь , ряд местонахождений, едомная свита О. Бельковский , едомная свита Малое зимовье , о. Б. Ляховский, едомная свита Кандратьева , Ойогос-Яр, едомная свита Улахан Таала , Ойогос-Яр, едомная свита Святой Нос , Ойогос-Яр, едомная свита Соп-Хая , культурный слой палеолитической стоянки Осхордох	
	средний	Аччагый-Аллаиха , аллаиховская свита Улахан Таала , Ойогос-Яр, куччугуйская свита Малое Зимовье , О. Большой Ляховский, куччугуйская свита Улахан Суллар , верхняя пачка среднего комплекса	
		Святой Нос , юкагирская свита Улахан Суллар , средняя пачка нижнего комплекса Осхордох	
	нижний	Соп-Хая , цоколь III надпойменной террасы Реброво , Ойогос-Яр Улахан Суллар , нижняя пачка нижнего комплекса Осхордох	
эоплейстоцен	верхний	Семюйзлех Осхордох	

АКТИВНЫЕ РАЗЛОМЫ В РЫХЛОМ ПОКРОВЕ СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

А.А. Никонов

Молодые движения в пределах Северо-Запада России, как и вообще Фенноскандии, традиционно рассматриваются в виде связанного куполообразного поднятия с максимумом (до 280 м со времени последнего оледенения) в северной части современного Ботнического залива, т.е. как проявление гляциоизостазии в ее классическом виде. На картах новейшей тектоники под ред. Н.И. Николаева, А.Ф. Грачева, И.И. Киселева, а также на карте активных разломов под ред. В.Г. Трифонова, в регионе, главным образом по обрамлению Ладожского озера и его акватории, показаны единичные разрывы, однако без приведения фактического обоснования и конкретного определения возраста. Новые материалы получены автором в результате целенаправленных полевых работ 1997–2006 гг. в пределах Ленинградской области и Южной Карелии, а также

использования ряда наблюдений В.С. Потуловой, М.Э. Янишевского, С.А. Яковлева, Д.Б. Малаховского.

В северной зоне, примерно от государственной границы до широты гг. Приморск и Выборг с выходами пород фундамента на поверхность, изучение новейших морфоструктур и собственно зон разрывов возможно структурно-геологическими способами, но здесь затруднено определение возраста подвижек хроностратиграфическими методами. В центральной зоне, занимающей срединную часть Карельского перешейка, поверхность кристаллического фундамента обычно (кроме Приладожской части) залегает на глубине первых метров – первых десятков метров, так что в благоприятных местах геоморфологические и структурные методы удастся сочетать с хроностратиграфическими при



изучении перекрывающих рыхлых отложений. В южной зоне, занимающей большую часть Ленинградской области к югу от Центрально-Карельской возвышенности, с мощным покровом четвертичных (в основном позднечетвертичных) отложений, к тому же подстилаемых породами палеозойского чехла мощностью до 100–200 м, неотектонические построения удается делать главным образом по изменению высоты залегания маркирующих горизонтов (например, отложений мгинской морской толщи, отложений позднеледникового и голоценовых бассейнов) и по разрывам и деформациям в этих толщах. Исследования проводились не столько по естественным обнажениям (редким на равнинной и низменной территории), сколько в карьерах разного масштаба, вплоть до очень крупных.

Следующие подходы ставились во главу угла:

1. Изучение деформаций четвертичных отложений как разрывных, так и пликтивных (разного типа) сопряженно, сколь возможно, с исследованием зон разломов и собственно разрывов в подстилающих породах фундамента и чехла. 2. Тщательная фиксация нарушений и деформаций в отношении элементов залегания, амплитуды, импульсов подвижек на крыльях, направленности и амплитуды перемещений. 3. Везде, где возможно, использование в максимальной степени хроностратиграфического подхода, т.е. определение возраста (до времени в календарных годах) подвижек, отраженных в рыхлых толщах, для чего использовались биостратиграфические критерии, радиоуглеродные датировки и иные радиометрические способы датирования рыхлых отложений.

Обязательным элементом исследования каждого объекта служило рассмотрение возможного генезиса нарушений на месте путем перебора (чаще всего коллективного) всех возможных вариантов с анализом типичных признаков.

В разных частях изучавшейся области удалось обнаружить следующие виды нарушений и деформаций: а) морфологически и геологически выраженные в кристаллических породах разломы без следов молодых подвижек; б) молодые вертикальные разрывы в кристаллических породах докембрия с плоскостями смещения, зеркалами и бороздами скольжения, с признаками свежих подвижек, как по горизонтали, так и по вертикали; в) вертикальные разрывы и трещины, в том числе клиновидные, в четвертичных отложениях, вплоть до рыхлых песков без смещений крыльев или с такими амплитудой от нескольких см до первых метров; г) наклонное, моноклинальное (5–30°) залегание явно вторичного происхождения равномерно и параллельно-слоистых четвертичных отложений; д) листрические сбросы, захватывающие

небольшую часть мощности вскрытой рыхлой толщи; е) крупные пликтивные деформации в рыхлых породах, в том числе в приразломных зонах (за счет бокового давления) в подстилающих архейских породах; ж) сейсмодетекции разного масштаба и типа, запечатленные как морфологически (трещины, уступы, развалы, обвалы), так и в структуре четвертичных отложений (складки, разрывы, перегибание слоев). Типы а) и б) установлены только в северной и центральной зонах, типы г) и е) – в центральной и южной зонах, д) – только в южной зоне, в) и ж) – повсеместно.

Нарушения и деформации в рыхлых отложениях фиксировались по резким контактам напластования, стыковке отложений разных фаций, нарушениям и микронарушениям в стратиграфической последовательности четвертичных отложений, а также по отчетливым плоскостям разрывов в галечных, песчаных и глинистых отложениях. Выделяются следующие кинематические типы нарушений: а) деформации растяжения – заполненные клинья, провалы, трещины, классические дайки, ступенчатые нарушения; б) деформации сжатия в основном вертикальные – сдавливание слоев, бескорневые складки, грибовидные выжимания пластичных и водонасыщенных осадков (следы ликвифакции); в) деформации боковые – смятие, скупивание слоев, обычно одностороннее взбрасывание отложений по наклонным плоскостям, вдвигание/выдвигание отложений одной фации в отложения другой; г) сдвиговые деформации – разрывы со сдвигом слоев, складки волочения, горизонтальные развороты и растаскивания слоев отложений вдоль нарушений.

Разрывные нарушения в центральной из выделенных выше зон имеют северо-западное простирание, в южной – северо-западное и северо-восточное в Приневской области, а также субширотное и субмеридиональное в окрестностях Финского залива. Иными словами, наряду с господствующей общей северо-западной ориентировкой тектонических разрывов (т.е. поперек области сочленения Фенноскандинавского щита и Восточно-Европейской платформы) имеются и дополнительные, также определяющие местный структурный план и морфологию, живые разрывные нарушения (структуры) иной ориентации, с преобладанием северо-восточных на Карельском перешейке и субширотных в южной зоне.

По ряду вполне доказательных признаков (собственно структурных и морфологических, характеру контактов, ориентировке в пространстве, возрасту, палеоклиматическим условиям и др.) рассматриваемые разрывные и сопряженные с ними пликтивные нарушения не могут быть признаны



ни гляциодислокациями, ни криотурбациями, ни оползновыми структурами. Таковые в районе встречаются и в большинстве случаев по ряду признаков идентифицируются. Изученные нами и обсуждаемые здесь структуры – это собственно тектонические, хотя частично спровоцированные гляциоизостазией, разрывы, имеющие все основания считаться активными разломами.

Биостратиграфические и радиометрические (^{14}C , TL, ЭПР) данные позволяют достаточно определенно выделить наиболее поздние фазы тектонической активизации в районе – позднеплейстоценовую (40–25 тыс. л.н.) и позднеледниковую (~15–12 тыс. л.н.). Накапливаются также сведения об оживлении отдельных разломов и локальных структур в течение голоцена (~9, 7, 3–2 тыс. л.н.), в том числе в связи с сильными землетрясениями. В Сев. При-

ладожье как геологическими, так и геодезическими методами в ряде мест устанавливаются признаки современных движений по отдельным разломам.

Выделение в регионе именно активных, преимущественно в конце позднего плейстоцена и в голоцене, местами до позднего голоцена, разрывов тектонического характера – это принципиально новое обнаружение, имеющее значение не только в области неотектоники, но и четвертичной геологии как таковой, поскольку позволяет с иных, чем принято, позиций рассматривать вопрос о гляциодислокациях, мерзлотных нарушениях, оползнях, давать нетрадиционную интерпретацию некоторых отрезков разрезов, спорово-пыльцевых и диатомовых диаграмм, а в ряде вопросов – с иных позиций рассматривать возможности ряда палеогеографических реконструкций в регионе.

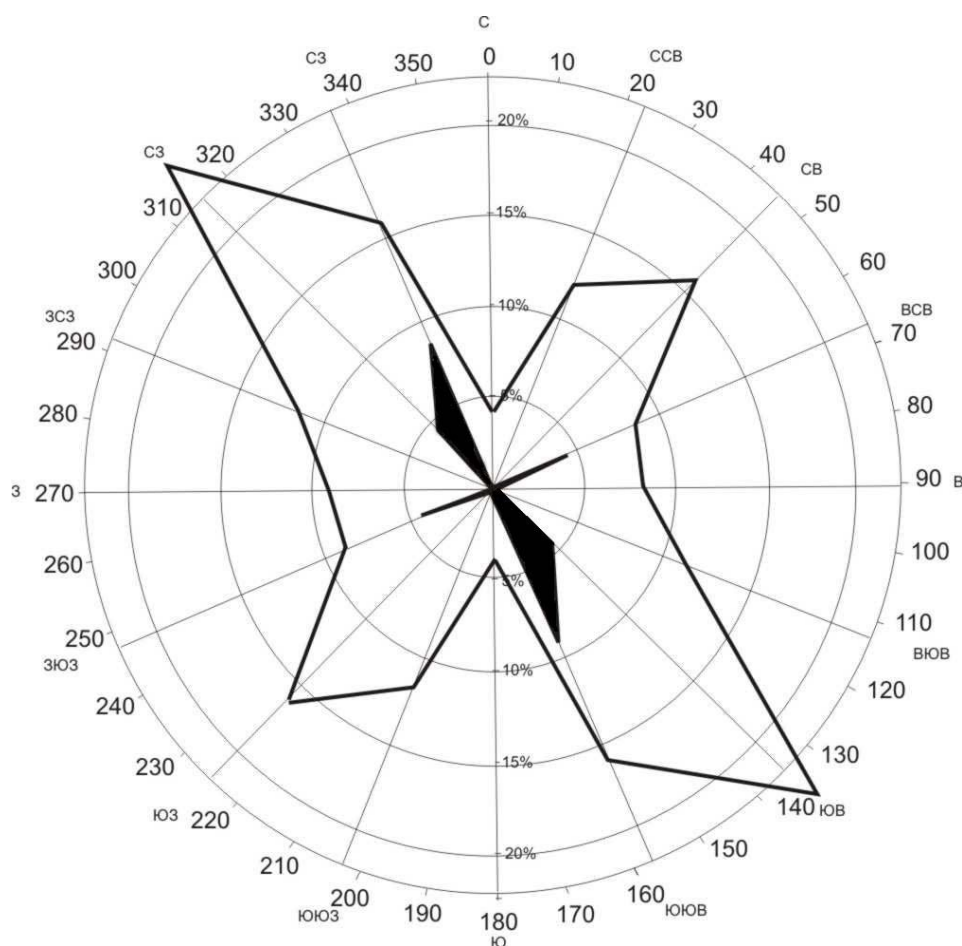


Рис. 1. Роза-диаграмма распределения простираний выявленных в регионе молодых разрывных нарушений (активных разломов), в процентах. Залитый контур – то же для зарегистрированных очагов землетрясений в регионе

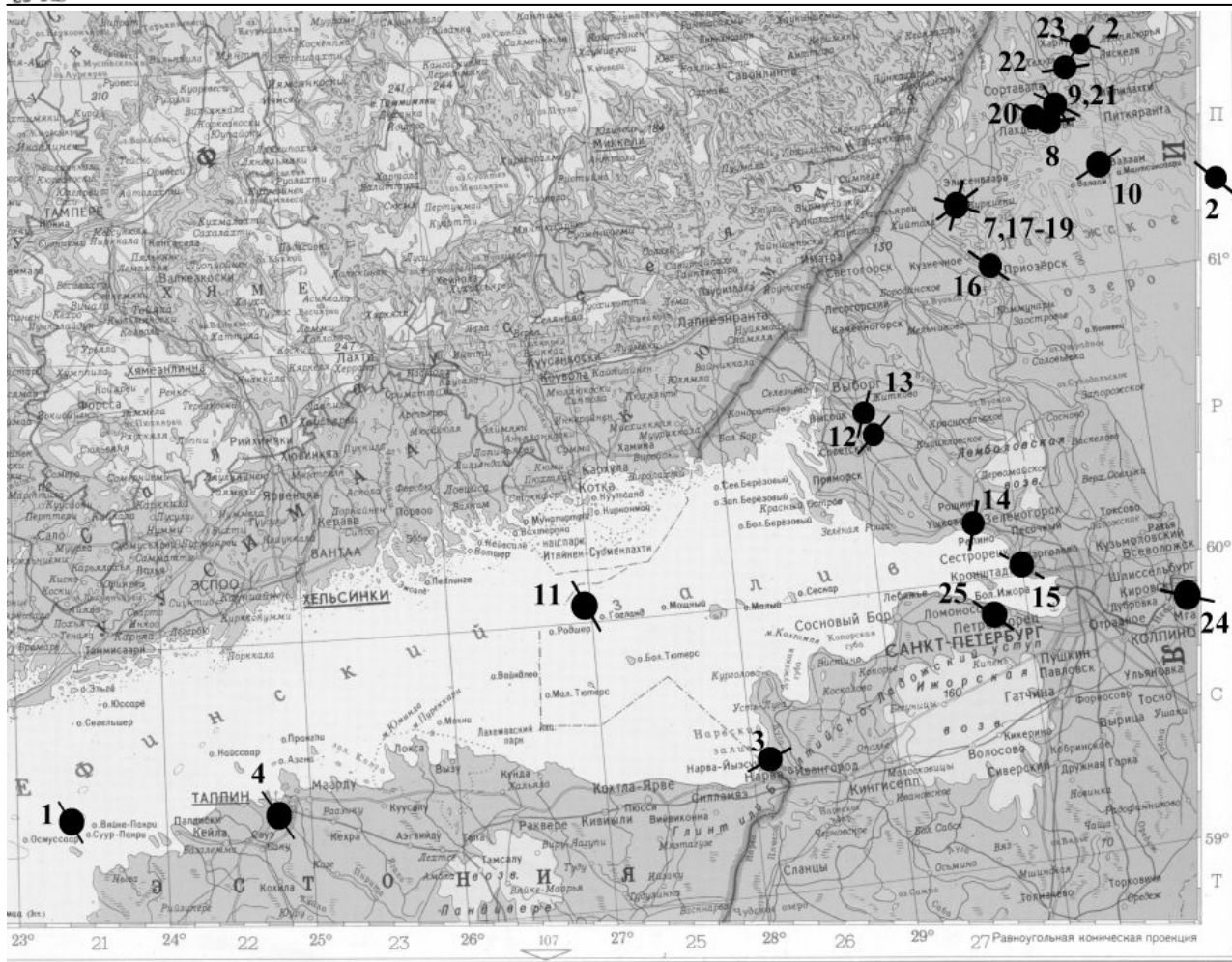


Рис. 2. Карта размещения участков с выявленными очагами землетрясений доинструментального периода с $I_0 \geq 7$
1 – Осмуссаарское, 2 – Восточно-Ладожское, 3 – Нарвское, 4 – Ревельское, 5,6 – Нарвские (где и № 3), 7 – Гаямяки, 7 – Харлу, 8 – Северо-Ладожское (Терву), 9 – Вуорио 1, 10 – Валаам, 11 – Гогланд, 12 – Гаврилово, 13 – Толоконниково, 14 – Молодежное, 15 – Горская-Лисий нос, 16 – Щучий, 17 – 19 – Куркиеки, Куркиниemi, Карватсунмяки, 20 – Реускула, 21 – Вуорио 2, 22 – Ристиярви, 23 – Харлу, 24 – Невский пятачок, 25 – Низино. Черными поперечными линиями показано простирание очагов. Синяя звезда – Сосновый Бор.

ДИНАМИКА РАСТИТЕЛЬНОСТИ ЛЕСНОЙ ЗОНЫ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ЗАКЛЮЧИТЕЛЬНУЮ ФАЗУ МИКУЛИНСКОГО МЕЖЛЕДНИКОВЬЯ

Е.Ю. Новенко, М.А. Фаустова, А.А. Чепурная

Институт географии РАН, 119017, Москва, Старомонетный пер. 29. lenanov@mail.ru

Изучение динамики природной среды в заключительные фазы последнего межледниковья в последнее время приобретает большое значение, так как, являясь возможным палеоаналогом современного состояния среды, дает возможность проследить реакцию ландшафтных компонентов на короткопериодные колебания климата в конце теплого периода.

Несмотря на то, что сукцессия основных лесобразующих пород внутри микулинского межледниковья хорошо изучена на всей территории Европы, вопрос о границе межледниковья и оледенения в разных стратиграфических схемах решен по-разному. Так, для восточной Европы В.П. Гричук [1982] относит фазу сосны (зона М8) к началу раннего валдай-



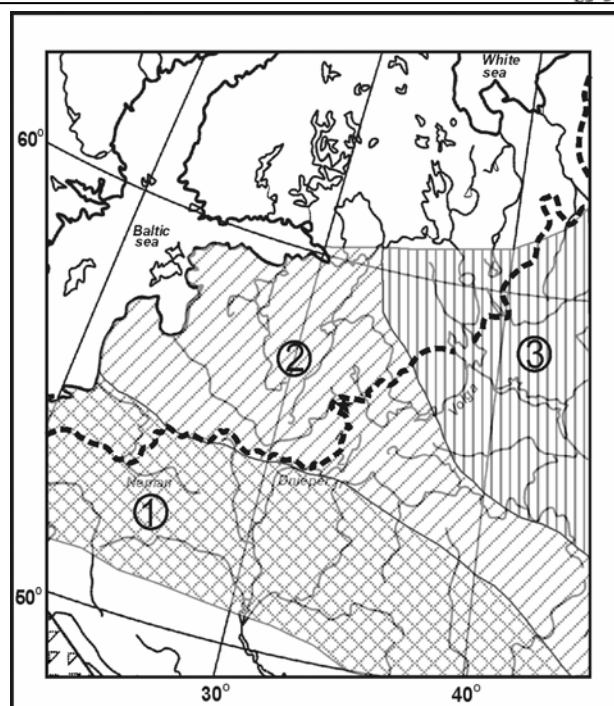
ского оледенения и рассматривает эту зону как переходный период от межледниковья к оледенению. Во многих европейских биостратиграфических системах зона сосны включена в состав последнего межледниковья [Menke & Tynni, 1984; Mamkova, 1989].

В представленной работе рассмотрена фаза ели («верхний максимум ели», выделенный В.П. Гричуком как характерный признак микулинских диаграмм Восточно-Европейской равнины). Растительность фазы соответствует межледниковому типу, однако, прогрессирующее похолодание начинает проявляться в пространственной структуре растительного покрова.

Реконструкция растительности фазы ели (рис. 1), выполненная по данным более 60 опубликованных спорово-пыльцевых диаграмм, позволила нам разделить лесную область Восточно-Европейской равнины на три зоны. В южных и юго-западных районах (зона 1) были распространены елово-грабовые леса с участием дуба, вяза и липы. Заметную роль в растительном покрове играли сообщества из ольхи на хорошо увлажненных почвах. Еловые леса с грабом и небольшой примесью широколиственных пород (зона 2) занимали обширные территории, протянувшись с северо-запада на юго-восток от Прибалтики и северо-западных районов европейской части России до предгорий Урала. Роль широколиственных пород сокращалась в восточном направлении, но в пределах этой зоны они все еще оставались среди лесообразующих пород. Ольха и орешник сохраняли свои позиции в растительном покрове, но их обилие сократилось по сравнению с юго-западными районами. Бассейн Верхней Волги и Камы и северо-восточные регионы были покрыты еловыми и сосново-березовыми лесам. Типичный компонент растительности были переувлажненные сообщества, образованные ольхой и болота. В спорово-пыльцевых диаграммах этой территории зафиксированы редкие пыльцевые зерна граба, дуба, липы, и орешника. Возможно, широколиственные породы принимали участие в составе еловых ценозов на богатых почвах, подобно современным южно-таежным лесам.

Другой, не менее важный аспект, – изменения растительности во времени внутри фазы ели. В результате детальных палинологических работ в Центрально-лесном заповеднике (Тверская область, Нелидовский район) был изучен разрез, включающий микулинское межледниковье и ранние фазы последующего оледенения без каких-либо перерывов в осадконакоплении.

Как показали проведенные исследования, погребенные органогенные отложения заповедника начали формироваться в конце московской стадии днепровского оледенения. Спорово-пыльцевые спектры нижней части разреза (440–800 см, см. рис.2) отра-



- ① Зоны растительности
- Граница максимального распространения Валдайского оледенения (по Velichko et al., 2004)
- ★ Центрально-лесной заповедник

Рис. 1. Растительность лесной зоны Восточно-Европейской равнины в фазу «верхней ели» Микулинского межледниковья

жают типичную смену доминантов лесных сообществ в период микулинского межледниковья, установленную для Восточно-Европейской равнины [Гричук, 1982]. Полученные данные дают возможность проследить последовательную экспансию широколиственных лесов, образованных дубом и вязом, с участием клена, ясеня и липы. В оптимальную фазу основной лесообразующей породой становится граб, граница современного распространения которого проходит значительно западнее валдайской возвышенности. Карпологиические ассоциации оптимальной фазы теплого интервала включают показательные виды микулинского межледниковья – *Brasenia holsatica*, *Salvinia natans*, *Trapa natans* (см. статью И.С. Зюгановой настоящего сборника). Постепенное похолодание и увеличение увлажнения во второй половине межледниковья привело к сокращению роли широколиственных лесов и распространению таежных формаций с господством ели и болот. Полученные данные согласуются с результатами предыдущих исследований [Соколов, 1948].

Результаты спорово-пыльцевого анализа позволяют отнести горизонты глин (250–440 см, рис. 2) за-

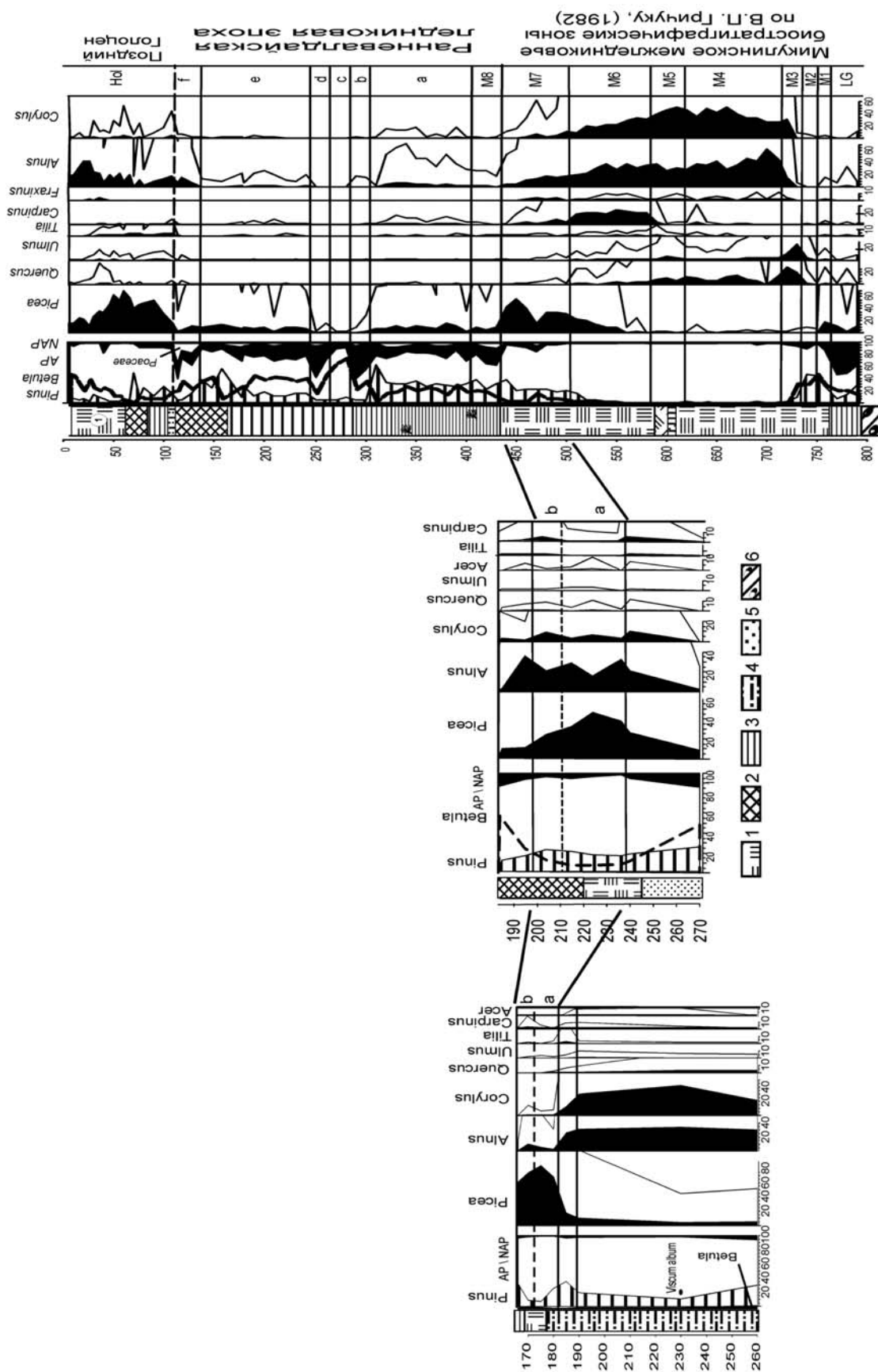


Рис.2. Спорово-пыльцевые диаграммы разрезов Центрально-лесного заповедника
Литология: 1 – торф, 2 – гиттия, 3 – глина, 4 – суглинок, 5 – песок, 6 – морена.



поведника к ранневалдайскому оледенению. Здесь нами выделены три похолодания и два потепления интерстадиального характера, из которых более позднее было выражено существенно слабее. Этот временной интервал характеризуется сложной динамикой растительного покрова, выявляются разные по продолжительности этапы – березово-сосновые лесов с участием ели, березовых лесов и редколесий и интервалов господства лесотундровых ландшафтов перигляциального типа. Отмечена пыльца микротермных видов *Rubus chamaemorus*, *Betula nana*, *Alnaster fruticosus*, *Selaginella selaginoides* (споры и макроостатки). Формирование озерных глин, сменившихся накоплением гиттии (140–250 см), фиксирует наличие относительно теплого интерстадиала с бореальным характером растительности, сменившегося вновь ледниковой эпохой (покровные суглинки, фаза f на рис. 2).

Так как эпоха микулинского межледникового и последующее оледенение лежат за пределами радиоуглеродного метода датирования, определение геохронологической позиции выделенных стадиялов и межстадиялов затруднено. Тем не менее, по характеру спорово-пыльцевых спектров прослеживается очень большая степень сходства интерстадиала, выделенного в разрезе заповедника (фаза е), с Верхневолжским интерстадиалом, условно сопоставляемым с межстадиалом бреруп в Западной Европе. Согласно стратиграфической схеме для Восточной Европы [Величко и др., 2005] и OSL-датировкам разреза Плес [Boettger et al., 2005], возраст этого интерстадиала около 90 тыс.

Дополнительно, на территории Центрально-лесного заповедника были исследованы погребенные горизонты торфа в различных геоморфологических позициях. Особое внимание было уделено точкам, где современное заболачивание начало развиваться в историческое время, так как именно процесс заболачивания является одним из лимитирующих факторов для развития сельского хозяйства данной территории. Оказалось, что древнее торфонакопление в этих точках протекало в фазу ели Микулинского межледникового. Кроме того, детальный анализ этой фазы, как в опорном разрезе, так и в дополнительных профилях, позволил выявить временную динамику растительного покрова. Спорово-пыльцевые спектры первой половины зоны М7 отличаются наибольшим содержанием и концентрацией пыльцы ели. Верхняя половина этой зоны характеризуется увеличением содержания пыльцы широколиственных пород, на диаграммах фиксируются заметные пики на кривых граба, ольхи и орешника, количество пыльцы ели при этом сокращается (рис. 2). Возможно, последовательное похолодание климата фазы М7, непосредственно перед переходом от меж-

ледникового к оледенению, было прервано некоторым потеплением климата, которое нашло отражение на спорово-пыльцевых диаграммах.

Подобная временная неоднородность растительного покрова в «верхнем максимуме ели» не является уникальной ситуацией, установленной в Центрально-лесном заповеднике. Увеличение доли пыльцы широколиственных пород в верхней части зоны М7 прослеживается в ряде разрезов в различных районах Восточно-Европейской равнины. Так, например, некоторые колебания содержания основных таксонов прослеживаются на диаграмме старто-типа Микулинского межледникового – в разрезе Микулино [Гричук, 1961]. В западных районах следует отметить разрез Друскининкай в Литве [Кондратене, 1996], где заметные колебания начинаются в зоне граба и продолжаются в более поздние фазы. На европейском северо-западе хорошим примером может служить разрез Рыбацкое [Лаврова, Гричук, 1960]. В Вологодской области подобные колебания выделены в разрезе Доманово [Гей и др., 2000].

Работа выполнена при поддержке проекта РФФИ № 05-05-64479

ЛИТЕРАТУРА

- Величко А.А., Писарева В.В., Морозова Т.Д., Фаустова М.А., Нечаев В.П., Грибченко Ю.Н. Корреляция природных событий ледникового и перигляциального плейстоцена Восточной Европы. Подходы к решению. // Квартер-2005. Материалы IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода / Под ред. Н.П. Юшкина. Сыктывкар: Геопринт, 2005. С. 64–66.
- Гей В.П., Плешивцева Э.С., Ауслендер В.Г. Стратиграфия // Проблемы стратиграфии четвертичных отложений и краевые ледниковые образования Вологодского региона (Северо-запад России). Материалы международного симпозиума. Ред. Заррина Е.П., Шик С.М. М.: ГЕОС, 2000. С. 31–63.
- Гричук В.П. Ископаемая флора как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений // К.К. Марков (ред.) Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 25–71.
- Гричук В.П. Растительность Европы в позднем плейстоцене // Герасимов И.П. и А.А. Величко (ред.) Палеогеография Европы за последние сто тысяч лет (атлас-монография). М.: Наука, 1982. С. 79–85.
- Кондратене О. Стратиграфия и палеогеография квартера Литвы. Вильнюс: изд-во Academia, 1996. 213 с.
- Лавровой М.А., Гричук М.П. Новые данные о мгинских морских межледниковых отложениях. ДАН АН СССР, 1960. Т. 135, №6.
- Соколов Н.Н. Межледниковые отложения в бассейне р. Межи // Бюлл. Комиссии по изучению чет-



вертикального периода. Вып. 12. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1948.

Boettger T., Junge F.W., Knetsch S., Novenko E.Y., Borisova O.K., Velichko A.A. Climate dynamics at the very end of the Eemian Interglacial recorded in lake sediments from Central and Eastern Europe. In Deklim-Eem workshop, Germany, 2005. P. 95–97.

Mamakowa K. Late Middle Polish Glaciation, Eemian and Early Vistulian vegetation at Imbramowice near Wrocław and the pollen stratigraphy of this part of the Pleistocene in Poland. *Acta Paleobotanica* 29, 1, 1989. P. 11–179.

Menke B. & Tynni R. Das Eeminterglazial und das Weichselfrühglazial von Rederstall/Ditthmarschen und ihre Bedeutung für die mitteleuropäische Jungpleistozän-Gliederung. *Geologisches Jahrbuch A* 76, 1984. P. 3–120.

ПРИМЕНЕНИЕ АНАЛИЗА ЦИСТ ДИНОФЛАГЕЛЛАТ ДЛЯ ДЕТАЛЬНЫХ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ РЕКОНСТРУКЦИЙ В ОСАДКАХ АРКТИЧЕСКИХ МОРЕЙ (НА ПРИМЕРЕ БЕЛОГО МОРЯ) ЗА ИСТОРИЧЕСКИЙ ПЕРИОД ВРЕМЕНИ

Е.А. Новичкова¹, Е.И. Полякова², Р.А. Алиев³, В.П. Шевченко¹

¹ Институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, Лаборатория физико-геологических исследований

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Географический факультет

³ Научно-исследовательский институт ядерной физики им. Д.В. Скобельцына МГУ им. М.В. Ломоносова, Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Химический факультет

Введение

Белое море, принадлежащее бассейну Северного Ледовитого океана и занимающее по отношению к нему наиболее изолированное положение, является ключевым районом для изучения постгляциальных обстановок осадконакопления на северо-западе Русской равнины. Этот уникальный бассейн был полностью сформирован после валдайского оледенения [Невеский и др., 1977], и детальное изучение его донных осадков микропалеонтологическими методами позволяют проследить историю палеогеографического развития моря с момента его образования.

В настоящее время этот уникальный район древнейших поселений постоянно испытывает все возрастающую антропогенную нагрузку на фоне природных климатических изменений. Активное хозяйственное освоение территории обуславливает необходимость проведения здесь комплексных палеогеографических исследований, направленных на реконструкции обстановок осадконакопления.

Для детальных реконструкций палеоокеанологических условий в Белом море нами был использован метод исследования цист динофлагеллат. Динофлагеллаты, одноклеточные микроорганизмы с широким спектром питания, являются наряду с диатомеями одним из основных компонентов фитопланктона арктических шельфовых морей [Околовцов, 2000]. Их цисты, обладающие органической оболочкой, состоящей из биополимеров, обеспечивают им высокую степень сохранности в осадках, а выявленные к настоящему времени общие

закономерности состава ассоциаций диноцист в осадках арктических морей в зависимости от гидрологических и ледовых обстановок на шельфе позволяют использовать их для палеоокеанологических реконструкций [Dale et al., 1992, Kunz-Pirrung, 1999, 2001, Mudie et al., 2001, Radi et al., 2001, Voronina et al., 2001]. К настоящему времени, для этой группы микрофоссилий с большей или меньшей детальностью получена характеристика видового и количественного состава их ассоциаций в осадках почти всех арктических морей Евразии, за исключением Восточно-Сибирского и Белого морей. В Белом море динофлагеллаты являются одной из ведущих групп фитопланктона и биопродуцентом [Ильяш и др., 2003]. Изложенные в настоящей работе результаты методических исследований цист динофлагеллат в поверхностных донных осадках Белого моря применены в детально датированных по ²¹⁰Pb и по ¹³⁷Cs колонках [Алиев и др., 2006] для реконструкций палеообстановок осадконакопления в Белом море за исторический период времени.

Материал и методы исследований

В основу данного сообщения положены материалы, собранные в ходе 49-го рейса НИС «Профессор Штокман» 2–22 августа 2001 г., рейса на НИС «Эколог» в сентябре 2002 г. и экспедиции на НИС «Иван Петров» в июле 2002 г. в Белом море. Отбор и литологическое описание проб производились сотрудниками лаборатории физико-геологических исследований ИО РАН. Всего для целей исследования было отобрано 42 образца поверхностных (0–5 см) осадков и две колонки 4719 и 4706,



отобранных трубкой Неймисто (внутренний диаметр 53 мм). Колонки длиной 68 и 20 см получены в центральной части Кандалакшского залива и во внешней части Онежского залива (рис. 1) на глубине 277 м и 65,6 м соответственно, где влияние речного стока в настоящее время весьма ограничено. Согласно результатам радиоуглеродного датирования по ^{210}Pb и по ^{137}Cs , проведенного Алиевым Р.А. в Московском государственном университете (Химический факультет), максимальный возраст осадков составляет 250 лет при условии непрерывного осадконакопления [Алиев и др., 2006]. Скорости осадконакопления в данном регионе составляют 2,2 мм/год. Обработка образцов, взятых с интервалом 1–2 см, на содержание цист динофлагеллат проводилась по методике, используемой в институте им. Альфреда Вегенера (AWI, Потсдам) для проб донных осадков арктических шельфовых морей [Kunz-Pirrung, 1999; Matthiessen, 1995] и подробно описанной в статье Новичковой и Поляковой [2007].

Результаты исследований диноцист

Поверхностные осадки. В поверхностных осадках Белого моря нами определено 13 видов диноцист (табл. 1) [Ильяш и др., 2003; Ratkova, 2000]. Анализ видового состава цист динофлагеллат и их количественное содержание в составе ассоциаций поверхностного слоя донных осадков Белого моря позволил выделить в качестве методической основы дальнейших палеогеографических реконструкций следующие основные типы ассоциаций, пространственное распространение которых обусловлено, в первую очередь, ледово-гидрологическими условиями в Белом море и типом питания динофлагеллат, продуцирующих цисты в фотическом слое вод Белого моря [Dodge, 1994; Ratkova, 2000].

Первая автотрофная относительно тепловодная ассоциация, включающая виды семейства *Gonyaulacaceae* (*Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites* spp. и другие) и цисту рода *Peridinium* (*Pentaparthodinium dalei*) с автотрофным типом питания, преобладает в современных осадках Белого моря практически повсеместно (табл. 1). Их максимальное суммарное содержание в составе ассоциаций определено в центральной части моря (до 95%), и в районе Соловецких островов (70%), где отмечено минимальное содержание взвеси и, как следствие, более благоприятные условия для фотосинтеза. Наличие данных видов в составе ассоциаций цист динофлагеллат в морях Арктики обуславливается их привносом с Атлантическими водными массами [Dale et al., 1992; Kunz-Pirrung, 1999, 2001; Mudie et al., 2001; Radi et al., 2001; Voronina et al., 2001].

Вторая гетеротрофная относительно холодно-водная ассоциация представлена, главным образом, цистами рода *Protoperidinium*: *Islandinium minutum*

I. cezare, *Echinidinium karaense*, *Brigantedinium cariacense* и *Brigantedinium simplex* (табл. 1). Их максимальное содержание в составе ассоциаций (до 47%) достаточно четко приурочено к внутренним частям мелководных нестратифицированных заливов с высокой мутностью вод, в первую очередь, в районах устьев Онеги и Северной Двины. Виды второй ассоциации также являются индикаторами продолжительности ледового покрова более 6 месяцев в году [Kunz-Pirrung, 1999, 2001; Mudie et al., 2001].

Колонки донных осадков. Полученные нами результаты распределения цист динофлагеллат в исследованных колонках донных осадков из Кандалакшского и Онежского заливов Белого моря и данные радиоуглеродного датирования осадков по ^{210}Pb и по ^{137}Cs позволили выделить следующие основные этапы изменений палеогидрологических условий в исследованных районах за последние ~ 250 лет.

Период времени с 1740 по 1840 (50) годы характеризовался высоким за рассматриваемый период процентным содержанием полярных и субполярных гетеротрофных видов цист динофлагеллат (до 23%) в составе ассоциаций диноцист, что свидетельствует о суровых ледово-гидрологических условиях. Данный период соответствует второй половине Малой Ледниковой Эпохи (МЛЭ), которая согласно историческим и палеонтологическим данным четко фиксируется в высоких и средних широтах северного полушария примерно с 1430 до 1850 г [Гриббин, Лэм, 1980]. На протяжении всей эпохи отмечалось увеличение площади арктических льдов, а между 1780 и 1820 гг. температура воздуха в Северной Атлантике (севернее 50° широты) была на 1–3°C ниже современной в этих районах [Гриббин, Лэм, 1980]. Согласно нашим данным в центральных и южных районах Белого моря до 1860-х годов ледово-гидрологические условия в Белом море были более суровыми, чем в настоящее время, о чем свидетельствует увеличение доли относительно холодноводных гетеротрофных видов динофлагеллат (до 23%), типичных для арктических шельфовых морей (*Islandinium minutum*) и близких им морфотипов (*I. cezare*, *Echinidinium karaense*), содержание которых в современных ассоциациях диноцист из поверхностных осадков данных районов Белого моря не превышает 10% [Новичкова, Полякова, 2007]. Увеличение доли видов рода *Protoperidinium* – индикаторов ледовых условий в Арктике, могло быть связано с увеличением продолжительности ледового покрова и снижением зимних температур поверхностных вод. Однако установлено [Гриббин, Лэм, 1980], что зимы в Европе во время МЛЭ были очень суровыми. Вместе с тем, имеются данные о том, что летние температуры в отдельные годы не опускались ниже современных, а в начале 1700-х годов были даже несколько выше.

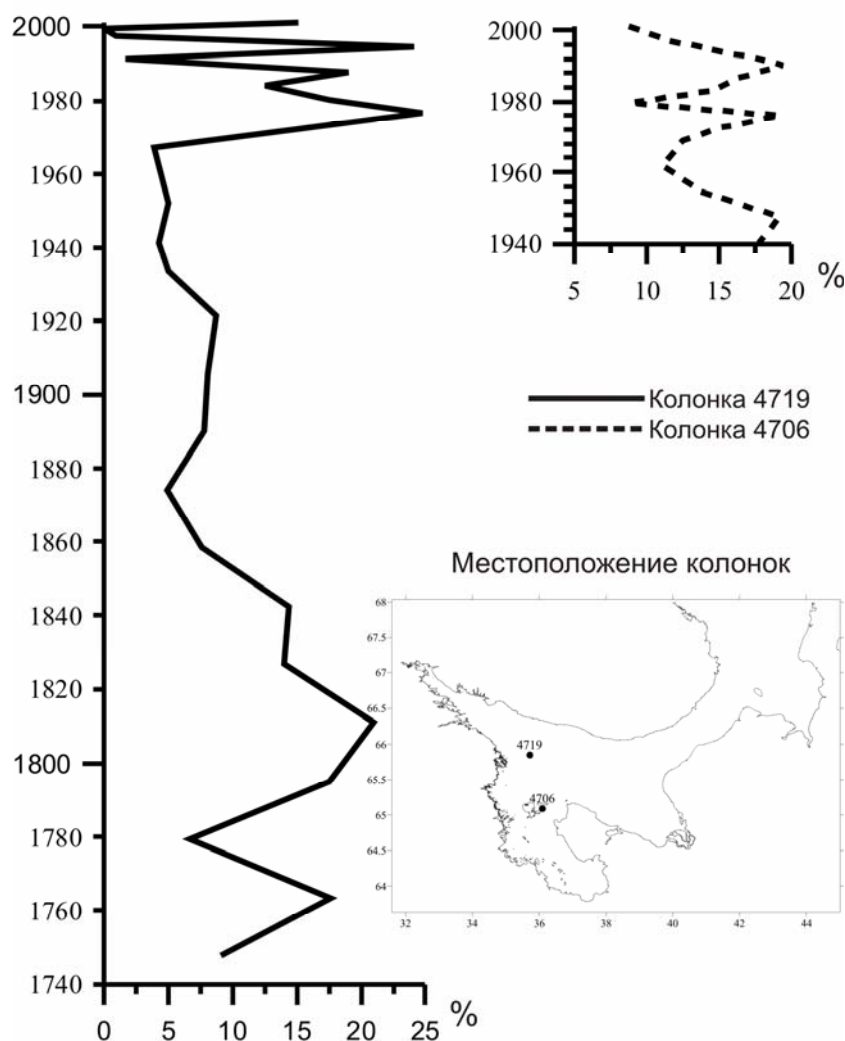


Рис. Процентное содержание гетеротрофных относительно холодноводных видов цист динофлагеллат

Благодаря столь резко выраженным сезонным температурным градиентам в ассоциациях диноцист в Белом море в рассматриваемый период преобладает космополитный вид *Protoceratium reticulatum* (*Operculodinium centrocarpum*), широко распространенный в морях и океанах бореальной зоны [Kunz-Pirung, 1999; Marret, Zonneveld, 2003; Matthiessen et al., 2000] и виды рода *Spiniferites*. В арктических морях этот вид чаще всего привносится с Атлантическими водными массами [Kunz-Pirung, 1999; Marret, Zonneveld, 2003], в Белом море они присутствуют повсеместно [Новичкова, Полякова, 2007].

Начиная с 1840 г. и до 1960-х годов в Белом море произошло снижение доли относительно холодноводных видов цист динофлагеллат (до 4%). Резкая смена климата за сравнительно короткий интервал времени привела к тому, что в планктонном сообществе динофитовых возрастает роль относительно тепловодных видов динофлагеллат, среагировавших, видимо, на улучшение вегетационных

условий. Так увеличивается доля видов-космополитов (*Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites ramosus*, *Brigantedinium* spp), легко приспосабливающихся к смене годовых температур и пониженной солености Белого моря по сравнению с другими арктическими морями. В этот период арктические морские льды отличались большой неустойчивостью, а исландские воды оставались свободными ото льда на протяжении 15 лет после окончания МЛЭ [Гриббин и Лэм, 1980]. Исследователи принимают 1840 г. за пограничный, разделяющий два периода с более холодным и теплым климатом [Гриббин и Лэм, 1980].

С 1960(70)-х гг. и по настоящее время происходит некоторое увеличение видов с гетеротрофным типом питания в связи с сокращением вегетационного сезона. В целом, изменения в составе ассоциаций колонок 4719 и 4706 после 1960-х гг. отражают современные высокие градиенты поверхностных температур воды в летний и зимний периоды.



Таблица 1. Видовой состав цист динофлагеллат в осадках Белого моря

Цисты динофлагеллат	Биологическое название	Acc. 1	Acc. 2
<i>Bitectatodinium tepikiense</i> Wilson	<i>Gonulax digitalis</i> (Pouchet) Kofoid	+	
<i>Brigantedinium cariacense</i> (Wall). Reid	<i>Protoperidinium cf. avellanum</i> (Meunier) Balech		+
<i>Brigantedinium simplex</i> (Wall). Reid	<i>Protoperidinium conicoides</i> (Paulsen) Balech		+
<i>Echinidinium karaense</i> Head, Harland & Matthiessen	Protoperidiniaceae		+
<i>Islandinium minutum</i> Harland & Reid	Protoperidiniaceae		+
<i>Islandinium? cezare</i> de Vernal et al	Protoperidiniaceae		+
<i>Operculodinium centrocarpum</i> Wall & Dale 1966	<i>Protoceratium reticulatum</i> (Claparende & Lachmann) Diesing	+	
<i>Cyst of Pentapharsodinium dalei</i> Indelicato & Loeblich	<i>Scrippsiella trochoidea</i> (Stein) Balech	+	
<i>Cyst of Polykrikos sp. Arctic morphotype</i> Kunz-Pirrung	<i>Polykrikos sp.</i> Kunz-Pirrung		
<i>Selenopemphix quanta</i> (Bradford) Matsuoka	<i>Protoperidinium conicum</i> (Gran) Balech		+
<i>Spiniferites elongatus</i> Reid	<i>Gonulax elongata</i> (Reid) Ellegaard	+	
<i>Spiniferites ramosus</i> Mantell	<i>Gonulax spinifera</i> (Claparende & Lachmann) Diesing	+	
<i>Nematosphaeropsis labyrinthus</i> (Ostenfeld) Reid	<i>Gonulax spinifera</i> (Claparende & Lachmann) Diesing	+	

Примечание. Ассоциации цист динофлагеллат: 1 – автотрофные виды; 2 – гетеротрофные виды

Цист динофлагеллат, такие как *Operculodinium centrocarpum*, *Spiniferites ramosus*, активно развивающиеся в Белом море благодаря прогреванию сравнительно прозрачных вод до +16°C [Ильяш и др., 2003] занимают в составе ассоциаций более 80%. Таким образом, наши данные подтверждают продолжающиеся короткопериодические изменения климата северного полушария [Гриббин и Лэм, 1980].

Выводы

- 1) Видовой состав ассоциаций диноцист напрямую связан с составом динофлагеллат в планктонной стадии и преобладающими типами водных масс.
- 2) Доминирующие почти повсеместно в осадках цисты автотрофных видов динофлагеллат отражают благоприятные для их развития гидрологические условия в Белом море в вегетационный период.
- 3) Исследования соотношений цист автотрофных и гетеротрофных видов динофлагеллат показали, что в кутовых частях мелководных заливов, где существует активное перемешивание вод (возрастает их мутность) и интенсивный речной сток, богатый микроэлементами и фитопланктоном, возрастает доля видов-гетеротрофов, а на открытых частях акватории безраздельно господствуют представители автотрофных видов цист динофлагеллат.
- 4) До 1840–1850-х гг. вместе с космополитными активно развиваются гетеротрофные полярные виды, характерные для более суровых зимних ледово-гидрологических условий.
- 5) Состав ассоциации диноцист в колонке донных осадков отражает незначительные колебания климата за исторический период времени.

ЛИТЕРАТУРА

- Алиев Р.А., Бобров В.А., Калмыков С.Н. и др. Радиоактивность Белого моря // Радиохимия. Т. 48. №6. 2006. С. 557–562.
- Гриббин Дж., Лэм Г.Г. Изменение климата за исторический период // Изменения климата. Л., 1980. С. 102–122.
- Ильяш Л.В., Житина Л.С., Федоров В.Д. Фитопланктон Белого моря. М.: Янус-К, 2003. 168 с.
- Невесский Е.Н., Медведев В.С., Калинин В.В. Белое море. Седиментогенез и история развития в голоцене. М.: Наука, 1977. 236 с.
- Новичкова Е.А., Полякова Е.И. Цисты динофлагеллат в поверхностных осадках Белого моря // Океанология. 2007. в печати.
- Окологдов Ю.Б. Динофлагеллаты (Dinophyceae) морей Евразийской Арктики. Автореф. дис. ... докт. биол. наук. СПб, 2000. 50 с.
- Dale A.-M., Dale B. Dinoflagellate contributions to the open ocean sediment flux // Dinoflagellate contributions to the deep sea, Ocean Biocoenosis Series. 1992. V. 5.
- Dodge J.D. Biogeography of marine armored dinoflagellates and dinocysts in the NE Atlantic and North Sea // Review of Palaeobotany and Palynology, 1994. V. 84. P. 169–180.
- Kunz-Pirrung M. Dinoflagellate cyst assemblages in surface sediments of the Laptev Sea region (Arctic Ocean) and their relation to hydrographic conditions // J. Quaternary Science. 2001. V. 16. P. 637–649.
- Kunz-Pirrung M. Distribution of aquatic palynomorphs in surface sediments from the Laptev Sea, eastern



Arctic Ocean // Land–Ocean System in the Siberian Arctic: Dynamics and History. Berlin: Springer–Verlag. 1999. P. 561–575.

Marret F., Zonneveld K. Atlas of modern organic-walled dinoflagellate cyst distribution // Review of Palaeobotany and Palynology. 2003. V. 125. P. 1–200.

Matthiessen J. Distribution patterns of dinoflagellate cysts and other organic-walled microfossils in recent Norwegian–Greenland Sea sediments // Marine Micropaleontology, 1995. V. 24. P. 307–334.

Matthiessen J., Kunz-Pirrung M., Mudie P.J. Fresh water chlorophycean algae in Recent marine sediments of the Beaufort, Laptev and Kara Seas (Arctic Ocean) as indicators of river runoff // International Journal of Earth Sciences. 2000. V. 89. P. 470–485.

Mudie P.J., Harland R., Matthiessen J. et al. Marine dinoflagellate cysts and high latitude Quaternary paleoen-

vironmental reconstructions: an introduction // J. Quaternary Sci. 2001. V. 16. P. 595–602.

Polyakova E.I., Dzhinoridze R.N., Novichkova T.S., et al. Diatoms and palynomorphs in the White Sea Sediments as Indicators of Ice and Hydrological Conditions // Oceanology. 2003. V. 43. Suppl. P. 144–158.

Radi T., de Vernal A., Peyron O. Relationships between dinoflagellate cyst assemblages in surface sediment and hydrographic conditions in the Bering and Chukchi seas // J. of Quaternary Science, 2001. V. 16. P. 667–680.

Ratkova T.N. Phytoplankton composition in the White Sea Basin in summer–autumn 1998 and 1999 // Berichte zur Polarforschung. 2000. V. 359. P. 97–100.

Voronina E., Polyak L., de Vernal A., et al. Holocene variations of sea-surface conditions in the southeastern Barents Sea, reconstructed from dinoflagellate cyst assemblages // J. of Quaternary Science. 2001. V. 16. P. 717–726.

ПОДНЯТИЕ КАРЕЛЬСКОГО БЕРЕГА БЕЛОГО МОРЯ В ГОЛОЦЕНЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ИЗУЧЕНИЯ ТОРФЯНИКОВ

О.С. Олюнина, Ф.А. Романенко

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия
o.olyunina@mail.ru, farom@gol.ru

Изучение голоценовых отложений побережий Белого моря имеет ключевое значение для реконструкции их движения в постгляциальный период, что, в свою очередь, необходимо для анализа гидрологических и седиментационных обстановок в бассейне Белого моря на том или ином временном срезе. Величина и скорость постледникового поднятия побережья Белого моря реконструировалась разными методами. Сопоставлялись и датировались уровни морских террас и береговые формы пресноводного позднеледникового бассейна [1, 2]. При помощи изучения кернов, полученных при бурении донных отложений озер, расположенных на разной высоте над современным уровнем моря, датировалась смена морского осадконакопления на пресноводное, происходившая при изоляции морских лагун вследствие подъема берега и их опреснении [3, 4]. Общая величина постледникового поднятия оценивается в 140 м в кутовой части Кандакшского залива и существенно меньше, до 60 м, на побережьях в устьевой части залива. Осолонение пресноводного приледникового бассейна относят к 11 тыс. л.н. (трансгрессия Портландия), примерно с 10 тыс. л.н. предполагается начало отступления морского бассейна на фоне быстрого гляциоизостатического поднятия суши и формирования лестницы морских террас.

В данной работе нами использовался несколько иной подход: датирование начала торфообразования на поверхностях морского генезиса, поднятых на разную высоту над современным уровнем моря. Исследуемый район – п-ов Киндо – расположен на Карельском берегу Белого моря в кутовой части Кандакшского залива. Он представляет собой приподнятый блок архейских метаморфических пород, разбитый многочисленными разломами и оглаженный экзарацией. Вдоль побережья прослеживается 4 морские террасы высотой до 26 м. Первые три из них сложены галечно-гравийно-песчаными отложениями, а последняя, наиболее высокая, имеет абразионный характер. Выше террасовые уровни не выражены, однако на разной высоте от 30 до 90 м на ступенчатых склонах находятся валунные отмостки, валуны в которых, как правило, хорошо окатаны и сортированы по крупности, что может свидетельствовать в пользу их прибрежно-морского генезиса. Очень похожие валунные отмостки, приуроченные к древним береговым линиям, наблюдались нами на побережье Баренцева моря на севере Кольского п-ова в районе поселка Дальние Зеленцы.

Поверхности террас и днища ледниково-тектонических депрессий п-ова Киндо часто заболочены. Развитие процессов болотообразования и торфооб-



разования на поверхностях морских террас непосредственно после выхода из-под уровня моря связано с особенностями рельефа и слагающих пород, а также положением исследуемого района в области избыточного увлажнения. Так, на исследованном нами участке беломорского побережья в настоящее время на I морской террасе можно наблюдать подобные примеры развития процессов болотообразования. В направлении от моря отмечается постепенная смена маршевой галофильной растительности типичными болотными видами.

Болота п-ова Киндо представляют собой типичные аапа-комплексы. В 2003–2004 гг. получена серия колонок озерно-болотных отложений (рис. 1). Устья скважин расположены на высоте от 3 до 87 м над современным уровнем моря. Мощность вскрытых отложений достигает 5 м. Комплекс озерно-болотных отложений подстилается песками или опесчаненными илами.

Самое высокое геоморфологическое положение (устье скважины находится на отметке 87 м над у.м., рис. 1) занимает прибрежный разрез оз. Верхнего. Возраст озерно-болотных отложений 8400 ± 110 (ГИН-13125) лет. Подстилающие их серые оглиненные пески содержат обильную и разнообразную солоноловатоводную флору диатомовых водорослей: *Mastogloia elliptica*, *Amphora commutata*, *Nitzschia obusa*, *Anomoeoneis shaerophorum*, *Diploneis interrupta*, *Petroneis humerosa* и др. Переходный слой, представленный серым опесчаненным сапропелем, характеризуется комплексом пресноводных диатомей, в составе которых, однако, преобладают галофильные, т.е. переносящие или даже предпочитающие небольшое засоление, виды: *Stauroneis anceps*, *Sellaphora pupula*, *Aneumastus tuscus*, *Anomoeoneis shaerophorum*, *S. phoenicenteron*. Выше, в коричневых сапропелях, доминируют типичные пресноводные диатомовые водоросли (галофобы и индифференты): виды из родов *Pinnularia*, *Eunotia*, *Brachysira*, *Cymbella*, *Frustulia saxonica*.

На высоте 72 м над у.м. в торфянике у оз. Водопроводного вскрыта толща подстилаемых песками озерных и болотных отложений, по мощности (около 5 м) и возрасту (8350 ± 60 лет, ГИН-12635) сходная с предыдущим разрезом. По данным диатомового анализа в серых песках с включениями гравия и гальки доминируют типичные солоноватоводные виды диатомей, широко распространенные в опресненной прибрежной зоне морей (*Hyalodiscus scoticus*, *Achnanthes brevipes*, *Diploneis interrupta*, *D. didyma* и др.). Вверх по разрезу они очень быстро исчезают и представлены единичными створками или обломками, а доминируют пресноводные планктонные и бентосные виды, характерные для дистрофных озер – преимущественно

представители родов *Aulacoseira*, *Brachysira*, *Eunotia*, *Pinnularia*.

В ледниково-тектонической депрессии на высоте 64 м над у.м. под торфом мощностью более двух м. в песках содержатся многочисленные обломки створок солоноватоводных диатомей, в том числе отмеченных в нижней части предыдущего разреза: *Diploneis didyma*, *D. interrupta*, *Achnanthes brevipes*, *Campylodiscus chypeus*. Выше по разрезу они не встречаются и диатомовые ассоциации представлены исключительно пресноводными видами, характерными для заболачивающихся озер.

В разрезе приозерного торфяника на высоте 27,5 м над современным уровнем моря вскрыта почти 2,5-й метровая толща озерно-болотных отложений возрастом 4380 ± 80 лет (ГИН-13106). В нижней части разреза, представленной сапропелем с включениями песка и гравия, наблюдается постепенная смена разнообразной солоноватоводно-морской диатомовой флоры (*Paralia sulcata*, *Diploneis crabro*, *D. didyma*, *Navicula peregrina*, *Campylodiscus chypeus*, *Grammatophora* spp. и др.) на пресноводную. В составе последней вначале доминируют галофильные виды, такие как *Craticula cuspidata*, *Stauroneis phoenicenteron*, *S. anceps*, постепенно замещающиеся галофобными ацидофильными (т.е. предпочитающими кислые воды) видами из родов *Eunotia*, *Frustulia*, *Brachysira*.

В торфянике на высоте 13–14 м над у.м. под торфом мощностью 2,8 м лежат серые илы, причем смена литологических фаций постепенная. Илы содержат обильную и разнообразную в таксономическом отношении диатомовую флору, преимущественно прибрежно-морские бентосные и полубентосные виды: *Cocconeis scutellum*, *Paralia sulcata*, *Rhabdonema minutum*, *Amphora commutata*, *Rhopalodia musculus* и др., а также планктонные виды из родов *Thalassiosira* и *Hyalodiscus*. В переходном слое наряду с типичными пресноводными озерными видами (*Tetracyclus lacustris*, *Pinnularia brauniana*, *Tabelaria* spp., *Eunotia* spp.) доминируют солоноватоводные и солоноватоводно-пресноводные (галофильные) виды: *Stauroneis anceps*, *Sellaphora pupula*, *Navicula digitoradiata*, *Nitzschia scalaris*, *Campylodiscus chypeus*, *Rhopalodia musculus* и др. Вверх по разрезу они сменяются комплексом типичных пресноводных (галофобных и индифферентных) озерно-болотных видов: *Eunotia* spp., *Pinnularia* spp., *Frustulia saxonica*, *Brachysira brebissonii* и др.

Перешейк п-ова Киндо высотой около 4 м над современным у.м. заболочен, торф мощностью до 70–75 см и возрастом 810 ± 40 лет (ГИН-12655) залегает на серых опесчаненных илах с прослоями гравия. Илы содержат очень богатую солоноватоводно-морскую флору диатомей, быстро исчезаю-



п-ов Киндо

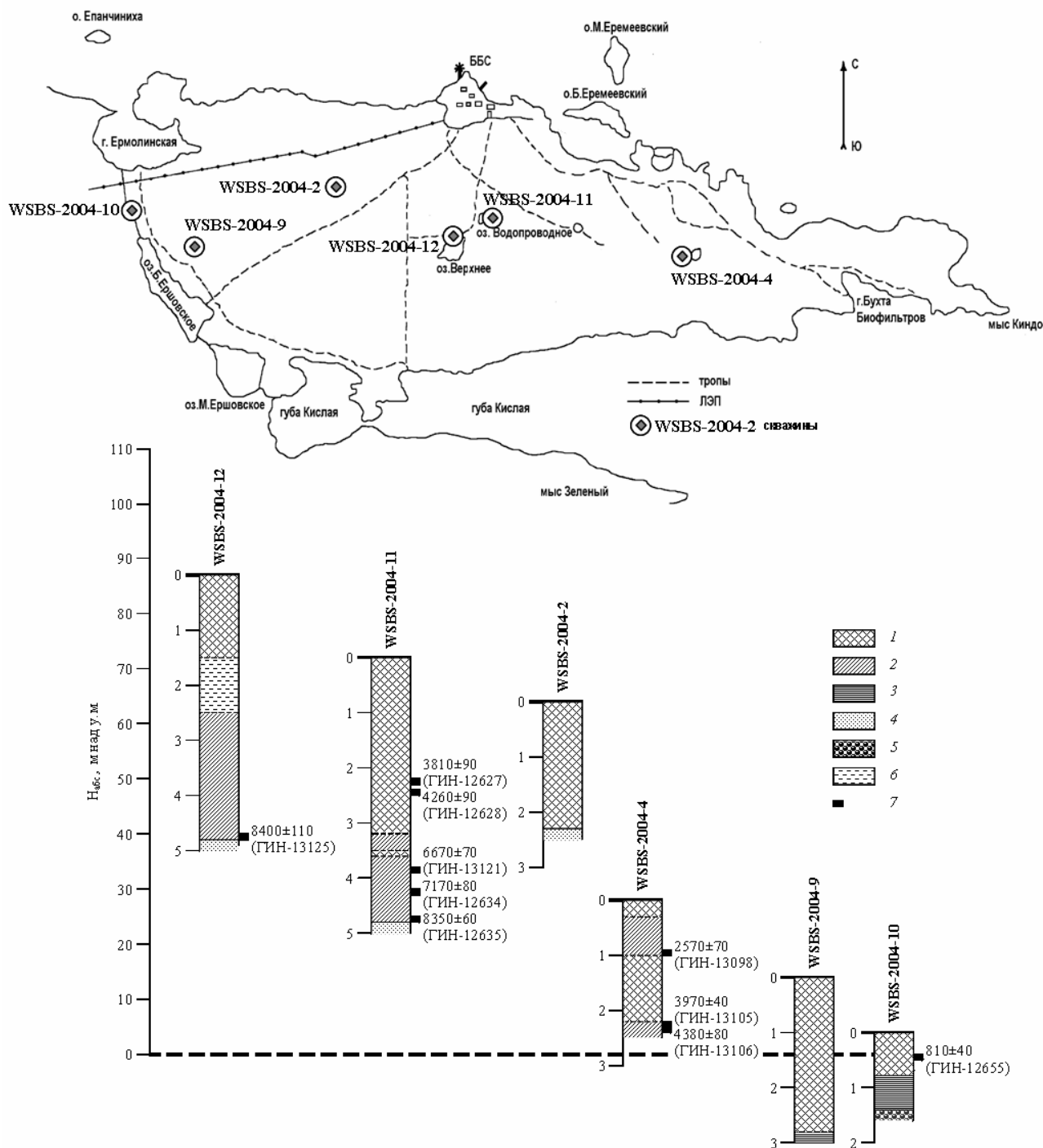


Рис. 1. П-ов Киндо. Схема расположения и литология изученных разрезов (устья скважин привязаны по абсолютной высоте).

1 – торф, 2 – сапропель, 3 – опесчаненный ил, 4 – песок, 5 – валуны, 6 – вода; 7 – радиоуглеродные датировки.

щую вверх по разрезу и представленную единичными створками только в нижних 5 см торфа. Доля морских диатомей максимальна в нижней части разреза, для которой характерно большое разнообразие как планктонных видов диатомей: представителей родов

Coscinodiscus, *Thalassiosira*, *Podosira*, *Hyalodiscus*, *Paralia*, так и донных видов (*Grammatophora* spp., *Plagiogramma staurophorum*, *Opephora marina* и т.д.). Группа солоноватоводных видов диатомей очень богата видами и наиболее разнообразна и обильна в



средней и верхней части подстилающих торф отложений, где доминируют *Cocconeis scutellum*, *Rhabdonema minutum*, *Tabularia fasciculata*, что может говорить о постепенном распреснении. В торфе в верхней части разреза представлена весьма разнообразная пресноводная диатомовая флора (*Eunotia* spp., *Pinnularia* spp. *Gomphonema* spp., *Tabellaria fenestrata*).

Таким образом, в нижней части всех изученных разрезов п-ова Киндо в подстилающих озерно-болотные отложения песках и опесчаненных илах обнаружена солоноватоводно-морская диатомовая флора. Признаков значительного перерыва в осадконакоплении при переходе к вышележащим сапропелям и торфу не отмечается. Полученные радиоуглеродные датировки позволяют рассчитать приблизительные скорости поднятия п-ова Киндо за последние 9,5 тыс. лет (использовался календарный возраст). На основании полученных данных можно предполагать, что суммарное поднятие п-ова Киндо за время существования морского бассейна в котловине Белого моря составляет не менее 82 м. В начале голоцена в интервале 9,5–5 тыс. л.н. скорость поднятия оценивается в 9–13 мм/год. На ранних стадиях поднятия в позднеледниковье и самом начале голоце-

на она, возможно, была больше. С середины голоцена поднятие становится менее интенсивным, около 5–5,5 мм/год. К настоящему времени скорость поднятия еще снизилась и для последней тысячи лет оценивается приблизительно в 4 мм/год.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проекты №№ 05-05-64872 и 06-05-65267).

ЛИТЕРАТУРА

1. Арманд А.Д., Самсонова Л.Я. Морские отложения и голоценовая тектоника района Кандалакши // Основные проблемы геоморфологии и стратиграфии антропогена Кольского п-ова. Л.: Наука, 1969. С. 96–111.
2. Лаврова М.А. Четвертичная геология Кольского п-ова. М.-Л.: Изд-во АН СССР, 1960. 233 с.
3. Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Möller J.J. and Corner G.D. Environmental history and postglacial relative sea-level change in the White Sea basin, Northwest Russia // 4th QUEEN workshop, Lund, Sweden, 7–10 April 2000. P. 24.
4. Kolka V.V., Yevzerov V.Ya., Möller J.J. and Corner G.D. Postglacial sea-level change at Umba, Kola Peninsula, Northern Russia // 2th QUEEN workshop. St.-Petersburg, Russia. February 5–8, 1998. P. 27.

РЕКОНСТРУКЦИЯ КЛИМАТА ВТОРОЙ ПОЛОВИНЫ ГОЛОЦЕНА ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ ПО ИЗОТОПНЫМ ДАННЫМ

Л.А. Орлова, А.Г. Талибова, В.А. Пономарчук

Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск

Для проведения палеоклиматических реконструкций этого времени нами были изучены разрезы голоценовых отложений, содержащие торфяники и погребенные почвенные горизонты: Суминское и Каякское займища, Гладиловский рям и др. [Зыкин, Зыкина, Орлова, 2000; Климанов и др., 1979; Левина, Орлова, 1993; Орлова, 1990; Пономарева и др., 1979; Рябогина, Орлова, 2003]. Результаты исследований позволили восстановить климатические условия последних 5000 лет для данной территории.

Климат второй половины голоцена был неоднородным. В 5,2 тыс. л.н. отмечается потепление климата с дефицитом осадков. Это привело к исчезновению кустарниковых берез и распространению лесостепных ландшафтов с ксерофитной растительностью и березовыми и сосновыми перелесками в районе оз. Чаны. Дальнейшее увлажнение вызвало появление вяза и липы в березово-сосновых и сосново-березовых перелесках. Выделено два пика похолодания – в начале суббореального периода (4870 л.н.) и второе – 3840 л.н. Похолодание, 4,87–4,5 тыс. л.н., привело к исчезновению с территории юга Западной Сибири

широколиственных пород и к появлению березово-сосновых лесов с кустарниковыми березами. Новое потепление и уменьшение количества осадков привело к сокращению древесных пород и распространению березовых и сосново-березовых редколесий, в которых позднее появились вяз и липа.

Новое похолодание, начавшееся во второй половине суббореального периода (3,84 тыс. л.н.), привело к широкому распространению северо-таежных еловых лесов. Они занимали всю территорию современной северной и большую часть средней тайги; южная их граница проходила примерно по 63° с.ш. К концу суббореального периода в лесах южных районов Сибири были широко распространены вересковые и кустарниковые березки. Новое потепление, начавшееся 3,2 тыс. л.н. снова привело к распространению березовых лесов, в которых присутствовали липа и вяз [Левина, Орлова, 1993]. Новое сокращение осадков, произошедшее 2,97 тыс. л.н., привело к развитию сосновых с березой редколесий. В южных районах преобладали степные ландшафты. Дальнейшее похолодание (2,4 тыс. л.н.) вызвало распространение сосново-березо-



вых редколесий с кустарниковыми березами. Около 2,2 тыс. л.н. здесь росли березовые леса.

В суббореальный период отмечается общая тенденция к похолоданию. В интервале 4870–4500 л.н. похолодание проявилось на всей территории Северной Азии. Потепление климата около 3500 л.н., известное как термический оптимум, в Сибири выразилось слабее, чем на северо-востоке Русской Равнины [Архипов и др., 1994]. В это время климат был мягче и теплее современного. Позднесуббореальное время (3000–2600 л.н.) характеризуется как время сравнительно холодного климата. Однако к концу суббореального времени климатические показатели незначительно отклонялись от современных [Букреева и др., 2003].

Структура ландшафтных зон и их границы в начале суббореального периода не была тождественна современным. Южная граница елово-березовых редколесий с кустарниковой березкой была смещена к югу на 200–300 км. Большие площади были заняты березовыми лесами с пихтой и кедром, переходящим к югу (59°39' с.ш.) в березово-сосновые. Южная граница лесной зоны мигрировала к югу до 56° с.ш. Значительно расширилась территория лесостепи, степная зона на юго-западе Западной Сибири сместилась на юг, в Казахстан [Архипов и др., 1994].

Субатлантический период (2,5–1 тыс. л.н.) также был неоднородным. Вначале (2,5 тыс. л.н.) сокращение количества осадков привело к широкому развитию сосново-березовых лесов с елью. Роль пихты была невелика. Из состава растительности южных районов почти полностью исчезли широколиственные породы, дуб и липа, сократилась доля вяза. Возросло содержание вересковоцветных в торфяниках таежной зоны. Ухудшение климата вызвало обеднение состава древесной растительности на севере равнины [Архипов и др., 1985]. Процесс деградации древесной растительности был сложным и продолжался на протяжении всего субатлантического периода. На юге, в долине верхней Оби степи расширили ареал распространения до северной границы южной тайги. Климат был близок к современному, но все же несколько теплее и суше [Архипов, Вотах, 1973].

В субатлантический период также наблюдается несколько похолоданий и потеплений. Примерно на рубеже 2370 похолодание прослеживается по всем районам Сибири и Русской равнины [Хотинский, 1977]. Затем начинается волна потепления – 1600–1500 л.н., климат в это время был сухим и теплым, температуры не отличались от современных, но количество осадков сократилось [Букреева и др., 1995]. В период 1400–1100 л.н. вновь начинается похолодание и увлажнение климата. Резкое потепление наступило 1100–1000 л.н. Это время извест-

но как малый климатический оптимум субатлантического периода. Растительность была сходной с современной. В позднесубатлантическое время, в период 780–650 л.н. наступило резкое похолодание и увлажнение климата. Это время известно, как малый ледниковый период. Новая волна потепления и ксерофитизации климата началась 500 л.н. Климат и растительность приобрели черты современности.

Общий ландшафтный фон субатлантического времени для юга Западной Сибири характеризуется расширением площади березовых лесов на водораздельных пространствах. В более сухие фазы возрастает участие сосны, основная доля лесов развивается в долинах, на высоких геоморфологических уровнях были развиты степные ландшафты. Последние 1250 лет выделяются как фаза усиления континентальности климата. К этому времени приурочено максимальное распространение злаково-полюнных лугов в долинах, засоление грунтов и появление в районе наряду с березовыми сосновых древостоев.

Дальнейшее совершенствование приведенной выше реконструкции связано с изучением климата на более высокоразрешающем во времени уровне. Этот вопрос тесно увязан с проблемой климатических аномалий, широко обсуждаемой исследователями [Rothman D.S., 2000; Benestad, 2003]. В этом плане нами опробована методика выявления климатических изменений по изотопному составу углерода растительности торфяных разрезов. Предпосылками для этой методики являются: а) значительная зависимость изотопного состава углерода в растительности ($\delta^{13}\text{C}$) от температуры и менее значительная от влажности; б) относительная устойчивость изотопного состава углерода в растительности торфяника к процессам гниения и преобразования.

Результаты изотопных исследований разреза Суминское 1 (максимальный возраст отложений составил 1350 лет на глубине 101 см) приведены на рис. 1.

Значения $\delta^{13}\text{C}$ на изотопно-эволюционном тренде находятся в интервале от –30,3 до –26,6 ‰. Максимальные значения $\delta^{13}\text{C}$ может быть связано с общей тенденцией к потеплению, а самые низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ сопряжены с низкими температурами воздуха, преобладанием СЗ-растений. Необходимо отметить, что изменение парциального давления углекислого газа в голоцене, вплоть до последних 100 лет, не могло повлиять на значения $\delta^{13}\text{C}$. В связи с этим, основной причиной изменения величины изотопного состава углерода являются температура окружающей среды и влажность.

Проведенные нами изотопные исследования для отложений Суминского займища показали, что период 1400–1100 лет назад отличался общей тенденцией к похолоданию, но на этом фоне наблюдались более теплые сезоны, что видно по «выбросам» бо-

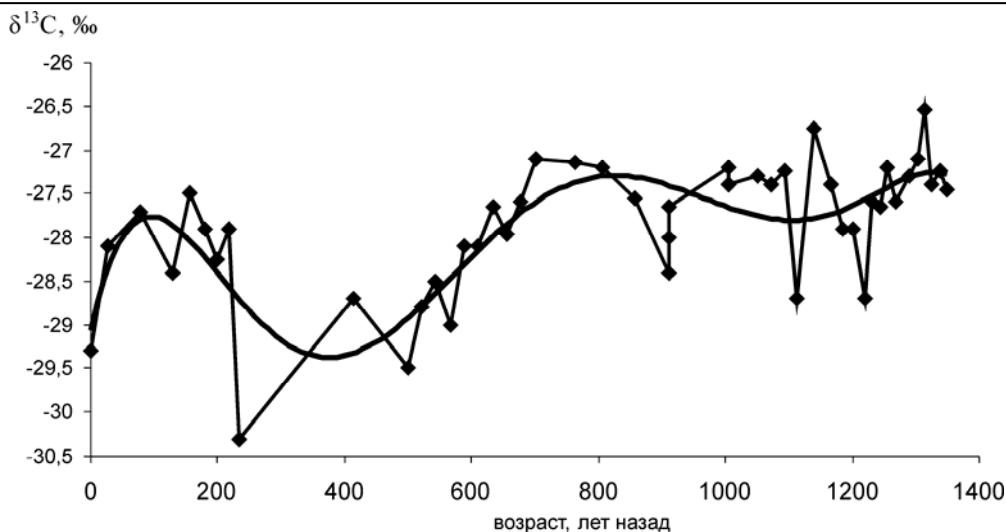


Рис. 1. Диаграмма зависимости $\delta^{13}\text{C}$ (‰) от времени (лет назад) Суминское Займище.

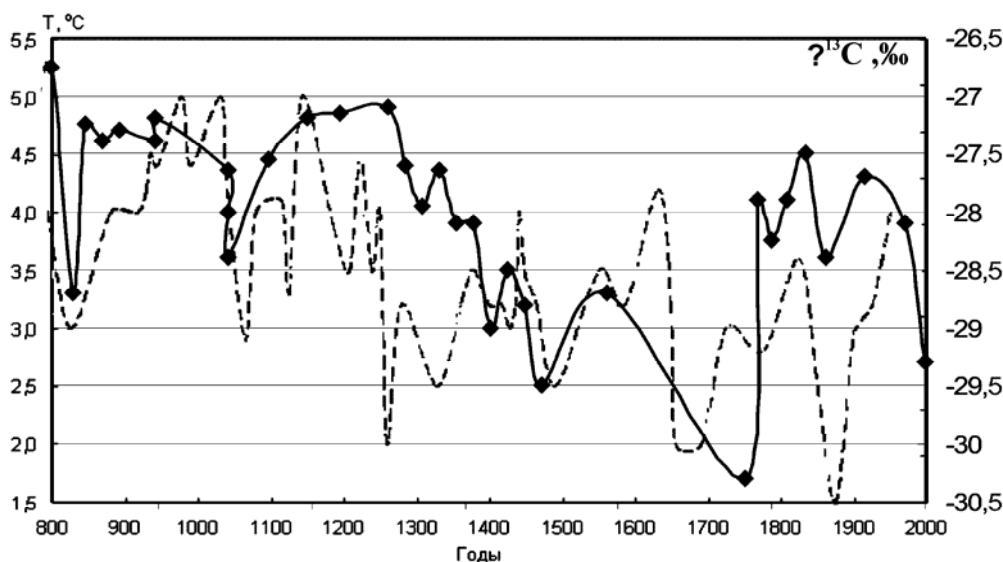


Рис. 2. Температурная кривая (штрих-пунктир) и кривая зависимости изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ (‰) – возраст (лет назад) отложений для разреза Суминское 1. (Изотопный состав углерода указан относительно стандарта PDB).

лее положительных значений изотопного состава углерода. Теплые 1100–1000 л.н. совпадают с малым климатическим оптимумом. Резкое похолодание наступило около 900 лет назад. Для данного района важно отметить потепление климата 850–700 лет назад. Период 700–500 л.н. характеризуется более холодным и влажным климатом.

На рисунке 2 представлена корреляция температурной кривой, построенной по палинологическим данным (спорово-пыльцевой анализ) и кривой зависимости изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$ (‰) от возраста (лет назад) для временного отрезка 800–2000 лет территорий высоких и средних широт северного полушария (Канада, Европа, Западная часть России) [Кренке и др., 1989; Dean, 2002]. На фрагменте диаграммы от 1550–1750 лет трудно провести сопоставление из-за малого количества углеродных

данных, из чего следует вывод о необходимости более дробного пробоотбора. Повышенная частота пробоотбора необходима на участках, соответствующих похолоданиям, когда резко снижается продуктивность растительности.

Существенное расхождение температурных и изотопных кривых отмечается на участке от 1000 до 1400 лет. Прежде всего, здесь также недостаточное количество изотопных данных. Кроме того, по сравнению с другими участками диаграммы, здесь отмечается существенное расхождение двух кривых, что может свидетельствовать о проявлении локального фактора в данном временном промежутке. Также основные пики наибольших и наименьших значений изотопного состава коррелируют, соответственно, с высокими и низкими средними температурами воздуха. Особенно ярко это



наблюдается для периодов 1200–1100, 1000, 750–700, 600–400, 250–100 лет назад.

В результате проведенных исследований выявлена динамика природных условий второй половины голоцена. Период теплого и влажного климата в начале суббореального периода сменяется постепенным потеплением и недостатком увлажнения. Если в начале периода преобладали степные и лесостепные ландшафты, увлажнение приводит к расселению сосновых и березовых лесов. Частые и кратковременные колебания температурного режима и увлажнения в субатлантическое время незначительно изменяли состав растительности. В это время сохранялся, в основном, лесостепной облик ландшафтов, с березово-сосновыми перелесками.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С.А., Вотах М.Р. История растительности в среднем, позднем вюрме и голоцене в долине верхней Оби // Плейстоцен Сибири и смежных областей. М.: Наука, 1973. С. 130–143.

Архипов С.А., Вотах М.Р., Букреева Г.Ф. Палинология и стратиграфия голоцена приустьевой части долины Оби // Палиностратиграфия мезозоя и кайнозоя Сибири. Новосибирск: Наука, 1985. С. 85–98.

Архипов С.А., Волкова В.С., Бахарева В.А., Вотах М.Р., Левина Т.П., Кривоногов С.К., Орлова Л.А. Природно-климатические изменения в Западной Сибири к 2000 году // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 1. С. 3–21.

Букреева Г.Ф., Архипов С.А., Волкова В.С., Орлова Л.А. Климат Западной Сибири: в прошлом и будущем // Геология и геофизика. 1995. Т. 36, № 11. С. 3–22.

Дергачев В.А., Зайцева Г.И., Тимофеев В.И., Семенцов А.А., Лебедева Л.М. Изменение природных процессов и радиоуглеродная хронология археологических памятников // Радиоуглерод и археология. Издательство Института истории материальной культуры Российской академии наук. Санкт-Петербург, 1996. С. 7–17.

Зыкин В.С., Зыкина В.С., Орлова Л.А. Основные закономерности изменения природной среды и климата в плейстоцене и голоцене Западной Сибири // Проблемы реконструкции климата природной среды голоцена и плейстоцена Сибири. Ред. Деревянко А.П. Вып. 2. Новосибирск: Изд-во Института археологии и этнографии СО РАН, 2000. С. 208–228.

Климанов В.А., Левина Т.П., Орлова Л.А., Паньчев В.А. Изменение климата на территории Барабинской равнины в субатлантическом периоде голоцена по данным изучения торфяника Суминского займища // Региональная геохронология Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Изд-во Наука, Сибирское отделение, 1987. С. 143–149.

Кренке А.Н., Золотокрылин А.Н., Попова В.В., Чернавская М.Е. Реконструкция динамики увлажнения и температуры воздуха за исторический период (по природным показателям) // Палеоклиматы позднеледниковья и голоцена. М.: Наука, 1989. С. 34.

Левина Т.П., Орлова Л.А. Климатические ритмы голоцена юга Западной Сибири // Геология и геофизика. 1993. Т. 34, № 3. С. 38–55.

Орлова Л.А. Голоцен Барабы. Стратиграфия и радиоуглеродная хронология. Новосибирск: Наука, 1990. 128 с.

Рябогина Н.Е., Орлова Л.А. Позднеголоценовый торфяник Гладиловский Рям, как индикатор изменения палеоэкологических условий Ишимской равнины // Вестник археологии, антропологии и этнографии. Выпуск 4. Тюмень: Изд-во ИПОС СО РАН, 2002. С. 203–214.

Benestad R.E. What can present climate models tell us about climate change? // Climatic Change 2003. Vol. 59. P. 311–331.

Dean W.A. 1500-year record of climatic and environmental change in Elk Lake, Clearwater County, Minnesota II: geochemistry, mineralogy, and stable isotopes // Journal of Paleolimnology. 2002. № 27. P. 301–319.

Rothman D.S. Measuring environmental values and environmental impacts: going from the local to the global // Climatic Change, 2000. Vol. 44. P. 351–376.

ГУМУС СОВРЕМЕННЫХ ПОЧВ ТУВЫ И РЕКОНСТРУКЦИЯ ИЗМЕНЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА-ГОЛОЦЕНА НА ЕГО ОСНОВЕ

К.О. Очур¹, Е.Э. Ондар²

¹Институт почвоведения и агрохимии СО РАН, Россия

²Тывинский государственный университет, Кызыл

В настоящее время проблеме глобальных изменений природной среды уделяется большое внимание. Почва рефлекторна по отношению к природной среде. Она отражает в своих свойствах условия

природной обстановки времени ее формирования. При изучении эволюции почв и условий почвообразования с позиций анализа информации, записанной в почвенном профиле, встречается ряд



трудностей, особенно на таких территориях как Тува, имеющих сложную историю развития. Не всегда в почвенных профилях Тувы можно выявить морфологические признаки былых стадий почвообразования (реликтовые признаки). Гумусовые горизонты формируются, как правило, длительное время при изменяющихся условиях температуры и (или) увлажнения, но при этом расчленили их морфологически на слои (подгоризонты), которые отвечают разному сочетанию биоклиматических условий, очень сложно. Даже во время относительной стабильности климата, каковым, в частности, считается современный период примерно в 2 тысячи лет [Kohnke et al., 1968], на фоне мало изменяющихся температур происходили кратковременные колебания увлажненности, которые отражались на изменении условий формирования гумуса, его состава и свойств. Эти изменения, как правило, не выявляются в морфологии почвы из-за кратковременности их периода. Кроме того, почвенные профили часто бывают нарушены экзогенными процессами, и возникает необходимость проведения реконструкций по почвам с неполной сохранностью профиля, нарушением отдельных горизонтов, присутствием лишь дериватов почв, иногда только признаков почвообразования. В таких случаях ни морфологические, ни общепринятые аналитические методы не дают возможность получить необходимую информацию, и решение проблемы требует использования нетрадиционных подходов. Один из таких подходов основан на свойстве гумуса отражать, кодировать и запоминать в составе, соотношении и структуре компонентов информацию о природной среде [Дергачева, 1997]. Использование гумусового профиля и гуминовых кислот почв для этой цели позволяет уменьшить временной шаг проводимых реконструкций по сравнению с тем, который достижим при использовании традиционных подходов в почвоведении, а также проводить реконструкции при любой сохранности почвенного профиля.

Реконструкция палеоприродной среды на основе гумуса почв, согласно принципам актуализма, требует материалов по характеристикам гумуса современных почв и их связей с экологическими условиями т.е. рецентных материалов.

Нами составлена рецентная основа диагностики и реконструкции палеоприродной среды Тувы. Банк данных включает информацию о составе гумуса, составе и свойствах гуминовых кислот почв Тувы разного генезиса (289 разрезов), а также основные климатические параметры для каждого объекта, рассчитанные по уравнениям регрессии,

показывающим связь климатических характеристик с высотой местности, сведения об экспозиции склона, уклоне, растительности и породах.

Полученные рецентные материалы позволили реконструировать природную среду для периода формирования отложений разреза Сесерлиг-1, включающего серию морфологически выделяемых гумусированных прослоев позднего плейстоцена-голоцена. Он обнаружен В.И. Кудрявцевым в Улуг-Хемской котловине – на южном склоне Уюкского хребта в левобережье р. Сесерлиг.

Объект Сесерлиг-1 находится в среднегорном ярусе рельефа с преобладающим степным ландшафтом. Общая мощность разреза – 210 см. Рассмотрение данного разреза с позиций палеопедологии позволило предварительно выделить в разрезе 4 зоны педогенеза, включая современную. Первая из них (зона 1, тело современной почвы) характеризуется типичным для современных почв постепенным изменением содержания и гумуса и его состава – от гуматного к фульватному, «ножничным» распределением внутри этой части отложений гуминовых кислот и фульвокислот, что характерно для степных условий почвообразования, а также параметрами гуминовых кислот, лежащими в пределах, характеризующих степной тип почвообразования. Вторая зона представлена мощной толщей, разделяемой на две части, верхняя из которых имеет гуматный состав гумуса, нижняя – фульватно-гуматный. Эта зона педогенеза характеризуется постепенным увеличением доли фульвокислот в составе гумуса, свидетельствующим об увеличении увлаженности климата в процессе ее формирования.

Зона педогенеза 3 представляет собой толщу переслаиваемых осадков с разными условиями протекания органо-минеральных реакций и соответственно с гуматным и фульватным составом гумуса. Нижняя часть разреза, осадки которого характеризуются постепенной сменой фульватно-гуматного типа органо-минеральных взаимодействий на фульватный тип, аналогично наблюдаемому нами в верхних горизонтах отложений, отнесена к 4 зоне педогенеза.

Таким образом, отложения, слагающие толщу разреза Сесерлиг-1 характеризуются различающимися характеристиками продуктов органо-минеральных реакций, т.е. гумусовых веществ. Полученные материалы показывают, что их формирование происходило за пределами теплых с разной степенью увлажнения условий природной среды.

Работа выполняется при поддержке РФФИ, проект 05-05-97309_байкал_a



ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ МЕЖЛЕДНИКОВОЙ И ИНТЕРСТАДИАЛЬНОЙ ПАЛЕОПОЧВ В ПОЗДНЕМ И СРЕДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ЦЕНТРА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ

П.Г. Панин

Институт географии РАН, Москва paninpa1@mail.ru

Объектами исследования являются разрезы лёссово-почвенно-криогенной серии, заложенные в пределах Москворецкой равнины (междуречье рек Ока и Москва) между 54° и 56° с.ш. и 36° и 40° в.д. Выделены палеопочвенные комплексы: верхнеплейстоценовый – мезинский, среднеплейстоценовые – каменский и инжавинский. Каждый из них состоял из палеопочв двух фаз – ранней межледниковой и более поздней интерстадиальной, разделенных в ряде случаев маломощной толщей осадка и горизонтом с признаками криогенеза [Velichko et al., 2003; Величко и др., 2004]. Позднеплейстоценовый мезинский полигенетический почвенный комплекс рассмотрен по данным разреза Ожерелье 1-04, расположенного на правом берегу р. Ока на северной оконечности Средне-Русской возвышенности с абсолютными высотами около 220 м. Среднеплейстоценовые каменский и инжавинский полигенетические почвенные комплексы исследованы в разрезах Ожерелье 2-04 и Гололобово. Разрез Гололобово находится в южной части Подольско-Коломенского ополя в карьере кирпичного завода на водоразделе р. Коломенка и крупной балки, открывающейся в р. Коломенка справа у д. Гололобово [Velichko A.A et al., 2003].

Для изучения генезиса древнего почвообразования средне- и позднеплейстоценовых палеопочв были применены следующие методы: содержание гумуса по Тюрину, карбонатов по Козловскому, гранулометрического состава по Качинскому, полуторных оксидов железа по Тамму и Меру-Джексону, определение ЕКО, рН. Особое значение придавалось методам микроморфологической диагностики почв, а также минералогическому анализу тонкодисперсных фракций и микробиоморфному анализу. Микроморфологическое строение изучалось по общепринятым схемам [Парфенова, Ярилова, 1977; и др.]. Минералы фракций диагностированы по общепринятым руководствам [Соколова и др., 2005]. Микробиоморфный анализ проведен д.г.н. А.А. Гольевой по разработанной ею методике [Гольева, 2001].

Для *интерстадиальных палеопочв* характерен маломощный профиль в пределах 0,20–0,35 м, в основном преобладает светло- и темно-серая окраска с оттенками бурого. Интерстадиальные палеопочвы сильно гумусированы 0,30–0,43%, здесь так же отмечено наибольшее количества фракции ила (20–

50%), мелкой (8–17%) и средней (6–15%) пыли. Содержание полуторных оксидов варьирует: аморфное железо от 0,01 до 0,18%, окристаллизованное от 0,20 до 2,32%, коэффициент Швертмана изменяется в пределах от 0,04 до 0,25. Емкость катионного обмена в этих палеопочвах максимален от 19 до 35 мг-экв/100 г почв, рН равен от 6 до 8. Эти почвы можно сопоставить с лугово-чернозёмными или черноземами глинисто-иллювиального типа [Классификация..., 2004]. Микроморфологическое строение интерстадиальных палеопочв однообразно и в основном характеризуется гумусово-глинистой плазмой с преобладанием в ней пылеватых частиц. Кутаны встречаются редко, преобладают гумусовые и гумусово-глинистые. Впервые они были обнаружены в разрезах Ожерелье 1-04, Ожерелье 2-04 и Гололобово, что может говорить об иллювиальном распределении глинистых частиц *in situ*.

В интерстадиальных палеопочвах содержится травянистый детрит, обрывки корней трав и небольшое количество фитолитов двудольных трав. Данный состав микробиоморфного комплекса характерен для гумусовых горизонтов луговых почв, развивающихся под травянистыми ценозами [Панин, Морозова, Гольева, 2006].

Интерстадиальные палеопочвы характеризуются высоким содержанием (59,4%) набухающей фазы, представленной слюда-сметитами с высоким содержанием смектитовых пакетов. Обращает на себя внимание высокая степень совершенства структуры всех слоистых силикатов, в первую очередь набухающей фазы, что свидетельствует о слабом влиянии экзогенных процессов. Отмечается наличие индивидуальных смектитов.

По этим показателям интерстадиальные палеопочвы позднего и среднего плейстоцена во всех изученных разрезах слабо отличаются друг от друга, поэтому их можно отнести к одному типу почвообразования, для которого характерно преобладание процесса гумусонакопления [Величко и др., 2004, 2005].

Для *межледниковых палеопочв* в отличие от интерстадиальных палеопочв характерен мощный профиль (до 2,65 м). Цвет в основном бурый, ярко-бурый с оттенками сизого оглеения. Межледниковые палеопочвы слабо гумусированы (0,07%), здесь количество ила минимально (10–40%) по сравнению с интерстадиальными палеопочвами, но со-



держание фракций мелкого и среднего песка наибольшие (0,7–19%) – результат влияния подстилающей окской морены. Количество аморфного железа варьирует от 0,10 до 0,27%, окристаллизованное от 0,34 до 2,28%, коэффициент Швертмана от 0,04 до 0,26. рН межледниковых палеопочв равен 6–8. В отличие от интерстадиальных палеопочв по микроморфологическому строению, в межледниковых преобладает глинистая плазма с большим обилием кутан (по убыванию) – глинистых, железисто-глинистых, гумусово-глинистых, пылевато-глинистых. Здесь также часто встречаются железистые новообразования, такие как ортштейны и нодулы. Кутаны расположены в основном в трещинах размером от 0,3–0,7 мм.

Межледниковые палеопочвы содержат крупный древесный детрит и в меньших количествах – травянистый. В составе растительного покрова доминировали лиственные леса, единично присутствовали хвойные. Травянистый ярус был развит слабо. В межледниковых палеопочвах отмечается существенная дифференциация профилей по содержанию фракций менее 1 мкм и распределению смектитовой фазы в ней. Глинистые минералы фракций несовершенны по структуре, их рефлексы низкие, асимметричные. Эти показатели свидетельствуют о мощных экзогенных факторах, которые способствуют преобразованию структур минералов лёссовых отложений. К сожалению, между палеопочвами микулинского, каменского и инжавинского межледниковий нельзя провести сравнения по степени переработанности минеральной фракции. Межледниковые палеопочвы в отличие от интерстадиальных палеопочв формировались под влиянием разных почвообразовательных процессов, которые заключались в преобладании одного процесса над другим, в разных природных условиях.

Заключение

Темноцветные интерстадиальные палеопочвы среднего и позднего плейстоцена могут иметь черты сходства с современными лугово-чернозёмными аккумулятивно-гумусовыми, либо с чернозёмными глинисто-иллювиальными почвами, развивающимися под лугово-степной растительностью [Классификация..., 2004].

Почвы микулинского межледниковья в центральной части Восточно-Европейской равнины, можно отнести к текстурно-дифференцированным с преобладанием процессов лессиважа и, возможно, оподзоливания. По микроморфологическим показателям (преобладание глинистых, гумусово-глинистых кутан и железистых новообразований) и по минералогическому составу (горизонты обеднены смешанослойными образованиями, появляется кварц) характер почвообразования микулинских палеопочв можно

сравнить с почвообразованием серых лесных почв. По данным спорово-пыльцевого анализа данные палеопочвы развивались под пологом широколиственного леса, в состав которого входил граб.

Почвы каменского межледниковья, развивались по метаморфическому типу почвообразования с участием процессов лессиважа. Это подтверждается наличием в них большого количества кутан глинистого состава и оптической ориентировкой тонкодисперсного вещества – вокруг-скелетного, чешуйчато-волокнистого строения. По минералогическим данным в илистом веществе преобладают сложные смешанослойные слюда-смектитовые компоненты с высоким и низким содержанием смектитовых пакетов, в меньшем количестве содержится гидрослюдистая фаза. Для этих палеопочв современными аналогами могут считаться бурые лесные лессивированные почвы. По данным микробиоморфного и спорово-пыльцевого анализу, данные палеопочвы также формировались под широколиственными лесами сложного состава.

Почвы инжавинского межледниковья имели текстурно-дифференцированный профиль и, по микроморфологическим показателям, наличию кутан иллювиирования глинистого состава, развивались с участием процессов лессиважа. Наличие же в илистом веществе тонкодисперсного кварца и увеличение содержания каолинита и гидрослюды являются хорошим индикатором активности процессов выветривания и педоморфизма, а также диагностическими показателями развития этих почв по элювиально-иллювиальному типу с существенным участием процессов оподзоливания или поверхностного оглеения. Аналогами этих почв в настоящее время могут считаться – поверхностно элювиально-глеевые почвы [Величко и др., 2004, 2005]. По приведенным показателям микробиоморфного и спорово-пыльцевого анализов в центральной части Восточно-Европейской равнины данные почвы развивались под полидоминантными хвойно-широколиственными лесами с присутствием ряда теплолюбивых древесных пород (*Pterocarya*, *Juglans*, *Buxus*, *Castanea*).

ЛИТЕРАТУРА

Величко А.А., Зеликсон Э.М., Борисова О.К., Грибченко Ю.Н., Морозова Т.Д., Нечаев В.П. Количественные реконструкции климата Восточно-Европейской равнины за последние 450 тыс. лет // Известия АН. Серия Географ. 2004. № 1. С. 7–25.

Величко А.А., Нечаев В.П., Морозова Т.Д., Тимирёва С.Н., Панин П.Г., Новые данные по строению лёссово-почвенно-криогенной формации вблизи северной границы её расположения на Восточно-Европейской равнине // Квартер-2005, Материалы IV Всероссийского



совещания по изучению четвертичного периода, Сыктывкар, Республика Коми, 2005, С. 66–68.

Гольева А.А. Фитолиты и их информационная роль в изучении природных и археологических объектов. М., 2001. 200 с.

Классификация и диагностика почв России / Авторы и составители: Л.Л. Шишов, В.Д. Тонконогов, И.И. Лебедева, М.И. Герасимова. Смоленск: Ойкумена, 2004. 342 с.

Панин П.Г., Морозова Т.Д., Гольева А.А. Новые микроморфологические и микробиоморфные данные позднего и среднего плейстоцена лёссово-криогенно-почвенной серии разреза Гололобово 1-05 (центра Восточно-Европейской равнины) // Почва как связу-

ющее звено функционирования природных и антропогенно-преобразованных экосистем. Иркутск, 2006. С. 96–99.

Парфенова Е.И., Ярилова Е.А. Руководство к микроморфологическим исследованиям в почвоведении. М.: Наука, 1977. 198 с.

Соколова Т.А., Дронова Т.Я., Толпешина И.И. Глинистые минералы в почвах. Учебное пособие. – Тула: Гриф и К, 2005. 336 с.

Velichko A.A., Dlussky K.G., Morozova T.D., Nechaev V.P., Gribchenko Yu.N., Semenov V.V. The Gololobovo section. Loess-soil-cryogenic formations of the Moskva-Oka plain // Loess and paleoenvironment. 2003. Abstracts and field excursion guidebook. P. 97–106.

ГОЛОЦЕНОВЫЙ ВУЛКАНИЗМ И НЕОТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ

М.М. Певзнер

Геологический институт РАН, Москва, suler@ginras.ru

Территория Камчатки, расположенная к северу от Берингийской зоны трансформных разломов, считается тектонически-стабильной, начиная с миоцена [Авдейко и др., 2002; Baranov et al., 1991; Davaille, Lees, 2001]. До недавнего времени самым северным вулканом Камчатки, проявлявшим активность в голоцене, считался Шивелуч. Однако в последнее время вышеуказанные положения подвергаются сомнению. В связи с этим большой интерес представляют любые свидетельства эндогенной активности голоценового возраста, характерные для районов, расположенных к северу от Шивелуча. Мы проводили комплексные тефрохронологические и радиоуглеродные исследования голоценовых отложений в бассейне р. Еловки, верхнем и среднем течении р. Озерной, а также вблизи древнего вулкана Хайлюля и на полуострове Озерном (рис. 1).

В бассейне р. Еловки нами были обнаружены и датированы три молодых вулканических центра [Певзнер, 2006]: маар Киненин, лавовые потоки Близнецы и Шишейка, расположенные в 60–80 км севернее Шивелуча.

В процессе проведения геохронологических работ на территории северо-восточной Камчатки также был выявлен и целый ряд свидетельств сейсмо-тектонической активности района. Основным упор при этом делался на изучение, корреляцию и датирование начала процесса торфонакопления на молодых террасах и террасовидных поверхностях.

На полуострове Озерном мы обнаружили молодой разлом, секущий морену в северо-восточном

направлении. Начало нормального торфонакопления вблизи «зеленого шва» определяется датой 6260 ± 50 (ГИН-13718). В долине ближайшей реки Росомашей зафиксирован крупный обвал, сошедший в это же время. На основании полученной даты возраст сейсмо-тектонической активизации мы оцениваем в $6200\text{--}6300$ ^{14}C лет.

В этом же районе отмечено значительное количество молодых террас и террасовидных поверхностей, образованных около $3100\text{--}3200$ ^{14}C л.н. Об этом свидетельствуют даты начала торфонакопления 3100 ± 30 (ГИН-13709) и 3150 ± 90 (ГИН-13711). В этом же возрастном интервале фиксируется и резкая смена осадконакопления 3060 ± 40 (ГИН-13714).

Возможно, существовал еще один небольшой неотектонический эпизод около $1900\text{--}2000$ ^{14}C л.н. О нем могут свидетельствовать резкая смена осадконакопления и образование молодой терраски (1960 ± 30 ГИН-13712) в долине р. Росомашей.

На междуречье Озерной и Еловки из близкорасположенных центров произошло последовательное излияние двух лавовых потоков, которые мы назвали Близнецами. Фронт одного из них словно бульдозером сгребал перед собой более древние отложения, в том числе озерные алевриты. Впоследствии на этом новообразованном водоупоре начал развиваться торфяник. Наиболее древняя дата из подошвы торфа 3010 ± 40 (ГИН-12508). На основании этой даты и положения пирокластики лавовых потоков в сводном почвенно-пирокластическом чехле района определен возраст и самих потоков – около 3000 ($3000\text{--}3200$) ^{14}C лет.

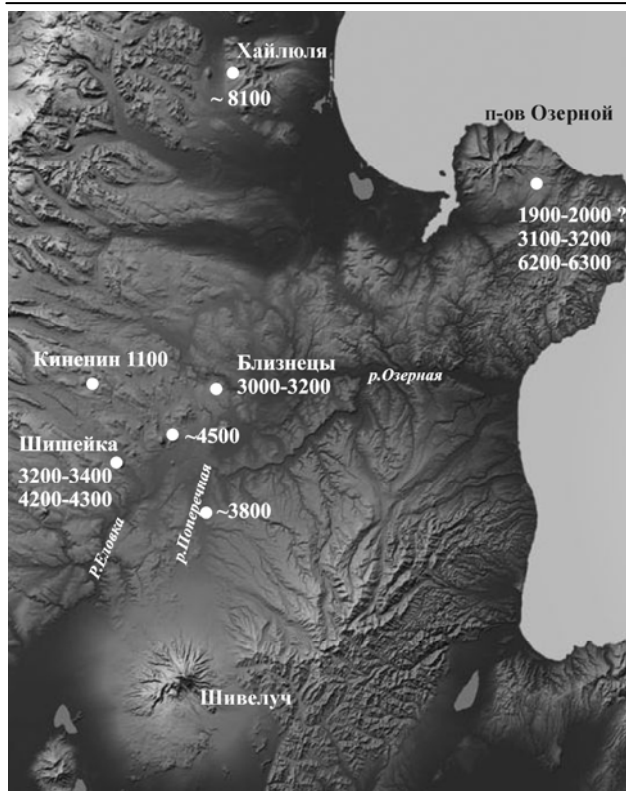


Рис. 1.

Лавовый поток Шишейка расположен на правом берегу р. Шишей, в 10 км выше ее впадения в Еловку. Его возраст оценивается в 4200–4300 ^{14}C л.н. Расположенный чуть выше по реке торфяник по видимому связан с прорывом запруды, образованной лавовым потоком. Даты подошвы торфа 3180±40 (ГИН-12970) и 3400±40 (ГИН-12963), что свидетельствует об изменении гидрологического режима около 3200–3400 ^{14}C л.н.

В 10 км от лавового потока Шишейка вблизи устья ручья Киненин, также впадающего в Еловку, обнаружена 8-м терраса, сложенная речными отложениями. Аллювий перекрывается молодым торфяником, где в 5 см над подошвой торфа зафиксирована пирокластика лавового потока. Дата над пеплом 4290±60 (ГИН-13760), что не противоречит ранее определенному возрасту извержения, а также позволяет датировать эпизод террасообразования около 4,5 тыс. лет (^{14}C).

Маар Киненин образовался около 1100 ^{14}C л.н. в верховьях одноименного ручья.

На реке Поперечной обнаружен молодой торфяник на пойменном аллювии. Радиоуглеродная дата 3710±40 (ГИН-13420), полученная вблизи основания торфа, позволяет считать, что терраса образована около 3800 ^{14}C л.н.

На западном склоне и подножии г. Хайлюля не выявлено никаких эпизодов эндогенной активности. Единственным заметным палеогеографиче-

ским событием в этом районе можно считать спуск крупного ледникового озера, который завершился около 8100 ^{14}C л.н. Это следует из полученных дат начала торфо- и почвообразования 8100+30 (ГИН-13730) и 8120±50 (ГИН-13744).

На рис. 1 приведены радиоуглеродные возраста зафиксированных вулканических и неотектонических событий. Видно, что наибольшая сейсмо-тектоническая активность характерна для района Озерновского полуострова и несколько меньшая – для бассейна рек Еловки, Поперечной и Озерной; молодой вулканизм приурочен главным образом к бассейну р. Еловки.

Анализ дат начала торфообразования на молодых террасах свидетельствует о наличии довольно крупного сейсмо-тектонического эпизода активизации района около 3000–3200 ^{14}C л.н. (торфяник на р. Шишей, лавовые потоки Ближнецы, полуостров Озерной). Интересно, что аналогичный эпизод выделен ранее для Центральной Камчатской депрессии (ЦКД) [Певзнер и др., 2006]. Еловская депрессия считается продолжением ЦКД, но северная ее оконечность по разным данным проходит либо в северо-восточном направлении через нижнее течение р. Озерной, либо в северном – в районе г. Хайлюля. По нашим данным голоценовая сейсмо-тектоническая активность в районе г. Хайлюля отсутствует. Для района же Озерновского полуострова фиксируются неоднократные активизации, в том числе субсинхронные таковым для большей части ЦКД. Надеемся, что результаты наших исследований помогут решить вопрос о положении северной части Камчатской депрессии – одной из крупнейших структурных зон Камчатки.

Из вышеприведенных данных следует, что на территории северо-восточной Камчатки на протяжении голоцена неоднократно происходили как вулканические, так и сейсмо-тектонические события. Получается, что этот район не может рассматриваться как тектонически-стабильный. Выяснить причины его эндогенной активности можно будет при проведении более детальных исследований.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы 16 Президиума РАН, проект «Новейший вулканизм Камчатки», а также РФФИ, проект № 05-05-64776.

ЛИТЕРАТУРА

Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулcano-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64–80.

Певзнер М.М. Голоценовый вулканизм Северной Камчатки: пространственно-временной аспект // Доклады РАН, 2006. Т. 409, № 5. С. 648–651.



Певзнер М.М., Пономарева В.В., Сулержикский Л.Д. Голоценовые почвенно-пирокластические чехлы в Центральной Камчатской депрессии: возраст, строение, особенности осадконакопления // Вулканология и сейсмология, 2006. № 1. С. 24–38.

Baranov B.V., Seliverstov N.I., Muravev A.V., Muzurov E.L. The Komandorsky Basin as a product of spreading be-

hind a transform plate boundary. In: Zonenshain, L. P. (ed.) The achievements of plate tectonics in the USSR // Tectonophysics. Amsterdam: Elsevier, 1991. P. 237–269.

Davaille A., Lees J.M. Thermal modeling of subducted plates: tear and hotspot at the Kamchatka corener // Earth and Planetary Science Letters, 2001. Vol. 226. P. 293–304.

МЕТОДЫ ИЗОТОПНОГО ДАТИРОВАНИЯ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ.

М.М. Певзнер

Геологический институт РАН, suler@ginras.ru

Четвертичный период характеризуется существенными изменениями природы и климата. Какие факторы вызывали эти события, каковы их взаимосвязи, возможен ли прогноз эндогенных и экзогенных изменений в будущем? Ответы на эти вопросы не в последнюю очередь зависят от того, насколько успешно существующие методы определения возраста позволяют распознать эти процессы в прошлом и привязать их к общей летописи природных событий квартера.

Основы изотопного датирования базируются на использовании радиоактивного распада химических элементов. Процесс распада определяется свойствами ядер, происходит с постоянной скоростью и не зависит от внешних факторов, что представляется неоспоримым преимуществом изотопной геохронологии по сравнению с другими методами датирования.

В последнее время появились новые методы, позволяющие воссоздать детальную хронологию квартера. Цель настоящих тезисов – дать очень краткий обзор существующих методов изотопной хронологии.

Благородные газы радиогенного происхождения. На образовании радиогенных нуклидов благородных газов основано два хронометрических метода, применяемых в четвертичной геологии: К-Аг и U-Не часы. В К-Аг методе используется явление радиоактивного превращения изотопа ^{40}K в изотоп ^{40}Ar , а в U-Не методе – накопление радиогенного изотопа гелия ^4He в результате распада урана и тория. Благородные газы инертны и не входят в кристаллические структуры, следовательно, дочерние нуклиды не участвуют в процессе минералообразования. В идеальном случае количество радиогенного компонента, образовавшееся или накопленное в образце, напрямую связано со временем, прошедшим с момента образования кристалла. При достаточно сильном нагревании, бла-

городные газы, содержащиеся в кристалле, будут полностью удалены, что приведет к переустановке «изотопных часов» в исходное положение; в этом случае удастся продатировать время последней дегазации.

Калий-аргоновый метод включает несколько частных методов определения возраста: собственно К-Аг ($^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$), аргон-аргоновый ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$) и лазерный аргон-аргоновый методы. Применение методов К-Аг группы ограничено преимущественно вулканическими породами и минералами. Верхний возрастной предел определения возраста К-Аг метода 300–500 тыс. лет. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод позволяет датировать и существенно более молодые породы, вплоть до голоценовых, но ошибка измерения для последних может превышать 1000 лет.

Возможности **уран-гелиевого** (U-He) метода зависят от содержания урана и охватывают возрастную интервал от 10 тыс. до 100 млн лет, причем, более уверенные результаты получены при датировании четвертичных кораллов и моллюсков. Возможно также использование костей, базальтов и рудных минералов.

Урановые ряды. Общий термин «урановые ряды» охватывает несколько тесно связанных методов датирования, основанных на радиоактивном неравновесии в рядах распада двух изотопов урана ^{238}U и ^{235}U . Индивидуальные методы называются по парам дочерний/родительский нуклид. При распаде изотопов урана в закрытой системе устанавливается равновесное состояние между всеми радиоактивными нуклидами в ряду распада. При нарушении системы требуется время для восстановления векового равновесия. Момент нарушения может быть датирован по степени установления нового равновесия. В природных процессах нарушение происходит за счет геохимического фракционирования, обусловленного главным образом различной растворимостью продуктов распада. Это



происходит при процессах выветривания, переноса, образования минералов и при осадкообразовании. Таким образом, появляется возможность датировать экзогенные геохимические процессы.

Торий-230/уран-234. Метод $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ применим к широкому спектру образцов: морские карбонаты, пресноводные карбонаты кальция, кости, зубы, торф, вулканиты. Точность определения возраста уменьшается при уменьшении содержания урана и увеличении возраста. Возрастные пределы датирования составляют от нескольких тысяч до 350 тыс. (метод α -спектрометрии) и от 10 тыс. до 550 тыс. лет (масс-спектрометрическое датирование TIMS).

Протактиний является геохимическим аналогом тория. $^{231}\text{Pa}/^{235}\text{U}$ метод очень близок к уран-ториевому и является его дополнением. При их комбинации используется $^{231}\text{Pa}/^{230}\text{Th}$ метод. Рабочий интервал от нескольких до 150 тыс. лет (и до 250 тыс. лет TIMS).

Урановые тренды (^{238}U - ^{234}U - ^{230}Th) – метод, используемый для датирования отложений в открытых системах. Применяется для датирования аллювиальных, коллювиальных и морских осадков, содержащих карбонатное вещество, а также прибрежные террасы, лёссы и ледниковые осадки вплоть до 700 тыс. лет.

Уран-234/уран-238 ($^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$) метод используется для датирования различных морских образцов (фораминиферы, кораллы, марганцевые конкреции) в пределах последнего миллиона лет.

Избыточный торий-230 (ионий) и протактиний-231. Метод позволяет определять скорость осадкообразования и определять возраст глубоководных осадков и марганцевых конкреций, а при определенных условиях возраст молодых базальтов из срединно-океанических хребтов. Датированный период составляет 300 тыс. лет для ^{230}Th и 150 тыс. лет для ^{231}Pa .

Свинец-210. ^{210}Pb короткоживущий изотоп. Применяется при датировании ледников, кораллов, отложений эстуариев, озер и торфяников, образованных в последние 150 лет. Точность определения возраста сильно зависит от седиментологических и геохимических ограничений. Объекты, содержащие свинец, могут быть датированы методом избыточного ^{210}Pb .

Радий-226. Метод использовался для определения скорости осадконакопления в глубоководных условиях при возрасте осадка <90 тыс. лет. Избыточное соотношение $^{226}\text{Ra}/^{230}\text{Th}$ использовалось для датирования современных вулканитов в срединно-океанических хребтах. Метод имеет много неопределенностей.

Торий-228, радий-228. Метод основан на двух радионуклидах, принадлежащих к ряду распада ^{232}Th . ^{228}Th является дочерним изотопом ^{228}Ra , его

период полураспада составляет всего 1,9 года, т.е. радиоактивное равновесие достигается уже через 10–15 лет. Единственным подходящим объектом датирования являются содержащие барит гидротермальные курильщики в активных срединно-океанических хребтах.

Свинец-206, -207, -208/ уран, торий (уран-торий-свинцовый метод) основан на использовании накопленных конечных продуктов распада – стабильных изотопов свинца ^{206}Pb , ^{207}Pb , ^{208}Pb . Для датирования четвертичных отложений использовался крайне редко.

Космогенные нуклиды. На Землю постоянно падает поток космических лучей. Они частично отражаются, частично взаимодействуют с атмосферой, частично достигают земной поверхности и поглощаются различными организмами и горными породами. В процессе ядерных реакций образуются как радиоактивные нуклиды (^3H , ^{10}Be , ^{14}C , ^{26}Al , ^{32}Si , ^{36}Cl , ^{39}Ar , ^{41}Ca , ^{81}Kr), так и стабильные изотопы (^3He , ^{21}Ne), используемые в целях датирования.

Тритий (водород-3) – радиоактивный изотоп ^3H с периодом полураспада 12,43 года позволяет датировать образцы воды и льда не древнее 60 лет, находящихся в изолированных системах. Ядерные испытания 50-х гг. XX века привели к образованию большого количества антропогенного трития. Этот запредельный пик содержания трития может применяться как сигнал-трассер для исследования гидрологического цикла. $^3\text{H}/^3\text{He}$ метод может использоваться для изучения динамики океанов, почвенных вод и озер за последние 50 лет.

Гелий-3. Содержание ^3He в скальных породах растет пропорционально времени экспозиции космическими лучами. ^3He -метод подходит для определения времени экспозиции и скорости разрушения оливин- и кварцсодержащих пород, в т.ч. морен, от 250 лет до 1 млн лет.

Бериллий-10. Атмосферный изотоп ^{10}Be адсорбируется на аэрозоли, выпадает с осадками на поверхность Земли, где включается в различные отложения. Метод может быть использован в возрастном интервале от 1 тысячи до 10 млн лет. Используется при датировании почв, озерных и флювиальных осадков, лессов, глубоководных осадков, вулканических пород, кернов льда, кварцсодержащих пород.

Радиоуглерод. Радиоактивный изотоп углерода ^{14}C является основой всех живых организмов и постоянно возобновляется в процессе жизнедеятельности. После закрытия системы (смерти организма) ^{14}C начинает убывать. Нижний предел датирования составляет около 50 тыс. лет. Верхним репером является 1950 г., когда в результате ядерных испытаний количество радиоуглерода выросло на порядки. Объектом датирования является органическое вещество:



древесина, уголь, семена, зерна, бумага и ткани, пыльца, споры, фитоциты, почва, торф, сапропель, озерные осадки, раковины моллюсков, кости, рога, зубы, скорлупа яиц, а также натечные известковые образования и травертин, пустынный загар, археологические артефакты, грунтовые воды, керны льда.

Неон-21. Стабильный изотоп ^{21}Ne образуется в горных породах *in situ* под действием космических лучей. Его содержание растет пропорционально продолжительности облучения. На основании этого можно датировать время поверхностной экспозиции и скорости выветривания базальтов и пород, богатых кварцем, в интервале от 1 тыс. до нескольких миллионов лет.

Алюминий-26. Атмосферный ^{26}Al сорбируется на аэрозолях и вместе попадает на дневную поверхность, где включается в осадки. Распад изотопа может служить часами для измерения времени с момента отложения осадка. Кроме того ^{26}Al образуется *in situ* в горных породах и может быть использован для датирования поверхностной экспозиции и скорости выветривания. Используются глубоководные осадки и кварцсодержащие породы. Метод работает в интервале от 1 тыс. до нескольких млн лет. Может использоваться в сочетании с изотопом ^{10}Be .

Кремний-32. Радиоактивный изотоп ^{32}Si образуется в атмосфере и выпадает на поверхность Земли с атмосферными осадками. Работает в интервале от 50 до 500 лет. Применяется для глубоководных осадков, ледников и грунтовых вод.

Хлор-36. Космогенный нуклид ^{36}Cl образуется как в атмосфере, так и в поверхностных слоях горных пород. Может использоваться для датирования вод и льда, а также может использоваться для определения времени экспозиции поверхностей, в том числе морен, и оценивать скорость выветривания и разрушения пород. Рабочий интервал от тысячи до миллиона лет (для кальцита от 100 лет).

Аргон-39. Космогенный изотоп ^{39}Ar образуется в атмосфере и вместе с атмосферными осадками поступает в поверхностные воды и льды. При отсутствии последующего обмена, можно датировать время последнего газообмена с атмосферой в интервале последней тысячи лет.

Кальций-41. Космогенный ^{41}Ca образуется под действием космических лучей *in situ* в слое горных пород до нескольких метров глубины. Оттуда он проникает в гидросферу и биосферу. В случае закрытия системы, по остаточному ^{41}Ca можно определить возраст костей, пещерных натечных образований и кальцево-карбонатных конкреций в интервале от 20 до 500 тыс. лет.

Треки частиц. Существует два метода, основанных на изучении треков ядерных частиц: датирование по **трекам деления** и датирование по **тре-**

кам α -частиц (ядрам отдачи). При делении ядер и α -распаде осколки ядра приобретают высокую кинетическую энергию. В результате взаимодействия этих частиц с атомами твердого тела вдоль траектории частиц остается след, состоящий из радиационных повреждений, – скрытый трек частицы. Треки частиц могут регистрироваться во многих минералах и стеклах. Они формируются при спонтанном делении ядер ^{238}U . В идеальном случае общее количество накопленных треков является мерой возраста образца. Значение возраста относится к моменту формирования минерала или к последнему нагреву, сопровождавшемуся полным уничтожением ранее накопленных треков.

Интервал датирования этих методов охватывает практически весь четвертичный период, но для молодых образцов необходимо иметь высокие содержания урана.

Радиационная дозиметрия. Три дозиметрических метода датирования – **термолуминисценция** (ТЛ), **оптически стимулированная термолуминисценция** (ОСЛ) и **электронный спиновый резонанс** (ЭСР) – основаны на накоплении радиационных нарушений в минералах, которые зависят от времени. В природе постоянно присутствует небольшой уровень ионизирующего излучения, связанного с естественной радиоактивностью и космическим излучением. Взаимодействие между этим излучением и атомами минералов приводит к постепенно усиливающимся радиационным нарушениям. Степень радиационных нарушений является мерой естественной дозы облучения, которую минерал получил с тех пор, когда он был образован или его хронометрическая система была запущена в последний раз. Частичная или полная переустановка сигналов ТЛ, ОСЛ и ЭСР может быть вызвана нагревом, воздействием света и давления.

Радиационные дозиметрические методы охватывают интервал от первых сотен до миллиона лет. Датированию подлежат керамика и обожженная глина, обожженные кремни и камни, импактиты, псевдотахилиты и разломные брекчии, фульгуриты, лессовые отложения, дюнные пески, тефра, акватические пески, карбонаты, коллювиальные и аллювиальные алевриты, фитоциты, археологические отложения, известковистые пещерные отложения, травертин, раковины моллюсков, зубы и кости, глубоководные отложения, кораллы.

Каждый из приведенных методов имеет свои проблемы и неопределенности, связанные с рядом аспектов, в том числе со степенью изученности отдельных изотопов и их поведения в природных системах, а также особенностями приборной базы. Все перечисленные методы крайне трудоемки, а проведение геохронологических работ требует вы-



сокой профессиональной подготовки. Во всем мире не существует универсальных лабораторий и методик, подходящих для датирования *любых* образцов. Получение даты – это всегда «штучная» работа, требующая детального изучения стратиграфии объекта и вещества датируемого образца. Кроме

того, требуются дополнительные определения и расчеты для привязки получаемой изотопной даты к шкале абсолютного летоисчисления.

При подготовке тезисов использованы материалы книги Г.Вагнера «Научные методы датирования в геологии, археологии и истории». М., 2006. 575 с.

РАДОНОВЫЕ ВОДЫ ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ КАК ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКТОР

И.В. Пелявина

Санкт-Петербургский государственный университет

В результате развития гидрогеологии увеличивается количество направлений, и одно из них – это экологическая гидрогеология, или гидрогеоэкология.

В рамках гидрогеоэкологии рассматриваются такие проблемы, как охрана подземных вод от загрязнения и истощения. Содержание и поведение радиоактивных элементов в подземных водах также может быть отнесено к области задач гидрогеоэкологии. Среди подземных вод выделяют: пресные воды, используемые для хозяйственно-питьевого водоснабжения; минеральные воды, имеющие лечебное значение; промышленные воды, используемые для извлечения из них полезных компонентов.

Открытие явления радиоактивного распада некоторых элементов положило начало систематическому изучению радиоактивности природных образований: горных пород, минералов и вод.

В 1902–1904 гг. в водах некоторых минеральных источников было обнаружено присутствие эманаций радия – радона, и воды с повышенным содержанием его получили название радиоактивных. В дальнейшем этот термин был распространен на воды с повышенным содержанием не только радона, но и других радиоактивных элементов. Благоприятное воздействие вод, обогащенных радоном, на организм человека послужило причиной организации исследований на радиоактивность многих лечебных минеральных источников.

Воды с высоким содержанием радона достаточно широко распространены во всем мире и в России. Многие из них активно используются на курортах и в санаториях. Однако многие аспекты такие, как бальнеологические аспекты применения радоновых вод (механизм воздействия, необходимые дозы, совместное действие нескольких бальнеологических компонентов и т.д.), так и все геолого-гидрогеологические факторы формирования радоновых месторождений и сохранения их состава остаются не до конца выясненными. В целом, можно сказать, что обогащение природных вод радо-

ном определяется следующими основными условиями:

- физико-химическими свойствами материнских радиоактивных элементов;
- содержанием и формой нахождения радиоактивных элементов в горных породах;
- гидрогеологическими условиями;
- физическими свойствами горных пород и подземных вод.

На территории Ленинградской области можно выделить месторождения радоновых подземных вод двух генетических групп.

Первая – это, где причиной высоких концентраций радона в водах является повышенное содержание радиоактивных элементов в материнских кристаллических породах, к ним в первую очередь относятся кислые изверженные породы. Месторождения такого типа распространены в районе, приуроченном к Карельскому перешейку. Радоновые воды в данном случае возникают при циркуляции инфильтрационных вод в трещинной зоне гранитных пород. К факторам, способствующим значительным концентрациям радона в водах, относятся невысокая водообильность кристаллических пород и значительная их раздробленность в зонах трещиноватости, что повышает коэффициент эманирования пород.

Другая генетическая группа месторождений радоновых подземных вод определяется тем, что значительные концентрации радона связаны с непосредственным контактом водоносного горизонта с породами повышенной радиоактивности. На Лопухинском месторождении (озеро Лопухинка, питающееся родниками, воды которых обладают повышенным содержанием радона), расположенном недалеко от Санкт-Петербурга, источником радона является слой черных дикиномемовых сланцев. Обогащение контактирующих водоносных горизонтов радоном происходит в зоне их разгрузки в районе развития Ладожско-Балтийского уступа (глинта).



В подземных водах концентрация радона подвержена значительным колебаниям. Они объясняются, во-первых, весьма различным содержанием и разными формами нахождения радиоактивных элементов в горных породах, то есть разной степенью обогащенности пород радиоактивными элементами, и, во-вторых, условиями и темпами миграции воды, то есть гидродинамическим режимом.

При оценке содержания радона в подземных водах важно учитывать величину расхода воды. При увеличении размера водных струй и скорости движения подземных вод условия насыщения воды радоном заметно ухудшаются. Этим объясняется, что в природных условиях источники с малым дебитом обладают обычно большей активностью, чем источники с большим дебитом.

По предыдущим данным можно сделать вывод, что радиоактивность вод источников озера Лопухинка неодинакова. Различия в концентрациях радона в зависимости от времени года, можно объяснить изменением дебитов источников. Было заме-

чено, что при уменьшении дебита источника наблюдается увеличение концентрации радона.

По результатам измерений наблюдаются неоднородность в значениях радона для разных источников. Концентрации радона на один период опробования в разных источниках варьировали от 61,8 до 90,5 Бк/л – летом и от 65,8 до 73,8 Бк/л – осенью.

Летом 2006 года концентрации радона составляли 90,6 и 80,3 Бк/л, осенью того же года 73,8 и 65,8 Бк/л для одних и тех же источников соответственно. В осенний период было отмечено увеличение дебита источников озера, которое возможно связано с увеличением инфильтрации в области питания водоносного горизонта. Эти результаты согласуются с выводами об обратной связи концентраций радона и дебитов родников.

Режимные наблюдения за радиологическими показателями подземных вод на некоторых участках Карельского перешейка ведутся с 1997 г. Обобщение данных с 1997 по 2004 гг. позволяет утверждать, что существуют заметные изменения концентраций радона за указанный период (рис. 1).

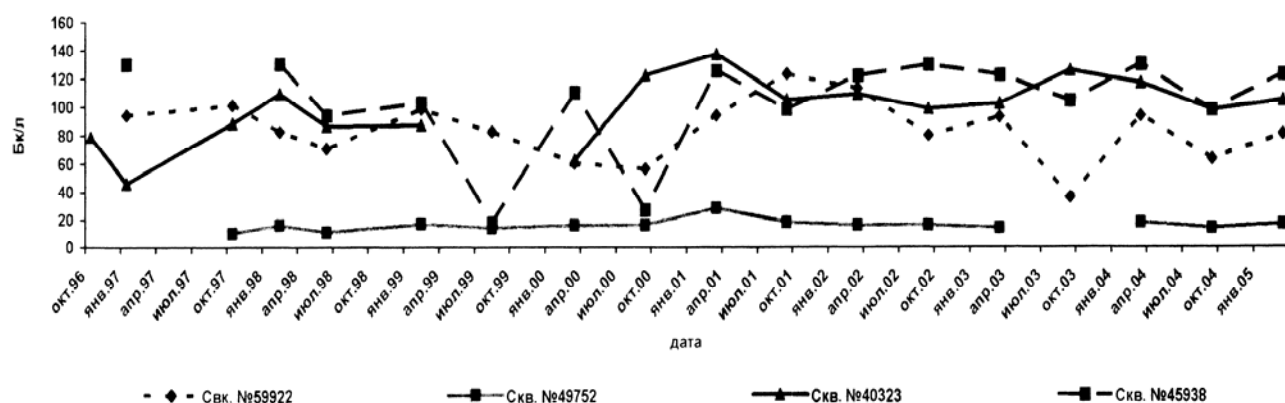


Рис. 1. Концентрация Rn-222 в водах скважин пос. Комарово (гдовский водоносный горизонт)

Как видно из рис.1. значения концентрации радона в водах одного водоносного горизонта на территории одного населенного пункта (пос. Комарово) неоднородны и варьируют в широких пределах от 10 до 130 Бк/л. Радон является сравнительно короткоживущим элементом уранового ряда, и время его полураспада равно всего лишь 3,8 суток. Поэтому можно сказать, что высокие концентрации радона могут быть встречены на небольшом удалении от места локального обогащения ураном, радием.

Также можно сказать, что нет постоянного значения концентраций радона в водах одной скважины на протяжении длительного периода опробования. Например, концентрации радона изменяются в скв. №59922 от 36 до 123 Бк/л, в скв. №49752 – от 10 до 28 Бк/л, в скв. №40323 – от 62 до 137 Бк/л, в

скв. №45938 – от 18 до 130 Бк/л. Такие изменения можно связать с изменением таких условий как водонасыщенность пород, скорость потока, а возможно и изменение направления потока.

В поверхностных водах концентрация радона, как правило, не превышает норм радиационной безопасности, которые установлены на уровне 60 Бк/л, главным образом потому, что в поверхностных условиях он быстро диффундирует в атмосферу. Например, в водах озера Лопухинка содержание радона составляет всего 21 Бк/л, тогда как в источниках, как говорилось ранее, содержание радона может достигать 90 Бк/л.

В настоящее время наибольшее внимание уделяется той опасности, которую представляет использование подземных вод, содержащих повышенные



ЛИТЕРАТУРА

концентрации радона. Об этом свидетельствуют и нормы, установленные в различных странах, которые ограничивают применение вод с высоким содержанием радона и карты радоновой опасности, которые составляются во многих странах.

Таким образом, можно сделать вывод о необходимости дальнейших исследований радона в подземных водах, факторов формирования зон с аномально высокими концентрациями радона в водах, а также изучить биологическое влияние радона на организм человека.

Ваганов П.А., Им М.-С. Экологический риск. СПб: Изд-во СПбГУ, 1999.

Воронов А.Н. Живительные струи подземных вод. СПб: Изд-во СПбГУ, 2003.

Иванов В.В., Невраев Г.А. Классификация подземных минеральных вод. М.: Недра, 1964.

Овчинников А.М. Минеральные воды. М.: Госгеолтехиздат, 1963.

Токарев А.Н., Щербаков А.В. Радиогидрогеология. М.: Госгеолтехиздат, 1956.

ХВАЛЫНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ РАЗРЕЗА КАРАДЖА (ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ, СТРАТИГРАФИЯ, ТЕКТОНИКА)

О.В. Пилипенко¹, З.В. Шаронова¹, В.М. Трубихин², З. Новрузов³, С.К. Карягды³,
Н. Абрахамсен⁴

¹*Институт физики Земли им. О.Ю.Шмидта РАН, Москва, Россия*

²*Геологический институт РАН, Россия*

³*Институт геологии НАНА, Баку, Азербайджан*

⁴*Оорхусский университет, Оорхус, Дания*

Нахождение природных объектов, в которых сохранилась полная запись геологических событий за продолжительный интервал времени, является одной из проблем палеомагнетизма. Разрез хребта Караджа (Азербайджан, примерно 10 км от г. Мингечаур), сложенный морскими отложениями, является уникальным объектом для изучения эволюции геомагнитного поля по палеомагнитным данным за последний миллион лет. Обилие фауны и наличие в разрезе прослоев вулканического пепла позволяет уверенно датировать изучаемые геологические события.

Хребет Караджа представляет собой антиклиналь, в северной моноклинали которой обнажается полная последовательность плейстоценовых отложений мощностью около 1000 м от подошвы палеомагнитного горизонта Харамильо до позднего плейстоцена включительно.

Большая часть плейстоценовых отложений Караджа сильно дислоцированы, однако, самая верхняя часть отложений, отвечающих по возрасту среднему и позднему валдаю (50–10 тыс. лет), не дислоцирована и представляет собой две морские террасы, вложенные в нижележащие дислоцированные толщи неоплейстоцена [Трубихин, 1987]. На этих горизонтально залегающих отложениях морских террас и было сконцентрировано внимание. Подобные отложения были изучены авторами в соседнем черноморском регионе, – разрезы Эльтиген и Тузла [Dodonov, 2000; Пилипенко, 2006]. В результате этих исследований было установлено,

что структурная граница с угловым несогласием (45–50 тыс. лет) также хорошо выражена и в черноморском регионе. Это дает надежный возрастной репер для подошвы разреза верхней террасы.

Как уже упоминалось выше, разрез Караджа представляет собой уникальный по полноте и представительности объект. Однако, на первом этапе работ внимание авторов было сосредоточено на отложениях недислоцированных морских террас верхней части разреза, в частности, на верхней террасе, отвечающей по времени «великой хвалынской трансгрессии» (50–20 тыс. лет). Большая мощность отложений позволяла надеяться выявить детальную картину геомагнитного поля, а проведенные ранее рекогносцировочные исследования показали, что на уровне примерно 25–30 тыс. лет наблюдается интервал с аномальным поведением вектора естественной остаточной намагниченности.

В данной работе представлены палеомагнитные исследования верхних 4 м отложений верхней террасы, охватывающих временной интервал 20–30 тыс. лет. Коллекция образцов по два дубля со 110 уровней была подвергнута чистке переменным полем в интервале 20–35 мТл. Проведение компонентного анализа позволило построить кривые изменения склонения и наклонения и показало, что здесь помимо палеовековых вариаций выделяется интервал аномального поведения поля, который по возрасту можно сопоставить с экскурсом Моно (примерно 25 тыс. лет). Комплекс осадков верхней

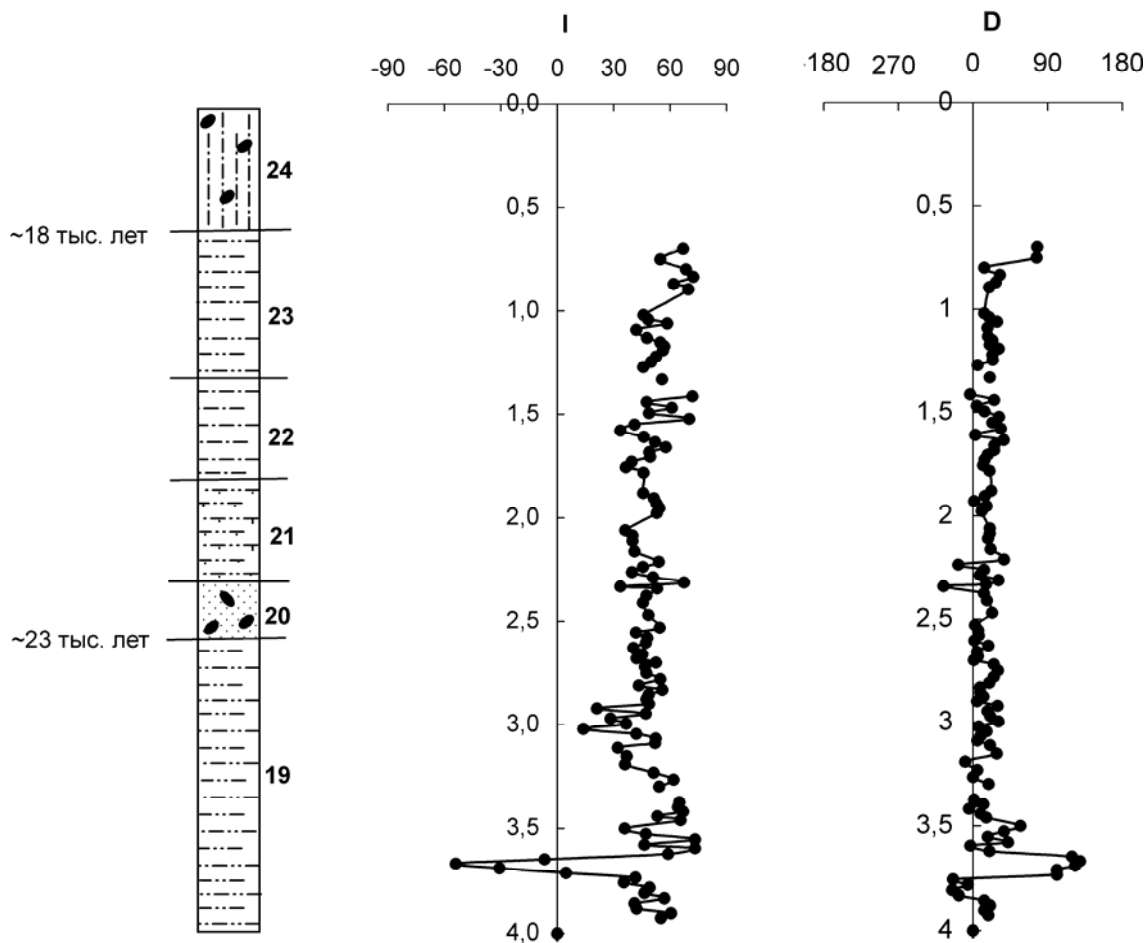


Рис. 1. Литологическая колонка разреза Караджа

1 – конгломератам, 2 – пескам, 3 – супеси, 4 – песчанистым алевролитам, 5 – песчанистым известковистым алевролитам, 6 – алевролитам, 7 – известковым алевролитам, 8 – окатышам карбонатных глин.

террасы разреза Караджа имеет отчетливое двухчленное строение, – две пачки, отвечающие трансгрессии, разделены пачкой регрессивных отложений. В верхней трансгрессивной пачке и записано anomальное поведение геомагнитного поля.

Помимо проблемы истории геомагнитного поля, верхняя террасовая часть разреза Караджа позволяет решить ряд важных прикладных задач как стратиграфии, так и тектоники региона. Одна из этих проблем, – проблема синхронности или асинхронности каспийских трансгрессий в плейстоцене трансгрессиям мирового океана. Общепринятой является точка зрения на асинхронность гляциоэвстатических трансгрессий замкнутых и открытых бассейнов. Однако, уже давно при конкретном палеонтологическом и радиологическом изучении Каспийского и Черного морей выяснилось, что на таких уровнях, как чауда – баку, карангат – верхний хазар, наблюдается практически полная синхронность в истории бассейнов [Федоров, 1978, Попов, 1983]. Изучение морских отложений разреза Караджа позволяет говорить о синхронности

«великой хвалынской трансгрессии» внутривалдайскому интерстадиалу, и следовательно, сурожской трансгрессии Черного моря.

Вторая, не менее важная проблема, – это фиксация фазы тектонической активизации между поздним хазаром и хвалынью, сформировавшей караджинскую складку, региональный (?) характер этой фазы и ее продолжительность.

В разрезе Тузла (черноморский регион, п-ов Тамань) авторами ранее было установлено, что покровное отложение морской террасы имеют в своем составе два почвенных горизонта, отвечающих двум стадиям внутривалдайского потепления (гражданское и дунаево). На последнюю падает интервал anomального поведения геомагнитного поля, который авторы сопоставляют с экскурсом Моно.

Как уже упоминалось ранее, покровные отложения, отвечающие внутривалдайскому интерстадиалу налегают на карангатские отложения с угловым несогласием. Отсюда можно предположить, что установленная фаза тектонической активизации имеет, по крайней мере, транскавказское значение,



а ее продолжительность не превышает 20 тыс. лет (от 70 до 50 тыс. лет тому назад).

Таким образом, литостратиграфические и тектонические палеомагнитные данные хорошо согласуются друг с другом и подтверждают правильность корреляции и датирования осадков верхней террасы разреза Караджа.

Работа выполнена при финансовой поддержке одного из авторов грантом РФФИ № 05–05–64790.

ЛИТЕРАТУРА

Пилипенко О.В., Абрахамсен Н., Трубихин В.М. Петро- и палеомагнитные исследования пород Тузла

(Краснодарский край) // Физика Земли, 2006. №4. С. 80–93.

Попов Г.И. Плейстоцен черноморско-каспийских проливов. М.: Наука, 1983. 216 с.

Трубихин В.М. Палеомагнитный метод и датирование региональных геологических событий Понто-Каспия. Новые данные по геохронологии четвертичного периода. М.: Наука, 1987. С. 150–157.

Федоров П.В. Плейстоцен Понто-Каспия. М.: Наука, 1978. 163 с.

Dodonov A.E., Tchepalyga A.L., Michailescu C.D. et al. Last-interglacial records from central Asia to the northern Black Sea shoreline: stratigraphy and correlation // J. Geosci. 2000. Vol. 79. P. 303–311.

ИЗМЕНЕНИЕ ЛАНДШАФТОВ СЕВЕРА ЕВРАЗИИ В СРЕДНЕВАЛДАЙСКОЕ ВРЕМЯ

В.В. Писарева, М.А. Фаустова

Институт географии РАН 119017, Москва, Россия; e-mail: paleo@online.ru

Реконструкция растительного покрова и ландшафтных условий средневалдайского мегаинтерстадиала на территории севера России (до 60° с.ш.) создана на базе хронометрических, палеоботанических, палеофаунистических и геолого-геоморфологических данных, полученных за последние годы. В задачу работы входили: общая характеристика природных условий мегаинтерстадиала, начиная с его термического оптимума 41–35 т.л.н. и построение схематических карт на последнее потепление в интервале 28–26 т.л.н., а также последующее глобальное похолодание с термическим минимумом около 18 т.л.н.

Для характеристики рассматриваемых хроносрезов были составлены списки разрезов, надежно обеспеченных геохронологическими, палеоботаническими, палеофаунистическими, энтомологическими данными. Одновременно привлекались разрезы, где хроностратиграфическое положение слоев, не имеющих датировок, обосновано спорово-пыльцевым методом и результатами изучения макрофлоры. Использованы результаты исследований последних лет, опубликованные в материалах международных симпозиумов и совещаний, в том числе по проблемам стратиграфии четвертичных отложений и краевых ледниковых образований [Кириллов, 2000], IV Всероссийского совещания по изучению четвертичного периода (Сыктывкар, 2005), XI Всероссийской палинологической конференции (Москва, 2005), Международного рабочего совещания по проблемам корреляции плейстоценовых событий на Русском Севере (Санкт-Петербург,

2006] и др., а также в монографических сводках «Позднечетвертичная растительность и климаты Сибири и Российского Дальнего Востока» (Магадан, 2002); статьях отечественных и зарубежных журналов: «Криосфера Земли», «Quaternary Research», «Quaternary Science Reviews», «Quaternary International» за период 1999–2006 гг.

В основу реконструкции ландшафтов положены разработки В.П. Гричука, обосновывающие выделение гляциальных флор. Поиск современных аналогов зональных типов растительного покрова производился по новым материалам геоботанических исследований. Фазы развития растительности, характеризующие временные интервалы, выделенные в опорных разрезах, прослеживались с запада на восток по территории северной Евразии. Итогом работы явилось составление двух картосхем ландшафтных зон на срезы 28–26 т.л.н. и максимального похолодания около 18 т.л.н., а также общей характеристики растительности для более древних интервалов.

После 42 т.л.н. до максимума похолодания выделяется не менее двух потеплений (хронологические срезы 41–35 и 28–26 т.л.н.) и двух похолоданий (хронологические срезы 34–29 и 24–18). В потепление 41–35 т.л.н. на северо-западе Восточной Европы росли елово-сосновые леса с участием березы, в бассейне Печоры существовали редкостойные леса с преобладанием ели. На севере Сибири были распространены лиственничники, чередующиеся с участками лесотундры, а в низовьях Лены – злаково-осоковые тундры, с небольшим участием



ивы и карликовой березы. На Северо-Востоке во время этого потепления низменности были заняты лесотундровой растительностью, в межгорных районах присутствовали лесные ассоциации.

В похолодание (34–29 т.л.н.) в западных районах Восточной Европы развивались редкостойные елово-березовые леса, в бассейне Печоры, сменившиеся березовым редколесьем. На север Сибири продвинулась лесотундра, а в низовьях Лены существовала открытая осоково-моховая тундра. Низменности Северо-Востока были заняты осоково-злаковой, местами – кустарниковой тундрой, в межгорьях появлялась лиственница. Наибольшие различия в растительном покрове между ранними потеплением и похолоданием выявлены на Восточно-Европейской равнине.

Последнее потепление среднего валдая (28–26 т.л.н.) выглядит незначительным по своим климатическим параметрам. При почти повсеместном некотором снижении зимних температур летние температуры в ряде районов восточнее Урала могли быть выше современных значений. На севере Евразии в это время существовала довольно широкая зона тундры, кустарниковой тундры и лесотундры. Северная граница редкостойных лесов в Сибири резко опустилась на юг. На горных склонах, в межгорьях Восточной Сибири и Северо-Востока в

редколесьях существенную роль приобрели лиственница и кедровый стланик. На низменностях Северо-Востока распространялись ксерофитные сообщества (рис.)

Последнее глобальное похолодание привело к резкому изменению ландшафтов. После 24 т.л.н. значительная часть территории оказалась занята арктической пустыней в сочетании с травянисто-моховыми тундрами и галофильными группировками на осушенном шельфе. На широте полярного круга были распространены тундровые и степные группировки, сменяющиеся за Уралом травянисто-кустарничковой тундрой, а на крайнем Северо-Востоке (Чукотка) – осоково-злаковой тундрой с полынными группировками. Только на широте 60° и южнее был развит мозаичный растительный покров с участками полынно-маревых группировок вблизи лесотундровых экотопов. В целом климат становится наиболее холодным и сухим.

Разница в растительном покрове между потеплениями и похолоданиями, особенно ранними, наиболее выражена в Восточной Европе. В Сибири и на крайнем Северо-Востоке изменения природных условий не были существенными. Растительность имела черты сходства с современной. Климат отличался от современного за счет снижения зимних температур и уменьшения количества осадков.

ПОСТГЛЯЦИАЛЬНОЕ РАЗВИТИЕ ЛЕДОВО-ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК НА СИБИРСКОМ ШЕЛЬФЕ ЕВРАЗИИ

Е.И. Полякова¹, Р.Штайн², Х.А. Баух³, Х.Кассенс³

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия,

²Институт морских и полярных исследований им. Альфреда Вегенера, Бремерхаузен, Германия,

³Институт морских наук им. Лейбница, Киль, Германия

Согласно новейшим данным и палеогеографическим реконструкциям во время максимума последнего оледенения и глобальной гляциоэвстатической регрессии на мелководном, не покрывавшемся ледниковыми покровами шельфе моря Лаптевых и в юго-восточной части Карского моря преобладали процессы субаэрального осадконакопления [Svendsen et al., 2004 и др.]. Основные этапы изменений уровня моря на шельфе и континентальном склоне Сибирского сектора Евразийской Арктики в ходе постгляциальной трансгрессии в настоящее время реконструированы благодаря детальному AMS ¹⁴C датированию осадков [Bauch et al., 2001; Stein et al., 2004]. В настоящем сообщении нами представлены реконструкции изменений речного стока на Сибирский шельф Евразии, седиментационных и ледово-гидрологических обстановок

за последние ~ 12 тыс. календарных лет, осуществленных на основе исследований диатомей в детально датированных колонках донных осадков.

Материалы и методы исследований

Материалами исследований послужили 8 колонок донных осадков из восточных районов моря Лаптевых и юго-восточной части Карского моря, полученных в ходе российско-германских экспедиций 1995–2001 гг. Колонки взяты с глубин моря 20–51 м, их длина составляет до 5,6 м и охватывает временной интервал от 15,5 тыс. календарных л.н. до современности. AMS ¹⁴C датирование проводилось в лаборатории им. Лейбница (Киль, Германия). Преобразование полученных радиоуглеродных датировок в календарный возраст было проведено на основе установленного резервуарного эффекта с помощью программы CALIB 4.3 [Stuiver et al., 1998].

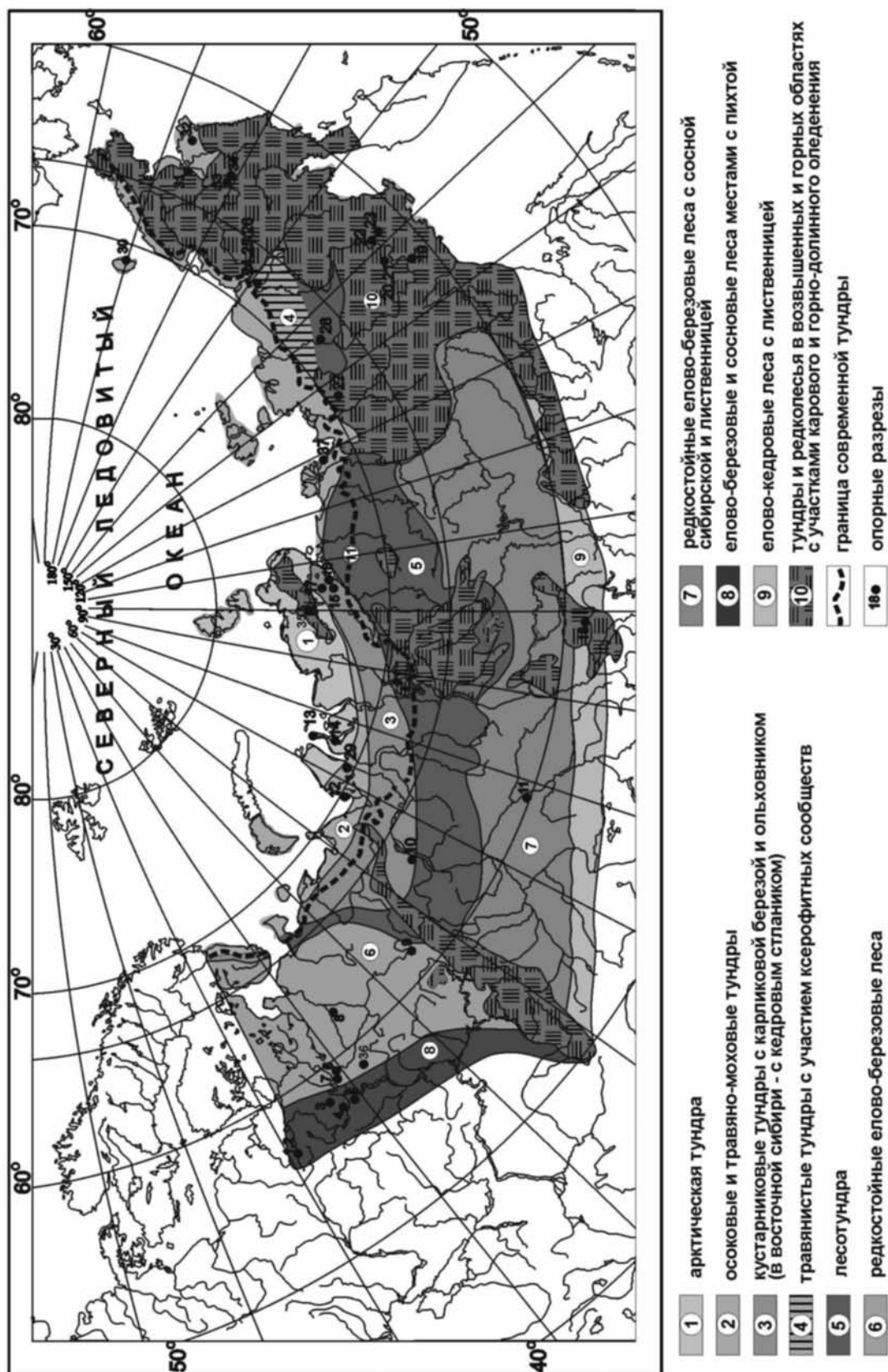


Рис. Ландшафтные зоны Северной Евразии на время 28–26 тыс. лет назад



Для реконструкций изменений поступления на шельф речных вод и солености поверхностных вод использовались установленные количественные соотношения между содержанием пресноводных диатомей в поверхностных осадках морей и средней межгодовой соленостью поверхностных вод [Polyakova, 2003]. Оценка изменений ледовых обстановок в морях осуществлялась по процентному содержанию в диатомовых ассоциациях ледово-морских диатомей [Polyakova, 2003 и др.].

Региональные особенности постгляциального развития морей

Море Лаптевых

Современная гидрологическая ситуация в море Лаптевых определяется, главным образом, поступлением арктических водных масс с севера и речных вод с юга. Около 70% пресных вод поступает в море за счет стока р. Лена, который в настоящее время направлен к востоку и северо-востоку, что обуславливает наибольшее распреснение вод в юго-восточной части моря [Gordeev, 2000]. Обширный мелководный (с глубинами до 50–60 м) шельф моря Лаптевых в период максимума последнего оледенения был полностью экспонирован, и на его поверхности происходило активное формирование мощных многолетнемерзлых толщ в условиях криоаридного климата [Павлидис и др., 1998; Bauch et al., 2001 и др.]. Постгляциальная трансгрессия обусловила катастрофически быстрое разрушение толщ многолетнемерзлых пород и смещение в целом к югу, как береговой линии, так и депонированных осадконакопления, которые установлены в пределах погребенных палеодолин крупнейших рек – Лена, Яна, Анабар, Хатанга [Kleiber, Niessen, 2000 и др.]. Согласно разработанной модели развития постгляциальной трансгрессии в море Лаптевых затопление шельфа на изобатах -50, -43 и -31 м произошло около 11,1; 9,8 и 8,9 тыс. л.н., соответственно, и современного положения уровень моря достиг около 5 тыс. л.н. [Bauch et al., 2001]. Полученные нами материалы исследований диатомей в грунтовых колонках в целом подтверждают данную модель развития трансгрессии, а также позволили осуществить детальные реконструкции ледово-гидрологических условий и седиментационных обстановок на шельфе.

На внешнем шельфе восточной части моря Лаптевых в интервале времени 11,3–11,0 тыс. календарных л.н., когда уровень моря был ниже современного на ~50 м, в палеодолине р. Яна происходило лавинообразное накопление взвешенных речных наносов (со скоростями осадконакопления около 170 см/тыс. лет) в условиях эстуария при солености вод < 9 [Polyakova et al., 2005], что устанавливается

по экстремально высоким концентрациям диатомей в осадках, в составе которых преобладали речные планктонные виды. В настоящее время подобные условия типичны для Обского и Енисейского заливов, представляющих внутреннюю зону «маргинального фильтра», где в условиях высоких градиентов солености происходит лавинообразное осаждение речной взвеси [Лисицын, 1994; Polyakova, 2003 и др.]. Дальнейшее повышение уровня моря обусловило смещение к югу депонцентра накопления речной взвеси, которое составило около 180 км за две тысячи лет [Polyakova et al., 2005]. В исследованном районе внешнего шельфа в этот период наблюдалось резкое сокращение скоростей седиментации (до 17 см/тыс. лет) и увеличение солености поверхностных вод, которая согласно нашим данным достигла показателей близких современным (15–16) около 8,6 тыс. л.н.

Около 9 тыс. л.н. уровень моря в ходе развития трансгрессии достиг положения современной изобаты 30 м [Bauch et al., 2001; Polyakova et al., 2005]. Максимально высокие скорости осадконакопления (> 170 см/тыс. лет) установлены в палеодолине р. Лена (глубина моря 32 м), свидетельствуя о смещении депонцентра на внутренний шельф, в южную часть восточной палеодолины Лены, которая в этот период представляла эстуарий [Bauch, Polyakova, 2003]. Лавинообразное накопление речной взвеси, важнейшим компонентом которого является диатомовый планктон, в интервале времени 9–8,6 тыс. л.н. происходило при низкой солености поверхностных вод (< 9). Данные реконструкции подтверждаются также выявленными минимальными для последних 9 тыс. лет значениями солености придонных вод в районе исследований, которые установлены по $\delta^{18}\text{O}$ [Mueller-Lupp et al., 2004]. Дальнейшее повышение уровня моря, сопровождавшееся последовательным смещением к югу береговой линии и устья Лены, обусловило резкое снижение скоростей осадконакопления в палеодолине Лены и увеличение солености поверхностных и придонных вод на внутреннем шельфе моря [Bauch, Polyakova, 2003; Polyakova et al., 2005; Mueller-Lupp et al., 2004]. Начиная с 7,4 тыс. л.н., когда уровень моря достиг положения близкого современному, на внутреннем шельфе моря Лаптевых установились условия, близкие современным, что установлено по видовому составу и соотношению основных экологических групп диатомей и реконструированным по диатомеям значениям солености поверхностных вод.

В районах, прилегающих непосредственно к дельте Лены, в пределах погребенных палеодолин Лены, реконструированы изменения речного стока за последние ~ 6 тыс. календарных лет, когда уро-



вень моря в ходе трансгрессии достиг положения близкого современному. В настоящее время эта мелководная часть внутреннего шельфа (глубины моря 27 м и 21 м) находится под интенсивным влиянием стока Лены, который поступает преимущественно в юго-восточную часть моря Лаптевых через протоки Трофимовская и Быковская, поставляющих около 90% суммарного ежегодного стока реки [Ivanov, Piskun, 1995 и др.]. Дельта Лены является относительно молодым гетерогенным образованием, сформировавшимся, главным образом, в позднем плейстоцене и голоцене в результате неотектонических процессов, изменений уровня моря и миграции рукавов [Pavlova, Dorodzkina, 2002 и др.]. Реконструированные по диатомеям изменения палеосолености поверхностных вод в прилегающих к дельте районах моря дают основание предполагать короткопериодные изменения речного стока, связанные как с климатическими процессами, так и возможными изменениями интенсивности стока Лены через основные протоки – Туматская, Трофимовская и Быковская. Наиболее значительные изменения, установленные для интервала времени 4,2–2,8 тыс. л.н. и сопровождавшиеся снижением солености вод в восточных районах (на 2–3) при соответствующем увеличении солености вод в районах, прилегающих к дельте Лены с севера, были, вероятно, обусловлены усилением стока через Трофимовскую и Быковскую протоки и его снижением через Туматскую протоку.

Карское море

Карское море ежегодно получает около 40% суммарного пресноводного стока в Северный Ледовитый океан, главным образом, за счет стока крупнейших Сибирских рек Обь и Енисей. Благодаря обширным комплексным исследованиям, проводившимся в Обском и Енисейском заливах и на прилегающей акватории моря в последние годы, детально разработаны модели седиментационных процессов, происходящих на арктическом шельфе при смешении речных и морских вод в условиях высоких градиентов их солености [Лисицын, 1994; Stein et al., 2004; Polyakova, 2003 и др.].

Исследованные нами колонки взяты на внешней северо-восточной части Енисейского залива с глубин моря 32 и 38 м и, согласно результатам AMS¹⁴C датирования, вскрыли осадки, соответствующие последним 15,5 тыс. календарных лет [Polyakova, Stein, 2004]. Полученные данные свидетельствуют, что около 15 тыс. календарных л.н., в районе исследований происходило озерно-аллювиальное осадконакопление в условиях высокой поймы. Около 9 тыс. л.н., когда уровень моря достиг положения современных изобат 30–32 м, район исследований был затоплен и представлял

собой, вероятно, внешнюю часть эстуария р. Енисей. Экстремально высокие скорости аккумуляции осадков, включая общий органический углерод, а также аккумуляции диатомовых водорослей, в первую очередь речных видов в интервале времени 9,2–9,0 тыс. календарных л.н., свидетельствуют, что депоцентр накопления речной взвеси находился в данном районе в этот период. Реконструированные значения палеосолености поверхностных вод (<7–8) хорошо согласуются с распределением средней межгодовой летней солености поверхностных вод внутренней зоны современного маргинального фильтра в эстуариях Оби и Енисея, характеризующейся лавинообразным накоплением осадков.

Последующее повышение уровня моря обусловило смещение к югу депоцентра и повышение солености поверхностных вод, которые достигли значений 11–13 около 7,5 тыс. календарных л.н. Максимально высокая палеосоленость установлена в интервале времени 7,5–6 тыс. л.н. и была, вероятно, связана с увеличением поступления североатлантических вод в юго-восточные районы Карского моря, также как и в море Лаптевых в этот период [Polyakova et al., 2005]. На протяжении последних 6 тыс. лет наблюдалось постепенное снижение солености вод и становление современных ледово-гидрологических условий.

Основываясь на данных по распределению в исследованных колонках ледово-морских диатомей и выявленной связи из содержания в составе диатомовых ассоциаций с межгодовым положением полыньи в зимний период [Polyakova, 2003] выявлены незначительные изменения географического положения полыньи в морях Лаптевых и Карское в голоцене, которые коррелируются, главным образом, с изменениями речного стока на шельф.

Таким образом, выполненные нами исследования диатомей в колонках донных осадков из различных районов морей Карское и Лаптевых, позволили осуществить реконструкции изменений речного стока и ледово-гидрологических условий, а также седиментационных процессов на Сибирском шельфе Евразии за последние 15,5 тыс. календарных лет. Установлено, что определяющую роль в эволюции данных процессов до 7,4–7,0 тыс. л.н. имело постгляциальное повышение уровня морей. Последующие выявленные изменения основных гидрологических параметров в морях Карское и Лаптевых со времени установления уровня морей близкого современному были связаны, вероятно, как с климатическими факторами, так и изменениями направления стока крупнейших Сибирских рек.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 06-05-65267), ИНТАС (проект № 03-51-6672) и гранта Российско-Германской ла-



ЛИТЕРАТУРА

- Лисицын А.П. Маргинальный фильтр океанов // Океанология. 1994. Т. 34. № 5. С. 735–747.
- Bauch H. A., Mueller-Lupp T., Taldenkova E., Spielhagen R. F., Kassens H., Groot P. M., Thiede J., Heine-meier J., Petryashov V. V. Chronology of the Holocene transgression at the North Siberian margin // Global and Planetary Change. 2001. № 31. P. 125–139.
- Bauch H.A., Polyakova Ye.I. Diatom-inferred salinity records from the Arctic Siberian margin: implications for fluvial runoff patterns during the Holocene // Paleoclimatology. 2003. № 18 (2). P. 501–510.
- Gordeev V.V. River input of water, sediment, major ions, nutrients and trace metals from Russian territory to the Arctic Ocean. In: «The Freshwater budget of the Arctic Ocean» (E.L. Lewis, et al., Eds.). 2000. Kluwer Acad. Publ., Netherlands. P. 297–322.
- Ivanov V.V., Piskun, A.A. Distribution of river water and suspended sediments in the river deltas of the Laptev Sea // Reports on Polar Research. 1995. № 182. P. 142–153.
- Kleiber H.P., Niessen F. Variations of continental discharge pattern in space and time: Implications from the Laptev Sea continental margin, Arctic Siberia // International Journal of Earth Science. 2000. № 89(3). P. 605–616.
- Mueller-Lupp T., Bauch H. A., Erlenkeuser H. Holocene hydrological changes of the eastern Laptev Sea (Siberian Arctic) recorded in $\delta^{18}\text{O}$ profiles of bivalve shells // Quaternary Research. 2004. № 61. P. 32–41.
- Pavlova E.Yu., Dorodzkina M.V. The Holocene alluvial delta relief complex and hydrological regime of the Lena River Delta // Polarforschung, 2002. № 70. P. 89–100.
- Polyakova Ye.I. Diatom assemblages in the surface sediments of the Kara Sea (Siberian Arctic) and their relationship to oceanological conditions. In «Siberian River Run-off in the Kara Sea: Characterization, Quantification, Variability, and Environmental Significance» *Proceedings in Marine Sciences*, R. Stein, K.Fahl, D.K. Fütterer, E.M. Galimov, O.V. Stepanets, Eds.). Amsterdam: Elsevier, 2003. P. 375–400.
- Polyakova Ye.I., Bauch H.A., Klyuvitkina T.S. Early to middle Holocene changes in Laptev Sea water masses deduced from diatom and aquatic palynomorph assemblages // Global and Planetary Change. 2005. № 48. P. 208–222.
- Polyakova Ye. I., Stein R. Diatom and organic carbon records from Holocene sediments of the South-Eastern Kara Sea (Arctic Siberian Margin: implications for paleoenvironmental reconstructions // Quaternary Research. 2004. № 62 P. 256–266.
- Stein R., Dittmers K., Fahl K., Kraus M., Matthiessen J., Niessen F., Pirrung M., Polyakova Ye., Schoster F., Steinke T., Fütterer D. K. Arctic (paleo) river discharge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record // Quaternary Science Reviews. 2004. № 23. P. 1485–1511.
- Stuiver M., Reimer P.J., Bard E., Beck J.W., Burr G. S., Hughen K.A., Cromer B., McCormic G., van der Plicht J., Spurk M. INTCAL 98 radiocarbon age calibration, 24000–0 cal. BP // Radiocarbon. 1998. № 40. P. 1041–1083.
- Svendsen J.I., Alexanderson H., Astakhov V.I., Demidov I., Dowdeswell J.A., Funder S., Gataullin V., Henriksen M., Hjort C., Houmark-Nielsen M., Hubberten H.W., Ingolfsson O., Jakobsson M., Kjer K.H., Larsen E., Lokrantz H., Lunkka J.P., Lysa A., Mangerud J., Matkovskiy A., Murray A., Møller P., Niessen F., Nikolskaya O., Polyak L., Saarnisto M., Siegert C., Siegert M.G., Spielhagen R.F., Stein R. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary Science Reviews. 2004. № 23. № 11–13. P. 1229.

ЭВОЛЮЦИЯ SPERMOPHILUS И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ ПРИЧЕРНОМОРЬЯ

Л.В. Попова

Сокращения и термины, принятые в работе: P^4 и P_4 – четвертые верхний и нижний премоляры, M^1 , M^2 , M^3 и M_1 , M_2 , M_3 – соответственно, первый, второй, третий верхние и нижние моляры; лофодонтность зубов – степень слияния элементов исходной бугорчатой поверхности в гребни; гипсодонтность – увеличение высоты коронки. Номенклатура элементов жевательной поверхности описана ранее [Попова, 2006].

Введение. До настоящего времени наиболее авторитетным источником информации по вымершим Spermophilini являются работы И.М. Громова.

Филогенетические связи между эоплейстоценовыми сусликами подрода Undulatus и *Spermophilus suslicus* И.М. Громова оставляет под вопросом; происхождение *S. pygmaeus* связывает со среднеплейстоценовым *S. musicoides*; а для *S. suslicus* и *S. citellus* допускает происхождение от позднеплейстоценового *S. severskensis*. В качестве прогрессивных тенденций морфологической дифференциации зубной системы Spermophilini рассматривается возрастание высоты коронки и усиливающаяся лофо-



донтность, развивающиеся как приспособление ко ксерофитизации ландшафтов (как и у полевок).

В соответствии с моделью пространственно-кариотипической дифференциации, предложенной для мелких *Spermophilus* И.В. Загороднюком, движущим фактором признается прогрессивная интеграция хромосомного набора, происходившая на фоне расселения представителей рода. Реконструированный на основе этой модели филогенез сусликов имеет линейный характер во времени: *S. xanthoprhymnus* → *S. citellus* → *S. odessanus* → *S. pygmaeus* → *S. suslicus*. Вид *S. suslicus* (s. l.) поделен на собственно *S. suslicus* и *S. odessanus* по кариотипическим данным.

Модель пространственно-кариотипической дифференциации построена, естественно, без использования данных по вымершим видам и на прямое стратиграфическое использование не рассчитана. Этого нельзя сказать про плио-плейстоценовую историю трибы, реконструированную в «Фауне СССР», однако все-таки суслики остаются проблематичной группой и почти ничего не дают для решения каких-либо стратиграфических проблем. Это особенно странно, если принять общность основных направлений развития зубной системы у них и у полевок. Очевидно, общепринятые представления об эволюции трибы не учитывают какой-то существенный фактор.

По мнению автора, данный фактор – важная роль факультативного хищничества в питании этих грызунов. Зубная система *Spermophilini* никогда не достигала уровня лофодонтности и гипсодонтности, сопоставимого с таковым у полевок. Устойчивые во времени тенденции морфологической дифференциации зубной системы, характерные для многих травоядных (кони, слоны, полевки), у сусликов не просматриваются. Развитие их зубной системы – это компромисс между необходимостью сохранения архаической бугорчатой жевательной поверхности, пригодной для некоторой всеядности, с одной стороны, и адаптации к ксерофитизации ландшафтов – с другой. Поскольку эти тенденции взаимоисключающие, та или другая из них будут доминировать в зависимости от экологических требований момента (в геологическом понимании), соответственно, эволюция сусликов должна иметь колебательный, или, возможно, итеративный характер. Исходя из этого, можно ожидать соответствия между этапами видообразования у сусликов и крупными палеогеографическими событиями в плейстоцене. Выявление этих соответствий является целью данной работы.

Материалы и методы. Данные об относительной древности дивергенции *S. citellus*; *S. pygmaeus*; *S. suslicus*; *S. odessanus* и *S. xanthoprhymnus* получены путем применения методов многомерного анализа к рецентному краниологическому материалу.

Вследствие большого количества исследованных признаков (28 качественных и 2 размерных, по схеме, предложенной ранее, см. сноску, для определения относительной древности эволюционных событий видового уровня у сусликов наиболее пригодными являются стандартные методы линейного дискриминантного анализа. Все изученные образцы (в нашем случае все премоляры и моляры исследуемых видов), точнее, информация о состоянии признаков, помещаются в многомерное пространство с количеством измерений, равным количеству исследуемых признаков. Требуется найти плоскости, которые разделяли бы области, занятые разными видами. Таких плоскостей на единицу меньше, чем исследуемых видов, и каждая из них описывается так называемой дискриминантной (канонической) функцией:

$$Bud = a + b_1 * x_1 + b_2 * x_2 + \dots + b_m * x_m,$$

где a – константа, $b_1, \dots, b_m$ – канонические оценки, $x_1, \dots, x_m$ – значения m признаков.

Полученные функции можно рассматривать как еще одну, новую систему координат, но уже со значительно меньшим количеством измерений. Канонические функции рассчитываются в порядке уменьшения их объяснительной силы – первая каноническая функция объясняет большую часть общей дисперсии, вторая – большую часть из того, что осталось, и т.д. Другими словами, наиболее значимая каноническая функция будет определять вид максимально обособленный (наиболее древний)... и т.д.

Нами построено две модели – на основе дискретных признаков R^4_4 - M^2_2 и размерных (континуальных) признаков M^3 , что позволяет включить в анализ *S. xanthoprhymnus*, вид, важный для понимания истории породы (для *S. xanthoprhymnus* недостаточно материала по M^3). Вычисления проведены при помощи статистического пакета «STATISTICA for Windows», версия 6 (StatSoft, Inc., 2001, США).

Результаты. На рис. 1 видно, что *S. citellus*, *S. pygmaeus*, *S. suslicus* и *S. odessanus* находятся практически в одинаковом положении по отношению к *S. xanthoprhymnus*, своему вероятному предку. При этом в дискриминацию *S. xanthoprhymnus* вносят вклад наиболее надежные канонические функции (I-я и II-я). I-я функция отвечает также и за дискриминацию *S. citellus*, а между *S. pygmaeus*, *S. suslicus* и *S. odessanus* наблюдается довольно тесная связь, особенно – между *S. suslicus* и *S. odessanus*. За дискриминацию *S. suslicus* отвечает каноническая переменная IV, наименее надежная, хотя все еще статистически значимая ($p=0,044$). Область зна-

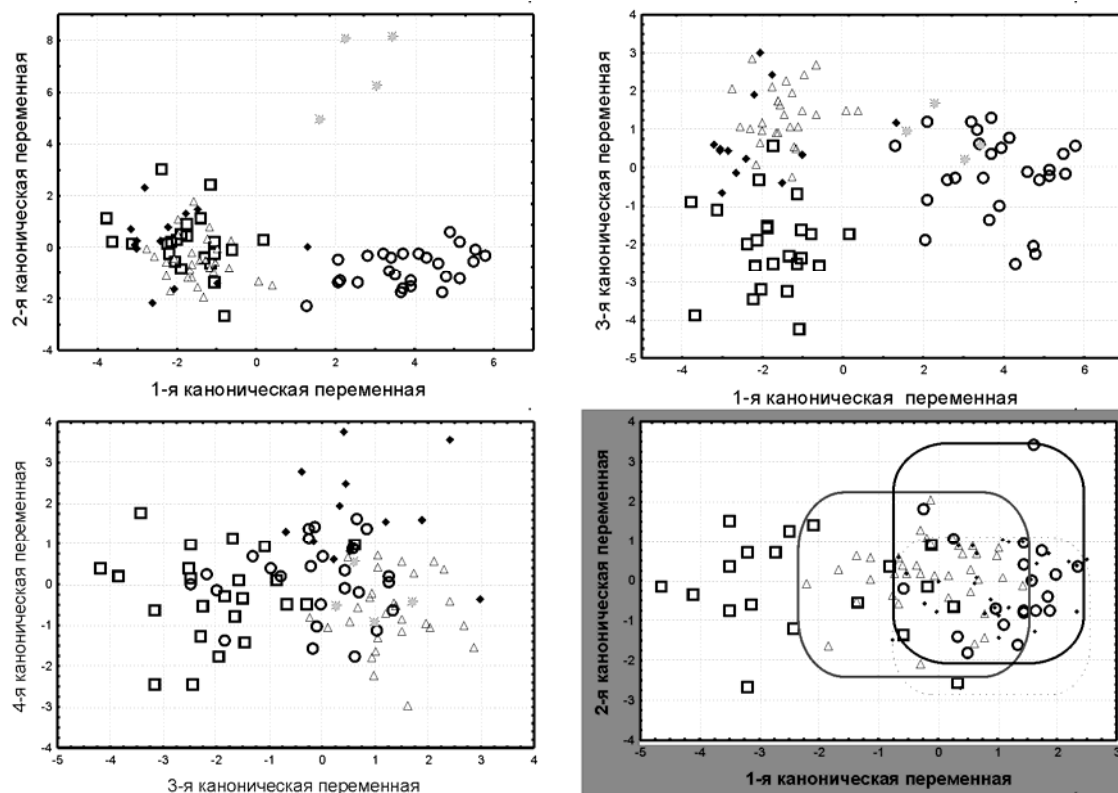


Рис. 1. Положение изученных видов в пространстве канонических переменных, рассчитанных по комплексу дискретных признаков $P^4-M^2_2$ (графики со светлым фоном) и по континуальным признакам M^3 (график с серым фоном)
 о – *S. citellus*; □ – *S. pygmaeus*; ♦ – *S. suslicus*; Δ – *S. odessanus*; * – *S. xanthophrymnus*

чений этого вида в пространстве III–IV канонических переменных заметно перекрывается с областями *S. odessanus* и *S. pygmaeus*. Но если обратиться ко второй модели, построенной по континуальным признакам M^3 , то *S. suslicus* полностью совпадает в пространстве канонических переменных уже с другим видом – *S. citellus*.

Если формально подойти к полученным результатам, достаточно разместить виды в порядке уменьшения объяснительной силы соответствующих канонических функций и интерпретировать это как «возраст» вида: *S. xanthophrymnus* → *S. citellus* → *S. pygmaeus* → *S. odessanus* → *S. suslicus*. Однако, обратившись к факторной структуре канонических переменных (таблица), мы видим, что если *S. xanthophrymnus* действительно выглядит максимально плезиоморфным (в функцию II, которая определяет исключительно этот вид, вносит свой вклад большая часть изученных признаков), то *S. citellus* имеет значительные факторные нагрузки только по комплексу признаков мезостилиа (msstl таблица). То есть, он утратил значительную часть элементов жевательной поверхности, и именно ту, которая необходима для возможного предка группы *S. pygmaeus*, *S. suslicus* и *S. odessanus*. Признаки, объединяющие три последних вида, назовем odes-

sanus-направленным комплексом признаков. Унаследованные в архаическом варианте от бугорчато-зубого *S. xanthophrymnus* через *S. pygmaeus*, у *S. odessanus* и *S. suslicus* эти признаки являются основой для формирования режущих поперечных гребней верхних зубов, что усиливает специализацию к питанию жесткой травянистой растительностью. Наконец, с достаточной очевидностью выделяется еще *pygmaeus*-комплекс – признаки нижних зубов, которые вносят основной вклад в дискриминационную силу функции III.

Теперь попытаемся согласовать полученные результаты с тем, что известно о плейстоценовых сусликах Причерноморья и Приазовья и об экологии рецентных форм:

1) В позднем плиоцене и эоплейстоцене на этой территории был широко распространен ногайский суслик. Его зубная система выглядела довольно архаично, по сравнению с видами, рассмотренными в данной работе.

2) В начале неоплейстоцена *S. pygmaeus*, или, по И.М. Громову, его непосредственный предок *S. musicoides* проникает на территорию Украины из Предкавказья. Результаты дискриминантного анализа также показывают *S. pygmaeus* наиболее древним в группе видов *S. pygmaeus*, *S. suslicus* и *S. ode-*



Таблица. Факторная структура канонических переменных, рассчитанных по дискретным признакам (серым цветом выделены наиболее значительные факторные нагрузки, менее информативные признаки, использованные в модели, в таблице не приведены)

	msstd P ₄	msstd M ₁	msstd M ₂	msstd M ₃	mscd P ₄	mscd M ₁	mscd M ₂	mscd M ₃	ectstd	msst P ⁴	msst M ¹	msst M ²	pacI P ⁴	pacI M ¹	pacI M ²	pacI2 P ⁴	pacI2 M ²	mecl2 P ⁴	mecl2 M ¹	mecl2 M ²
I	-0,06	-0,13	-0,08	-0,02	0,01	-0,10	-0,03	0,01	0,02	0,25	0,55	0,39	-0,08	-0,05	-0,09	0,01	-0,03	-0,08	0,00	-0,03
II	0,02	0,32	0,26	0,29	-0,04	0,07	-0,08	-0,09	0,08	0,22	0,13	0,04	0,28	0,30	0,10	0,38	0,01	0,06	0,24	0,09
III	0,04	-0,37	-0,24	-0,11	-0,21	-0,35	-0,33	-0,31	-0,23	0,04	-0,02	-0,08	0,25	-0,05	0,01	0,12	-0,13	0,14	0,06	-0,04
IV	0,26	0,01	-0,09	0,06	-0,12	0,15	-0,24	-0,18	-0,12	-0,01	0,12	0,04	0,12	-0,16	-0,06	0,30	-0,04	-0,27	-0,17	-0,25
	Pygmaeus-комплекс									Citellus - комплекс			Odessanus-комплекс							

ssanus. *S. cf. pygmaeus* появляется в Приазовье в раннетираспольской фауне Тихоновка2, которая, видимо, соответствует мартоношскому этапу почвообразования украинской схемы.

3) Чисто географические изоляционные механизмы играют важную роль в формировании ареалов современных видов; частичное перекрытие ареалов ведет к нарушениям репродуктивной изоляции (что, по убеждению автора, не может благоприятствовать видообразованию).

Все это можно связать в общий сценарий: продолжительное спокойное существование в Северном Причерноморье *S. nogaici* было обусловлено изоляцией этого региона от Предкавказья и Малой Азии, где обитал *S. xanthoprhymnus*; нарушение этой изоляции вызвало очередной шаг эволюции *Spermophilus*. Плио-плейстоценовая геологическая история Понто-Каспия изобилвала событиями, подходящими в качестве такого пускового механизма, но именно это и вводит в сомнение – событие должно быть уникальное. Кроме того, ни одно из них не подходит по времени (например, после исчезновения акчагыльских связей между Понтом и Каспием ногайский суслик процветал еще долгое время). Но можно предположить проникновение предков *S. pygmaeus* в Крым по перешейку, существовавшему в районе Керченского пролива в конце акчагыльской трансгрессии, согласно В.Н. Семененко. Крымский изолят оказался в условиях привычного ландшафта, поскольку *S. xanthoprhymnus* – обитатель предгорий, и постепенно начал осваивать степи, вытесняя ногайского суслика. Не исключено, что успешной экспансии *S. pygmaeus* способствовало похолодание приазовского времени, с которого начинается на Украине эпоха лессонакопления (на следующем, мартоношском этапе *S. pygmaeus* уже присутствует в Приазовье).

S. odessanus – несомненный потомок *S. pygmaeus*, но его зубная система приспособлена к большей растительности, поэтому он занимает относительно более увлажненные территории к западу от Днепра, где существует уже в завадовское (лихвинское) время (фауна Меджибожа, по данным Л.И. Рековца).

Появление *S. suslicus* произошло, очевидно, много позднее. Прямые палеонтологические данные об этом отсутствуют, поскольку до сих пор никто не пытался диагностировать ископаемые остатки *S. suslicus* и *S. odessanus*. Есть косвенное свидетельство – в позднем неоплейстоцене территорию современного ареала *S. suslicus* занимал *S. sever-skensis*, также с растительными адаптациями по типу *S. odessanus*, но сильнее развитыми. Вымирание *S. sever-skensis* – яркий пример небезопасности для сусликов «прогрессивной» специализации зубной системы по наиболее обычному для грызунов образцу (лофодонтность, гипсодонтность). Хотя травоядность (пасьба) и была исключительно выгодной адаптацией для плейстоцена, и в том числе и для его холодных этапов, однако, очевидно, не для зимоспящих млекопитающих. *S. suslicus*, исходя из сходства с *S. citellus* по строению М³, не испытал условий гляциалов, то есть, вероятное время появления этого вида – голоцен.

S. citellus, как и *S. pygmaeus* – непосредственный потомок *S. xanthoprhymnus*. Он сохранил значительный груз архаичных признаков, и может оказаться довольно древним. Но исходя из строения его зубной системы, приспособленной к относительно сочным растительным кормам, в состав тундро-степных фаун территории Восточной Европы не входил, что согласуется и с палеонтологическими данными И.М. Громова.

Автор очень признателен сотрудникам зоологического музея Киевского национального универси-



тета имени Тараса Шевченко, зоологического музея и отдела палеозоологии Национального Научно-природоведческого музея Национальной Академии Наук Украины за возможность пользования материалами, а также И.И. Дзеверину за помощь в освоении пакета «STATISTICA».

ЛИТЕРАТУРА

Попова Л.В. Диагностика ископаемых остатков *Spermophilus* // Проблемы палеонтології та біостратигії фанерозою України. К., 2006. С. 320–325.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СТРОЕНИЯ И ЧЕТВЕРТИЧНОЙ ИСТОРИИ ГОРНЫХ РЕЧНЫХ ДОЛИН (В СВЯЗИ С ДАТИРОВКАМИ СТОЯНКИ КАРАМА НА АЛТАЕ)

Г.А. Постоленко

Опубликованные по раннепалеолитической стоянке Карамы [Деревянко и др., 2005] палинологические данные о раннеплейстоценовом возрасте вмещающих артефакты отложений требуют подтверждения другими анализами. В настоящее время они могут быть дополнены геоморфологическими критериями датирования аллювия, выработанными на основе детального изучения строения и истории формирования долин разных горных систем. Предлагаемые в статье представления о закономерностях строения горных речных долин, в которые укладываются и данные о сложном строении долины р. Ануй, могут быть полезны при археологических изысканиях в горных регионах.

Строение горных долин, вопреки ещё бытующему упрощенному представлению об их последовательном углублении и соответственном расположении в них террас и аллювия (чем ниже, тем моложе), характеризуется большой сложностью. Последняя обусловлена тем, что горные долины прошли на протяжении четвертичной истории не однонаправленный путь развития, благодаря чему они, как, впрочем, и равнинные, содержат *залегающий закономерно* погребенный аллювий.

В целом горные долины мало изучены. Исключение составляют долины горно-промышленных регионов, в которых имеется обширный материал горных выработок. Достоверность представлений об их строении, закономерностях размещения в них разновозрастных аллювиальных свит и истории их формирования опирается на площадную реконструкцию позднекайнозойской речной сети, осуществлявшуюся с целью прогноза поисков россыпей. Прогнозные рекомендации отмечены весьма высокой степенью подтверждаемости при заверочных работах. В 1968–1988 гг. Магаданской экспедицией кафедры геоморфологии географического факультета МГУ в горных районах бассейна р. Колыма (восточная половина Яно-Колымского золотоносного пояса), комплексом методов изучены более

200 разрезов рыхлых отложений практически все опорные разрезы рыхлых отложений, вошедшие в предшествующие стратиграфические схемы, а также многочисленные литологически охарактеризованные разрезы горных выработок. На основе этих исследований составленная последняя стратиграфическая схема региона [Решения..., 1984], принята МСК в ранге унифицированной. Прямые геологические доказательства, использованные в этой схеме при датировании среднелейстоценовых осадков (изучены в едином разрезе в Малый-Сиенской впадине), позволили надежно установить хроностратиграфические показатели для аллювия обоих звеньев среднего плейстоцена (проблематичность датирования которых в предшествующих схемах как раз и находит своё объяснение в сложном пространственном положении аллювия этих интервалов и, соответственно, его доступности для изучения геоморфологами).

В свою очередь, выявленные черты истории формирования россыпей и закономерностей их размещения явились важными критериями достоверности датировок четвертичных отложений, особенно аллювия. Более того, получили, наконец, разрешение многие дискуссионные вопросы истории формирования автохтонных россыпей и транспортировки россыпеобразующих компонентов.

Полученные представления о закономерностях пространственного размещения разновозрастных аллювиальных свит нашли подтверждение в геоморфологических материалах других горно-промышленных регионов Сибири и Дальнего Востока страны [История развития речных..., 1977], для части которых также были представлены стратиграфические схемы в материалах того же Межведомственного стратиграфического совещания [Решения..., 1987].

Основные закономерности флювиального процесса в неоплейстоцене Четко проявленное влияние ландшафтно-климатических условий и об-



становок подразделяет флювиальную деятельность на эрозионные циклы [Гричук, 1975; Гричук, Постоленко, 1982; Постоленко, 2006], что проявляется в формировании цикловых террас. Каждый из циклов по времени коррелирует с климатическими ритмами четвертичного периода. Он состоит из двух основных фаз, приходящихся на определенные отрезки климатохронов. *Морфологические результаты* первой из них – фазы врезания – проявляются в углублении долины, формировании нового днища, преобладающем выносе транспортируемых наносов и перерыве в седиментации аллювия. Это время пограничное между климатохронами плейстоцена, приходящееся на сухую климатическую эпоху. Вторая фаза характеризуется седиментацией аллювия, что в морфологическом аспекте приводит к повышению уровня днища, его постепенному расширению, в процессе которого, что очень важно, существенно разрушаются формы рельефа и аллювий предшествующей истории формирования долин. *Седиментация аллювия* целиком укладывается в хронологические рамки климатохронов и более коррелирует с их влажными эпохами.

Индивидуальные показатели природы климатохронов отражаются как в качественных (литология и текстуры аллювия), так и количественных характеристиках (глубина врезания, ширина днища, мощность и масса аллювия) результатов флювиальной деятельности каждого эрозионного цикла. При этом важнейшее значение имеют различия в длительности климатохронов, определяющие *дление* процесса и, тем самым, количественные величины их показателей [Постоленко, 2006].

Установлено [Патык-Кара, Постоленко, 2004], что в макрорегионах с монотектонической структурой ландшафтно-климатическое влияние проявлено в *закономерном строении и пространственном положении аллювиальных свит* каждого эрозионного цикла. Локальные тектонические обстановки морфоструктур подчиненных рангов оказывают влияние, проявляющееся лишь в некоторых изменениях мощностей аллювия и его литологических характеристиках и, соответственно, в морфологии долины и ее форм. Но эти черты строения аллювия затушевываются в областях чрезвычайно активной тектоники – зонах перестройки структурного плана.

Основные черты строения горных долин.

Речная сеть в горных системах в основном развивалась в позднем кайнозое унаследовано. Положение четвертичного аллювия в них находится в гипсометрически нижней части долин, охватывающей лишь относительные высоты 0–100 (иногда чуть более) при общей глубине 400–600 и более м.

При ярко выраженной четковидности долин расширенные участки, преобладая по протяженно-

сти, маркируют собой или локальные морфоструктуры с замедленной интенсивностью новейшего поднятия или зоны протяженных разломов. Свойственные им так называемые террасоувалы скрывают под своей поверхностью аллювий практически всей четвертичной эволюции их рельефа. Высоты его поверхности, как правило, имеют отметки от 12–18 м до 60–90 м отн. [Постоленко, 1977].

Внутреннее строение долин определяется тем, что уже к началу неоплейстоцена долины были существенно более глубоки, чем представлялось ранее – ложе раннеоплейстоценового аллювия располагается на относительных высотах 25–35 м. Накопленный в два раннеоплейстоценовых эрозионных цикла аллювий имел значительную мощность (до 80–100 м). Ширина днищ долин Q_I превышала современную не менее, чем в 1,5–2 раза. В современных долинах он погребен и выходит на поверхность лишь в цоколях молодых террас или на склонах боковых притоков в указанных интервалах высот. Аллювий среднеоплейстоценовых циклов занимает практически весь четвертичный вертикальный интервал деятельности руслового потока. Но аллювий первого из этих циклов образует выраженную в рельефе террасу (отн. высота около 60 м), занимая вложено-прислоненное положение по отношению в раннеоплейстоценовому, а второго – погребен. Ложе последнего располагается ниже ложа современного днища или на одном с ним уровне. Аллювий позднеоплейстоценовых и голоценового эрозионных циклов формировался последовательно и залегает в долинах на относительных высотах примерно от -5 до 45 м, также занимая вложено-прислоненное положение.

Из разрезов, изученных в долине р. Ануй, видно, что пространственное положение разных по возрасту аллювиальных свит сходно с приведенными закономерностями их положения в других горных регионах. Наиболее гипсометрически низко расположенный аллювий (раскоп 1, [Деревянко, 2005]) имеет среднеоплейстоценовый возраст, а раннеоплейстоценовый аллювий раскопа 2 располагается на тех же относительных высотах, что и в долинах других упомянутых регионов. Позднеоплейстоценовый аллювий занимает вложено-прислоненное положение по отношению к древним аллювиальным свитам.

Сопоставления диапазонов залегания аллювиальных свит разных эрозионных циклов показывают, что одни и те же гипсометрические уровни подвергались обработке руслом несколько раз, при этом русло не только углубляло долину, но и в процессе аккумуляции расширяло её, подмывая борта и аллювий предшествующих циклов. Такая модель развития долин привела к сложному про-



странственному взаимоотношению аллювия разных возрастных пачек. Для него характерно: 1 – залегание на одних и тех же высотах аллювия разного возраста; 2 – непоследовательное чередование аллювия на *поверхности* террасоувалов, когда, например, между двумя пачками позднеплейстоценового аллювия может быть обнажен ранне- или срединеоплейстоценовый; 3 – сложные фациальные замещения аллювия и по вертикали конкретных разрезов и по латерали; 4 – изменчивость от места к месту указанных в пп.1–3 характеристик, обуславливаемая индивидуальной степенью сохранности аллювия каждого эрозионного цикла под влиянием активных внутридолинных перестроек.

Эти 4 положения служат основными предпосылками при определении геоморфологических критериев возраста аллювиальных толщ.

Степень сохранности аллювия разного возраста. Фрагментарность размещения погребенного аллювия – главное свойство строения горных долин. Именно это, а также и преувеличение роли тектоники в формировании долин привело к ошибочным трактовкам повышенных мощностей аллювия как показателей локальных тектонических условий в долинах, в то время, как ложе одновозрастных фрагментов образуют единые продольные профили.

В целом, степень сохранности разновозрастного аллювия зависит от многократных внутридолинных перестроек, при которых соотношения как вертикального, так и планового положения разновозрастных тальвегов, а также и размеры долин играют решающую роль. В крупных долинах более высока возможность для сохранности погребенного аллювия, в особенности, на их расширенных участках. И в общем случае условия сохранности более благоприятны у более глубоко залегающего древнего аллювия.

Распознавание разновозрастных пачек аллювия в единых разрезах затруднено потому, что часто друг на друга налегают пачки аллювия одинаковых динамических фаз, например, инстративных. В хронологическом аспекте эти пачки отделены временем нескольких эрозионных циклов. А по литологическому строению они весьма похожи – имеют сходные структурные и текстурные свойства. И только более углубленное и массовое изучение региона и разрезов позволяет обнаружить различия в гранулометрическом составе, окатанности, сортированности материала – обычно более древний аллювий имеет характеристики, свойственные более высокой степени обработки. Возможны и другие варианты, когда в подстилающей свите сохраняется больший вертикальный объем погребенного аллювия и в разрезе видна закономерная смена динамических фаз, как, к примеру, в раскопе №2 на стоянке Карама.

Визуальному распознаванию может помочь изучение строения аллювия по простиранию, т.к. аллювиальная свита и её ложе имеют вполне определенное строение и положение. По мере изменения условий функционирования процесса меняется по вертикали свиты состав и литолого-текстурные черты аллювия, коэффициент устойчивости минерального состава, степень сортированности, а также и сам характер русла потока. Преобладание бокового смещения русла в фазу седиментации приводит к расширению днища, увеличению его площади и аккумуляции аллювия на нем, но и к активному уничтожению аллювия предшествующих циклов. Для последней фазы седиментации аллювия характерно наличие субэвального материала, что отражается на свойствах и строении пачки. Происходит это потому, что прежнее аккумулярующее, разветвленное, русло постепенно спрямляется, поскольку наступает перстративная, а затем и инстративная фаза русловой деятельности, а на днище долины резко сужается зона русловой деятельности. В это же время активизируется селевая активность, конусы выноса боковых притоков отлагаются на днище главной долины, частично врезаясь в него, тем самым, усложняя не только его морфологию, но и генезис, строение и фациальные замещения заполняющей днище толщи. Именно такой генезис может иметь резко литологически выделяющаяся масса отложений в слое 7 раскопа 2.

Строение аллювия, слагающего террасоувалы, зависит также и от того, насколько срезана его поверхность склоновыми процессами, а срезана она априори весьма сильно, благодаря чему и появилось само название террасоувал.

Анализ разрезов стоянки и местонахождения артефактов. Несомненный интерес представляет вопрос о ярусных местонахождениях археологического материала в условиях постоянного действия водных потоков в днищах долин. Рассмотренный выше процесс формирования днища и накопления в нем аллювия представляет собой макропроцесс, процесс с длиннопериодным трендом, укладывающийся в рамки климатохронов четвертичного периода и подчиненный их климато-ландшафтным характеристикам и длительности. Но в пределах климатохронов наблюдаются колебания природного процесса подчиненных рангов, на которые также откликается флювиальный процесс [Постоленко, 2005, 2007]. В силу этого на фоне длиннопериодной тенденции накопления аллювия зафиксированы разной периодичности кратковременные эпизоды (по [Маккавеев, Чалов, 1986; Власов, 2005], периодичностью около 1850–2000 лет; и др.) врезания русел. Во время этих событий русло реки спрямлено и затопляемое во время паводков пространство



весьма сужено. На осушенных же, не затопляемых, площадях днищ успевает формироваться почвенный покров. Кроме того, горизонтальные перемещения русел также меняют положение осушенных пространств в пределах днищ. Можно полагать, что с подобными хронологическими интервалами и площадями эволюции поверхностей речных днищ связаны миграции стоянки древнего человека. Кроме того, именно этим может быть объяснено

наличие нескольких уровней расположения находок.

Итак, размещение в долинах разновозрастных аллювиальных свит выявляет сложную циклическую историю их формирования, при которой каждый эрозионный цикл обозначен индивидуальными морфоседиментационными результатами, существенные различия в которых обусловили наличие погребенного аллювия.

КЛИМАТ И РАЗВИТИЕ ЛАНДШАФТОВ В ПОСЛЕДНЕЕ МЕЖЛЕДНИКОВЬЕ НА ЮГЕ МАЛОЙ КУРИЛЬСКОЙ ДУГИ

Н.Г. Разжигаева¹, Т.А. Гребенникова¹, Л.А. Ганзей¹, Н.И. Белянина¹, В.Ю. Кузнецов², Ф.Е. Максимов²

¹ Тихоокеанский институт географии ДВО РАН, г. Владивосток; nadyar@tig.dvo.ru

² Институт географии СПбГУ, г. Санкт-Петербург; v_kuzya@mail.ru

Начало позднего плейстоцена является важным рубежом в развитии ландшафтов, интенсивное потепление вызвало коренную перестройку зональных систем на всей территории Северной Евразии [1]. Для Курильских островов сведения об отложениях этого возраста немногочисленны и весьма противоречивы.

На юге Малой Курильской Гряды (о-ва Зеленый, Танфильева) обнаружены разнофациальные отложения, детальное изучение которых с применением диатомового, спорово-пыльцевой анализов, тефро-стратиграфии, уран-ториевого и радиоуглеродного датирования показало, что отложения накапливались в последнее межледниковье. Целью работы является стратиграфическое расчленение отложений, восстановление палеоклиматических и палеоландшафтных ситуаций во время их формирования и сопоставление выделенных палеогеографических событий с глобальными климатическими изменениями и этапами развития природной среды в регионе.

Острова Зеленый и Танфильева имеют уплощенный рельеф и представляют собой террасовидные поверхности (высотой 10–15 м), в юго-восточной части о. Зеленый – до 25 м. На островах развиты болотные и луговые сообщества, древесная растительность отсутствует. Климат на островах океанический с теплой зимой (средняя T января $-5,3^{\circ}\text{C}$) и прохладным летом (средняя T августа $+16,1^{\circ}\text{C}$), сумма активных температур ($>10^{\circ}\text{C}$) – 1563°C , среднегодовая T – $+5,2^{\circ}\text{C}$, среднегодовое количество осадков 1020 мм [4]. Характерны туманы и сильные ветра, не позволяющие образовываться устойчивому снеговому покрову.

К позднему плейстоцену на изученных островах отнесены морские и континентальные разнофаци-

альные отложения, залегающие на эрозионной поверхности, выработанной в верхнемеловых осадочных и осадочно-вулканогенных породах. Морские отложения, представленные пляжевыми, лагунными и маршевыми фациями. Покровные отложения (мощностью до 3,60 м) сложены континентальными отложениями разного генезиса. В них обнаружены хорошо выраженные криогенные структуры.

Лагунные отложения, накопившиеся в трансгрессию, сопоставляемую с КИС 5е, выходят в основании берегового уступа на восточном побережье о. Зеленый ($43^{\circ}31,064'$ с.ш., $146^{\circ}11,248'$ в.д.). Они представлены голубовато-серой глиной (мощность до 1,40 м) с неясной горизонтально-волнистой слоистостью, которая по простирацию фациально замещается переслаиванием зеленовато-серых мелкозернистых хорошо сортированных песков с хорошо окатанной галькой и гравием. Кровля отложений расположена на +4 м н.у.м. Из отложений выделено три комплекса диатомей, свидетельствующих о смене обстановок от мелководной отмели до лагуны. В составе диатомей преобладают сублиторальные тепловодные виды. В небольшом количестве встречены неритические и океанические виды, в том числе субтропические, поступавшие с открытого океана. Здесь же обнаружены единичные переотложенные створки морских диатомей, вымерших в плио-плейстоцене. Снос пресноводных видов диатомей, шел с заболоченного побережья. Гранулометрический состав отложений говорит о спокойных условиях седиментации, в которых накапливались алевро-пелитовые илы. В развитии лагуны выделяется фаза, связанная с понижением уровня моря во время незначительного



похолодания, проявившаяся в увеличении содержания сублиторальных бентических видов и повышение доли арктобореальных и северобореальных диатомей, поступавших с открытой части океана. Падение уровня моря, вероятно, было незначительным. В разрезе фиксируется перерыв в осадконакоплении. Последующий подъем уровня моря вновь привел к образованию лагуны. Диатомовый комплекс отражает тепловодные условия, но, в целом, климат в это время был более прохладным, чем в предыдущее потепление. Водообмен лагуны с океаном стал более активным, о чем говорит высокое содержание и разнообразие неритических и океанических диатомей, в том числе тропических и субтропических. Снос пресноводных диатомей в водоем снизился.

Из отложений выделены богатые спорово-пыльцевые спектры с высоким содержанием пыльцы широколиственных (до 55 %). Изменение палинокомплексов по разрезу позволило выделить локальных зоны, отвечающим трем фазам развития растительности: 1) неморальных полидоминантных и смешанных хвойно-широколиственных лесов и развития болотистых участков на побережье; 2) темных хвойных и смешанных елово-пихтовых лесов с участием берез с широким развитием болотных ассоциаций на побережье; 3) парковых березовых и разреженных смешанных хвойно-широколиственных лесов с папоротниковым покровом, широкое развитие луговых и лугово-болотных ландшафтов на побережье. Климатические условия во время первой и третьей фазы были теплее современных, а вторая отвечает кратковременному незначительному похолоданию и, возможно, увеличению увлажнения. Спорово-пыльцевые спектры, скорее всего, фиксируют завершающую стадию оптимума последнего межледникового. В это время на Восточном Хоккайдо [5, 6] были распространены неморальные полидоминантные и смешанные хвойно-широколиственные леса.

В трансгрессию, сопоставляемую с КИС 5е, по видимому, накапливались отложения пляжевых и приурезовых фаций, залегающих на отметках до 10 м, и образовалась абразионная платформа высотой 10–15 м. Большая часть островов на юге Малой Курильской Гряды существовала в виде мелководных отмелей. Наиболее подробно мелководные отложения изучены в северной части о. Танфильева (43°26,809' с.ш., 145°54,952' в.д.), где в разрезе клифа вскрыто переслаивание желтовато-серых хорошо сортированных песков разной крупности и гравийников с хорошо окатанной галькой и многочисленными слоями черного шлиха. В верхней части разреза встречен розовый вулканический пепел дацитового состава. В песках обнаружены мор-

ские диатомеи с преобладанием литоральных южнобореальных форм.

На северном побережье о. Танфильева (43°25,853' с.ш., 146°54,387' в.д.) обнаружены морские отложения, представленные фациями верхней части подводного берегового склона и марша, которые накапливались при более прохладных климатических условиях. Среди морских диатомей доминируют сублиторальные северобореальные формы с участием южнобореальных. Резкие смены комплексов диатомей с преобладанием или морских видов (до 65%), или пресноводных, вероятно, связаны со скачкообразным снижением уровня моря на начальной стадии регрессии. В это время наземные ландшафты в районе Малых Курил претерпели существенную перестройку. Спорово-пыльцевые спектры характеризуется высоким содержанием пыльцы трав и кустарничков (до 76,3%), в группе древесных доминирует пыльца хвойных (до 71%), содержание пыльцы широколиственных не превышает 15%. Среди трав и кустарничков преобладает пыльца болотной растительности, злаковых и разнотравья, среди спор – сфагновые мхи. Такой состав палиноспектров свидетельствует, что на побережье была распространена темная хвойная тайга с элементами неморальной флоры, а также луговые и лугово-болотные ландшафты с зарослями ольхи. Климатические условия были близки к современным.

Из перекрывающего торфа были получены $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -датировки – 69,4 ± 8,2–7.0 тыс. л.н. и 73,0 ± 5,3–4,8 тыс. л.н. Выделение изотопов урана и тория из одних и тех же образцов из профиля торфяника осуществлялось с применением двух аналитических методик: (1) выщелачивания образцов и (2) их полного растворения. Полученные значения возраста торфа близки между собой и свидетельствуют, что морские отложения накапливались в заключительную фазу трансгрессии, сопоставляемой с КИС 5а. Эти результаты хорошо согласуются с данными $^{230}\text{Th}/^{234}\text{U}$ -датирования глубоководных отложений северной части Тихого океана, сформировавшихся в теплую фазу конца последнего межледникового около 80,4 тыс. л.н. [3] и морских отложений Южного Приморья с термофильными спорово-пыльцевыми спектрами (80600 ± 2900, K-171) [2].

Из этой части торфяника получены диатомовые комплексы, отражающие условия мелкого олиготрофного озера и развитие болотных обстановок. Полученные палиноспектры отражают прогрессирующее похолодание, выделены следующие фазы развития растительности: 1) елово-пихтовых лесов с неморальными элементами, с зарослями бересклета, калины, широкое развитие болотных ландшафтов на побережье; 2) елово-пихтовых лесов, развитие на побережье кустарничко-осоковых бо-



лот со значительным участием восковника. В этой части разреза торф имеет минимальную зольность (до 20,9%). Данные $^{230}\text{Th}/\text{U}$ -датирования и запрeдельная ^{14}C -дата >49500 л.н., ГИН-13463 л.н. свидетельствуют, что отложения накапливались в заключительную стадию последнего межледникового.

Озерно-болотные отложения перекрыты прослоем вулканического пепла (мощность 28 см), по химическому составу вулканического стекла, близкого к пеплам влк. Куттяро. Из вышележащего торфа выделены палиноспектры, отвечающие развитию елово-пихтовых лесов, роль неморальных элементов сокращается. Климат становится более прохладным. На побережье существовали кустарничко-осоковые болота с широким распространением восковника.

Похолодание, сопоставляемое с первой ледниковой эпохой позднего плейстоцена, фиксируется в спорово-пыльцевых спектрах из вышележащего торфа. На побережье были распространены заросли кедрового стланика, ольховника и переувлажненные луга и болота с *Silaginella selaginoides*, во внутренних частях островной суши существовали темнохвойные леса. Подобные палиноспектры характерны для отложений позднеплейстоценовых ледниковых эпох Хоккайдо [5, 7].

Верхняя часть погребенного торфяника накапливалась в условиях, которые предположительно сопоставляются с теплой эпохой второй половины позднего плейстоцена, климат был близким к современному или несколько холоднее. На обширной суше, объединявшей Малые Курилы с сопредельными островами, существовала лесная растительность. Выделяются: 1) фаза еловых лесов с папоротниковым покровом, появляется лиственница, на побережье были распространены сфагново-кустарничковые болота с участием *Lysichiton*, разнотравные луга. 2) фаза елово-пихтовых лесов, на побережье – сырые разнотравные луга и сфагново-кустарничковые болота с разреженными лиственничниками. Уровень моря был ниже современного, суша – значительно обширней: существовал сухопутный мост, объединявший Малые Курилы с сопредельными островами, что также способствовало развитию лесной растительности. Подобные леса существовали в это время и на Восточном Хоккайдо [6]. Смены озерно-болотных условий, установленные по изменению структуры диатомовых комплексов, возможно, отвечают развитию нескольких пресноводных водоемов, в накоплении отложений наблюдались перерывы. Озерный водоем имел преимущественно атмосферное питание, и фазы обводнения-заболачивания, скорее всего, были связаны с изменением увлажненности климата. Определенную роль иг-

рало выпадение вулканических пеплов разного гранулометрического состава.

Таким образом, потепление последнего межледникового, имевшее глобальный характер, привело к существенной перестройке ландшафтных зон на юге Курил – к расширению зоны широколиственных лесов в оптимальную фазу, которые сменились темнохвойными лесами различного состава. Сравнение хода развития ландшафтов в теплые эпохи позднего плейстоцена с современными показывает, что ландшафты, возникающие при близких климатических ситуациях, не являются полным подобием ранее существовавших. Специфика палеоландшафтных смен на небольших островах определялась значительным изменением конфигурации и площади суши при колебаниях уровня моря, что вызывало разрыв или объединение островных территорий и играло большую роль при миграции ареалов, определяло направленность и необратимость развития ландшафтов. Разделение большого массива суши на мелкие острова при трансгрессиях не являлось благоприятным фактором для существования лесов, образовавшиеся проливы препятствовали расселению отдельных видов, ареалы которых сдвигались в ту или иную сторону. Как правило, на мелких островах ведущими ландшафтами становились луга и болота, а леса занимали более крупные острова. Одним из отличий лесной растительности теплых эпох позднего плейстоцена от современных и голоценовых ландшафтов является то, что в их составе встречалась *Tsuga*, которая сейчас не произрастает на Южных Курилах и Хоккайдо. Ее пыльца часто отмечается в палиноспектрах из позднеплейстоценовых отложений Хоккайдо [6]. Для отложений последнего межледникового изученных островов характерно постоянное присутствие единичных пыльцевых зерен *Cryptomeria*, которые явно имеют аллохтонную природу и перенесены ветром, скорее всего, с о. Хонсю. Это может свидетельствовать об активной циклонической деятельности в весенний период во время цветения этого растения. Другим фактором, имеющим региональный характер, является вулканическая активность, оказывающая большое влияние на различные компоненты ландшафта. Анализ положения прослоев вулканических пеплов в разрезах свидетельствует о неравномерном характере появления вулканической активности в регионе в позднем плейстоцене: активизация отмечена в конце трансгрессивной фазы оптимума позднего плейстоцена, но максимальная активность вулканов, вероятно, наблюдалась во второй половине позднего плейстоцена.

Гранты РФФИ 05-05-64063, 05-05-79001; 06-05-64033.



ЛИТЕРАТУРА

1. Величко А.А., Борисова О.К., Зеликсон Э.М. Парадоксы климата последнего межледникового // Пути эволюционной географии. М.: ИГАН, 2002. С. 207–239.
2. Павлюткин Б.И., Белянина Н.И. Четвертичные отложения Приморья: некоторые итоги систематизации и дальнейшие перспективы изучения // Тихоокеанская геология, 2002. Т. 21, № 3. С. 80–93.
3. Пушкарь В.С., Черепанова М.В. Диатомеи плиоцена и плейстоцена Северной Пацифики (стратиграфия и палеоэкология). Владивосток: Дальнаука, 2001. 227 с.
4. Справочник по климату СССР. Вып. 34. Часть 1. Л.: Гидрометеиздат, 1970. 272 с.
5. Heusser C.J., Igarashi Y. Quaternary migration pattern of *Seliginella seliginoides* in the North Pacific // Arctic and Alpine Research, 1994. V. 26. N 2. P. 187–192.
6. Igarashi Y. Quaternary forest and climate history of Hokkaido, Japan, from marine sediments // Quat. Science Reviews, 1994. V. 13. P. 335–344.
7. Ooi N., Tsuji S., Minaki M. Pollen assemblages from Early Last Glacial Peat Sediments at Hiroo, Hokkaido, Japan // Jpn. J. Histor. Bot. 1996. V. 4. N. 1. P. 5–12.

МИНЕРАЛОГИЯ ПЛЕЙСТОЦЕН-ГОЛОЦЕНОВЫХ ПОРОД ОЗЕРНОВСКОГО РАЙОНА СРЕДИННОГО ХРЕБТА КАМЧАТКИ В СВЯЗИ С ЕГО ГЕОДИНАМИКОЙ

В.С. Родин¹, А.О. Волынец², Т.Г. Чурикова²

¹МГУ, Геологический факультет, Москва, vokva@bk.ru

²Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

Срединный хребт Камчатки расположен в 400 км западнее современного Курило-Камчатского глубоководного желоба и протягивается от вулкана Хангар на юге до Корякского нагорья на севере, пересекая Алеутский трансформный разлом, по которому принято проводить северную границу субдупирующей Тихоокеанской плиты, и продолжаясь еще более чем на 200 км на север. Предполагается, что Срединный хребт был сформирован как олигоцен-миоценовая вулканическая дуга, желоб которой был расположен в 200 км западнее современного. В конце миоцена вулканическая дуга Срединного хребта была заблокирована приключившимися восточными полуостровами (Шипунским, Кроноцким и Камчатским) [Федоров, Шапиро, 1998; Авдейко и др., 2002]. Не смотря на это, вулканизм в пределах Срединного хребта продолжается и поныне [Певзнер, Волынец, 2006].

Широкое развитие четвертичного, в том числе голоценового, вулканизма в пределах Срединного хребта остро ставит вопрос о причинах послемiocеновой вулканической активности района и её связи с современной зоной субдупции. Если южная часть хребта (например, вулканы Хангар и Ичинский) рассматривалась как тыловая зона Курило-Камчатской островной дуги [Churikova et al., 2001], то под северной частью хребта субдупция и сейсмофокальная зона в настоящее время не фиксируется [Park et al., 2001].

Недавно было показано [Волынец и др., 2005; Певзнер, Волынец, 2006], что позднеплейстоцен-

голоценовые породы вдоль всего хребта имеют сходные геохимические параметры (содержания микроэлементов и величины отношений несовместимых элементов, изотопный состав стронция, неодима и свинца), исходя из чего авторами указанных работ делается предположение об общем процессе, вызывающем плавление как под северной, так и под южной частью хребта.

Авторами было детально опробовано плиоценовое [Volynets et al., 2006] стратифицированное плато р. Правая и Левая Озерная и поле моногенных конусов плейстоцен-голоценового возраста, расположенных на нем.

Была изучена минералогия 12 образцов вулканических пород (6 пород плато и 6 пород конусов), с целью выяснения геодинамических обстановок формирования плато и конусов и установления возможных связей между их родительскими расплавами. Для этого проводилось сравнение минералогии пород плато и моногенных конусов, а также определение Р–Т условий по минеральным парагенезисам и оценка глубины магматических камер, в которых происходила их кристаллизация.

Согласно геохимическим данным [Волынец и др., 2005] все изученные породы этого района (как неогеновые, так и четвертичные) являются островодужными, т.е. мантийное вещество было метасоматизировано субдупционным флюидом, что отражается на спайдерограммах наличием Rb, Ba, U, K, Pb максимумов и Nb-Ta минимумом. На основании соотношений главных петрогенных окислов и рас-



пределения микроэлементов в породах, мы считаем, что лавы плато были сформированы при взаимодействии мантийного источника типа N-MORB и субдукционного флюида, а в формировании пород моногенных конусов, кроме этих источников, участвовал обогащенный компонент типа ОИВ.

Составы минералов анализировались на микрозондовом анализаторе Camebax SX50 на кафедре минералогии МГУ (операторы зонда Брызгалов И.А., Кононкова Н.Н.). Было сделано 102 анализа вкрапленников Ol, Px, Pl, Spl, Mt и стекла.

Состав вкрапленников оливина был измерен в 9 образцах: 5 образцах пород плато и 4 – моногенных конусов. В целом, все оливины довольно железистые (Fo83–62).

Вкрапленники пироксенов обнаружены и проанализированы в 7 образцах: 4 образцах пород плато и 3 – моногенных конусов. Клинопироксены присутствуют во всех 7 образцах, а ортопироксены – только в одной из пород конусов. Составы клинопироксенов достаточно близки, все они являются авгитами (Wo 0,36–0,47; En 0,37–0,49; Fs 0,10–0,22). Ортопироксены попадают в поле гиперстенов.

Вкрапленники плагиоклаза проанализированы в 7 образцах: 3 плато и 4 конусах.

Плагиоклазы пород плато достаточно основные, соответствуют битовниту (An72,5–86,5). Составы плагиоклазов пород конусов достаточно близки к плагиоклазам пород плато, но немного кислее и соответствуют в основном лабрадору (An51,8–72,6). Кроме того в плагиоклазах двух конусов обнаружена обратная зональность – их центральные части имеют гораздо более кислый состав (олигоклаз An28–30), и, кроме того, значительно обогащены калием относительно всех остальных проанализированных плагиоклазов (2,5–3 против 0,15–0,8 масс. %).

Кристаллы шпинели обнаружены в 2 образцах плато и 3 образцах, в остальных образцах вся рудная компонента представлена титаномагнетитом.

Наиболее существенные результаты, полученные при этом исследовании, можно свести к нескольким пунктам:

1. Согласно минералогическим данным, все изученные породы не являются равновесными с мантийными расплавами и претерпели достаточно длительный период фракционной кристаллизации (составы оливина не превышают Fo84).

2. По диаграмме $TiO_2 - Al_2O_3$ в клинопироксенах (рис. 1) можно судить об увеличении содержания внутриплитной компоненты обогащенной титаном в источнике магм с течением времени (от плиоценовых плато до голоценового Озерновского потока).

3. Факт нахождения в двух образцах пород конусов, отстоящих примерно на 3 км друг от друга, практически одинаковых плагиоклазов с обратной зональностью говорит о том, что процесс подпитки существующего относительно кислого очага более основными глубинными расплавами довольно обычен при формировании моногенных конусов и возможно является основным «спусковым крючком» их извержений.

4. По составам минеральных парагенезисов в программе PTF v.7.0, 2004 (ИЭМ РАН, г. Черноголовка) были сделаны расчеты Р–Т условий их образования. Для обоих типов пород (плато и конуса) эти условия оказались очень схожими и составили: температура 1000–1300°C и давление порядка 30–35 кбар, что соответствует глубине ~100 км.

Авторы благодарят Певзнер М.М. за организацию полевых работ и Ладыгина В.М. за предоставление образцов пород плато р. Левая Озерная.

Работа выполнена благодаря финансовой поддержке РФФИ (№ 05-05-64776).

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Попруженко С.В., Палуева А.А. Тектоническое развитие и вулcano-тектоническое районирование Курило-Камчатской островодужной системы // Геотектоника. 2002. № 4. С. 64–80.
- Волынец А.О., Чурикова Т.Г., Вернер Г. Геохимия вулканических пород Срединного хребта Камчатки // Вестник КРАУНЦ. 2005. Вып. 2. № 6. С. 21–33.
- Певзнер М.М., Волынец А.О. Голоценовый вулканизм Срединного хребта Камчатки // Проблемы эксплозивного вулканизма (к 50-летию катастрофического извержения вулкана Безымянный). Материалы первого международного симпозиума. 25–30 марта 2006 г. // Отв. редактор чл.-корр. РАН Е.И. Гордеев. Петропавловск-Камчатский. 2006. С. 124–132.
- Федоров П.И., Шапиро М.Н. Неогеновые вулканы перешейки Камчатки и геодинамика Алеутско-Камчатского сочленения // Геотектоника. 1998. № 2. С. 60–76.
- Churikova, T., Dorendorf, F., Wörner, G., Sources and fluids in the mantle wedge below Kamchatka, evidence from across-arc geochemical variation // Journal of Petrology, 2001. V. 42, N 8. P. 1567–1593.
- Volynets A., Woerner G., Churikova T., Layer P. The source of Pleistocene-Holocene volcanism in the Sredinny Range back arc, Kamchatka: constraints from trace elements and isotopic compositions // 5th Biennial Workshop on Subduction Processes emphasizing the Japan-Kurile-Kamchatka-Aleutian Arcs. Japan, 2006. P. 40–42.

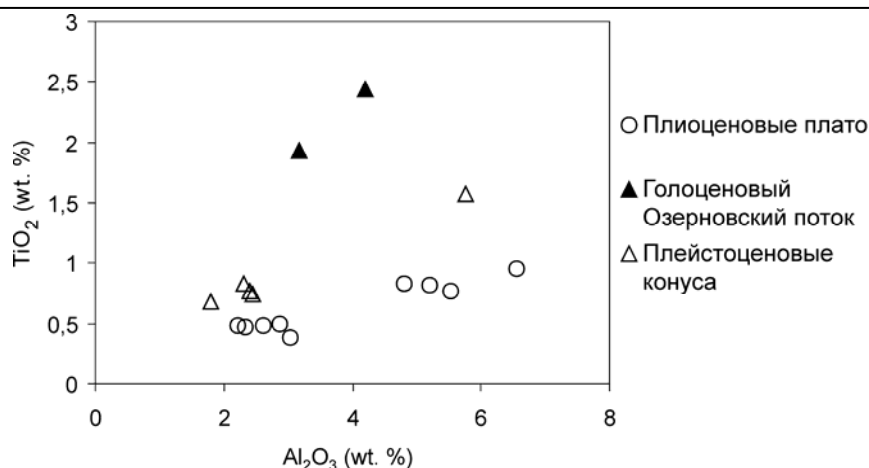


Рис. 1. Диаграмма $\text{TiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$ для клинопироксенов.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ РЫХЛЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГОРСКОГО ПОБЕРЕЖЬЯ БАЙДАРАЦКОЙ ГУБЫ КАРСКОГО МОРЯ

Ф.А. Романенко¹, Н.Г. Белова¹, В.И. Николаев², О.С. Олюнина¹

¹МГУ, Географический факультет;

²Институт географии РАН

Более полувека насчитывает история изучения рыхлых отложений восточного побережья Югорского полуострова. В 1951–52 гг. Б.Я. Осадчев впервые разработал представления о стратиграфии рыхлых толщ. В середине 1980-х гг. были обнаружены мощные залежи подземного пластового льда (ПЛ) в районе урочища Шпиндлер в 40–60 км восточнее п.Амдерма [Гольдфарб, Ежова, 1985, и др.], проинтерпретированные как захороненные фрагменты ледникового тела. К аналогичным выводам пришла Т.В. Амплеева с соавторами [1991], описавшая пластовые льды в 250 км к юго-востоку от Шпиндлера в районе устья р. Нгоюяхи. Исследования 1993 г. на этих же разрезах позволили реконструировать палеогеографическую обстановку в конце позднего плейстоцена и в голоцене [Андреев и др., 1998; Романенко и др., 2001]. На рубеже тысячелетий детальные стратиграфические исследования в районе Шпиндлера провела группа отечественных и иностранных исследователей [Лейбман и др., 2000; Leibman et al., 2001; Manley et al., 2001; Lokrantz et al., 2003; Ingolfsson, Lokrantz, 2003]. Их взгляды на происхождение ПЛ расходятся – часть аргументов свидетельствует в пользу внутригрунтовой гипотезы его образования, другая часть – в пользу глетчерной. Отметим, что концепция образования ПЛ путём погребения фрагментов покров-

ного ледника испытала за последние 10 лет фундаментальные изменения – шельфовое оледенение этого региона Карского моря «удревнилось» на 50–60 тысяч лет от позднего Валдая [Гатауллин, 1992] до средней или даже ранней Вислы [Svendsen et al., 2004]. Пересмотр имевшихся концепций, развитие новых методов в сочетании с традиционным структурно-генетическим подходом, положение Югорского побережья в краевой зоне как горно-долинного оледенения Полярного Урала, так и гипотетического ледникового покрова Карского шельфа, хорошая изученность «соседнего» разреза у мыса Шпиндлера вызвали особый интерес к строению разреза в районе устья Нгоюяхи.

В ходе полевых работ в августе 2006 г. нами было детально прослежено строение толщ, обнажённых в береговых обрывах на протяжении 35 км на участке от фактории Яры до о.Левдиева. Здесь к берегу выходит сильно расчленённая термокарстом равнина высотой 15–40 м. В основании разреза, уходя под урез моря, лежит толща плотных осколчатых суглинков с валунами обычно хорошей (до 3 класса) окатанности (диамиктон). Кровля толщи очень неровная, размытая. В петрографическом составе валунов преобладают песчаники, алевролиты, аргиллиты, гранитоиды уральского происхождения, что отмечал ещё Б.Я. Осадчев. В глинах встре-



чаются единичные морские раковины плохой сохранности. В.Н. Гатауллин [1992] отнёс эту толщу к «карской морене», и представления именно об её возрасте резко изменились благодаря серии радиоуглеродных датировок из вышележащей толщи, датированной у Марре-Сале на Ямале.

В районе устья Нгоюяхи песчано-глинистая толща содержит окатанные обломки древесины ($44\,900 \pm 1100$, ГИН-13796). Тонкие (1–5 см) слои суглинков и глин переслаиваются с мелко-тонкозернистыми песками и образуют горизонтальную, местами косую и волнистую слоистость. При этом переходы между различными литологическими разностями очень постепенны. Часто встречаются прослои хорошо окатанной гальки и гравия мощностью до 0,3–0,5 м, иногда сильно ожелезненные и сцементированные, содержащие обломки и целые створки толстостенных двустворчатых моллюсков и гастропод. Характерны прослои окатанного каменного угля гравийно-галечной размерности.

Описанная толща одновозрастна распространением на Ямале варьяхинским оторфованным алевритам, оленьим и байдарацким пескам [Forman et al., 2002; Астахов, 2006]. Есть и существенные особенности – значительные количества гальки и гравия, меньшая обогащённость органическим материалом и т.д. Но главным отличием является залегание именно в этой толще ледяных тел мощностью до 9 м.

Они лежат согласно слоистости и встречаются в разрезе самых высоких, уцелевших от термокарста фрагментов междуречий. Кровля льда неровная и поднимается к подошве деятельного слоя на высоту более 25 м, в то время как подошва ледяного тела иногда опускается к урезу Карского моря. Нижняя часть дислоцирована, включает в себя линзы и прослои мелко-тонкозернистых песков. Во льду иногда наблюдается чёткая горизонтальная слоистость более прозрачных и более матовых прослоев мощностью до 10–15 см. В единичных случаях они смяты в пологие складки. На боковом контакте ледяной пласт разделяется на серию шлиров, мощность которых падает с удалением от него от 20 до 1–2 см. Постепенно шлиры, лежащие согласно слоистости песков, превращаются в обогащённые льдом песчаные прослои и уже в 10 м от ледяного тела исчезают, растворившись в массе вмещающего льда мелко-тонкозернистого сизовато-серого песка с массивной криогенной текстурой.

Кроме крупных ледяных тел протяжённостью до 100–110 м, в уступах вскрываются и небольшие (протяжённость 1–2 м, мощность до 2 м) ледяные линзы и прослои сходного облика – фрагменты уже вытаявших пластов. На участках распространения ПЛ наиболее активна термоденудация – здесь сформировались термоцирки до 100 м в попереч-

нике, рельеф которых непрерывно изменяется обвально-осыпными, солифлюкционными, эрозионными процессами и оползнями-сплывами.

По общей минерализации льды оказались пресные и ультрапресные (49–168 мг/л), преимущественно гидрокарбонатного, реже гидрокарбонатно-сульфатного класса, с преобладанием катионов Ca^{2+} и Mg^{2+} . Ещё более низкая засоленность характерна для перекрывающих льды песков (19–105 мг/л).

Изотопный анализ, впервые проведённый для всего ледяного пласта в нижней части берегового уступа, показал значительную изменчивость содержания изотопов кислорода $\delta^{18}\text{O}$ и дейтерия δD с глубиной. Если у кровли пласта содержание $\delta^{18}\text{O}$ не опускалось ниже -18,2 ‰, то ближе к его подошве оно достигло значений -19÷-21,5 ‰. Существенные изменения изотопного состава отмечались и ранее [Романенко и др., 2001] – у образцов, отобранных из одного и того же пласта на одной высоте, диапазон вариаций $\delta^{18}\text{O}$ превышал 6 ‰ (от -18,4 до -25,2 ‰). При этом вертикальный тренд изменения содержания ^{18}O отсутствует.

Достаточно большая амплитуда колебаний говорит о невозможности формирования данной залежи путём погребения наледного или озёрного льда, а также исключительно сегрегационным путём. Напротив, эти данные не противоречат возможности захоронения здесь снежников или ледников.

По соотношению $\delta^{18}\text{O}$ и δD составлено уравнение линейной регрессии, имеющее вид $\delta\text{D} = 7,1 \cdot \delta^{18}\text{O} - 12,7$ со значением коэффициента смешанной корреляции $r^2 = 0,98$. Уклон прямой 7,1 характерен как для внутригрунтовых, так и для атмосферных льдов, но несколько ближе к последним. Такое положение кривой можно объяснить полигенетичностью льда, что характерно, в частности, для глетчерных льдов.

Содержание изотопов кислорода и водорода в других природных объектах (современные снежники, озёра) в целом более высокое (-8,5÷-12,5 ‰), чем средние значения для ПЛ. И только свежавывавший при температуре ниже 0°C снег (-24,5 ‰) изотопически легче.

Таким образом, ультрапресные пластовые льды с единичными складками лежат согласно с вмещающими их слоистыми также пресными отложениями, сформированными динамичными водными потоками. Изотопный состав льдов говорит, скорее, в пользу их атмосферного происхождения.

Всё это позволяет предположить, что сложно построенная песчано-глинистая толща с галькой, вмещающая пластовые льды, формировалась в условиях перигляциальной озёрно-аллювиальной равнины при сносе материала с прилегающей части Полярного Урала, что также подтверждается диатомовыми и палинологическими данными [Романенко и др., 2001]. В



результате интенсивного поступления аллювиально-пролювиальных (возможно, и водно-ледниковых) осадков и русловых переформирований здесь были погребены ледяные тела различного происхождения – наледи, снежники, снежно-ледяные массы, возможно, остатки языков уральских ледников. В дальнейшем льды периодически разрушались термокарстом (поэтому на данном участке термокарстовые котловины занимают значительные площади), и снова консервировались, что обусловило сложное строение и состав ледяных залежей.

К фрагментам междуречий, сложенным вышеописанной песчано-глинистой толщей, примыкают субгоризонтальные участки высотой 4–10 м, ранее считавшиеся I-й морской террасой. Они сложены горизонтально- и реже – наклонно- и косослоистыми песками с гравием, галькой, прослоями суглинка, иногда оторфованными. В основании разреза, уходя под урез моря, лежат глины, содержащие гальку и валуны, но отличающиеся по облику от «Карского диамиктона». В пески вложены торфяные линзы мощностью до 1,5 м, разбитые ледяными жилами шириной до 0,4 м. Торф начал накапливаться более 8 тыс.л.н. (8280±60, ГИН-13800), что говорит о доголоценовом возрасте подстилающих осадков. Изотопный состав голоценовых ледяных жил заметно тяжелее, чем пластовых льдов (-12,5÷-15,4 ‰).

Интенсивный термокарст вызвал образование многочисленных озёрных котловин, заболачивание которых в ходе последующего развития привели к формированию торфяных линз, в изобилии вскрывающихся в обрывах. Массовое торфообразование относится к периоду 8000–8500 р.л.н. Но и до этого мёрзлые толщи интенсивно вытаивали. На многих участках при протаивании льдистых толщ торфяные, обогащённые органическим детритом или тонкодисперсной органикой прослои, отражавшие этапы увлажнения, деформировались термоденудационными процессами, а затем промерзали снова. Судя по распространённости торфяных горизонтов в верхней части разреза, торфонакопление в заболачивавшихся котловинах термокарстовых водоёмов шло на протяжении большей части голоцена весьма интенсивно. Это подтверждается и чрезвычайно высокой расчленённостью Югорского берега хасырями нескольких генераций, часто вложенных друг в друга. Датирование торфяных прослоев позволило выявить несколько этапов повышенного увлажнения: 9700–10300 р.л.н. (10210±40, ГИН-13793; 9710±50, ГИН-13794); 4800 (4800±150, ГИН-13797); 3900 (3930±70, ГИН-13798); 3000–2500 (2590±40, ГИН-13791; 2950±70, ГИН-13792).

Торф часто подстилается горизонтом окатанных древесных остатков и аллохтонного растительного детрита (мусора), накапливавшегося 8200–11000

р.л.н. (8210±40, ГИН-7862пл; 10900±120, МГУ-1362). Реже в основании торфяных линз находятся сизовато-серые суглинки (оглиненные пески) мощностью до 1,5–2 м, отличающихся высокой льдистостью и линзовидно-толстошлировой криогенной текстурой. Их можно отнести к таберальным отложениям, промерзавшим в сильно водонасыщенном состоянии.

Значительные площади побережья заняты лайдой высотой до 4 м. Она сложена оторфованными оглееными сизо-бурыми суглинками, уходящими под урез моря и перекрытыми слабо разложившимся торфом мощностью до 0,5 м. Возраст торфа 2–3 тыс. р.л. (2400±40, ГИН-13799), что позволяет предположить, что в это время она вышла из-под уровня постоянного затопления и стала заболачиваться. Сейчас лайда частично заливается во время нагонов и сизигийных приливов.

Таким образом, в основании разреза рыхлой толщи Югорского полуострова находится диамиктон с размытой кровлей. Он перекрыт песчано-глинистой толщей возраста 30–50 тыс. л.н., содержащей согласно лежащие пластовые льды атмосферного (захороненные снежники или пассивные ледники) происхождения мощностью до 9–10 м, приуроченные к самым высоким на побережье гипсометрическим отметкам. Для вмещающих осадков характерна постепенная, без стратиграфических несогласий, смена литологического состава.

Уровень 4–10 м сформирован песчаными отложениями, лежащими на глинистом цоколе. Осадки этого уровня имеют доголоценовый возраст, что противоречит более ранней интерпретации этой поверхности как I-й морской террасы и говорит об отсутствии периодов более высокого стояния уровня моря в голоцене.

В две вышеописанные толщи вложены многочисленные линзы голоценовых алевроито-торфянистых озёрно-болотных отложений. Равнины Югорского берега были значительно переработаны в ходе, по крайней мере, трёх периодов активного термокарста, заканчивавшихся торфонакоплением в хасырях.

Лайдовые суглинисто-торфянистые позднеголоценовые отложения (2–3 тыс. л.н.) прислонены к более древним.

Работы поддерживаются РФФИ (проект № 05-05-64872).

ЛИТЕРАТУРА

Андреев А.А., Тарасов П.Е., Романенко Ф.А., Сулержицкий Л.Д., Терехов К.И. Растительность западного побережья Байдарской губы в конце позднего плейстоцена // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1998. Т. 6. № 5. С. 96–101.



Астахов В.И. О хроностратиграфических подразделениях верхнего плейстоцена Сибири // Геология и геофизика. 2006. Т. 47. № 11. С. 1207–1220.

Гатауллин В.Н. Пластовые льды западного побережья полуострова Ямал: строение, состав и происхождение // Материалы гляциологических исследований. Вып. 75. 1992. С. 50–57.

Гольдфарб Ю.И., Ежова А.Б., Романюк В.Ф. Северо-западный берег Югорского полуострова (урочище Шпиндлер) // Исследования геотехнических условий перспективных нефтегазоносных районов Карского моря. Т. 1. Рига: ВНИИМоргео, 1985. С. 71–136.

Коняхин М.А., Амплеева Т.В., Николаев В.И. Находка пластовых льдов в позднеплейстоценовых отложениях уральского побережья Байдарацкой губы // Материалы гляциологических исследований. Вып. 72, 1991. С. 227–228.

Лейбман М.О., Васильев А.А., Рогов В.В., Ингольфссон О. Исследование пластового льда Югорского полуострова кристаллографическими методами // Криосфера Земли, 2000. Т. IV. № 2. С. 31–40.

Романенко Ф.А., Воскресенский К.С., Тарасов П.Е., Андреев А.А., Николаев В.И., Сулержицкий Л.Д. Особенности формирования рельефа и рыхлых отложений западного Ямала и побережья Байдарацкой губы

(Карское море). // Проблемы общей и прикладной геоэкологии Севера. М.: Издательство МГУ, 2001. С. 41–68.

Ingólfsson O., Lokrantz H. Massive Ground Ice Body of Glacial Origin at Yugorski Peninsula, Arctic Russia // Permafrost and Periglac. Process. 14: 2003. P. 199–215.

Leibman M.O., Lein A.Yu., Hubberten H.-W., Vanshtein B.G., Goncharov G.N. Isotope geochemical characteristics of tabular ground ice at Yugorsky peninsula and reconstruction of conditions for its formation // Материалы гляциологических исследований. 2001. № 90. С. 30–39.

Lokrantz H.L., Ingólfsson Ó., Forman S.L. Glaciotectionised Late-Quaternary sediments at Cape Shpindler, Yugorski Peninsula, Arctic Russia: implications for ice movements and Kara Sea Ice Sheet configuration // Journal of Quaternary Sciences 18: 2003. P. 527–543.

Manley W.F., Lokrantz H., Gataullin V., Ingólfsson O., Forman S.L., Andersson T. Late Quaternary stratigraphy, radiocarbon chronology, and glacial history at Cape Shpindler, southern Kara Sea, Arctic Russia // Global and Planetary Change 31(2001). P. 239–254.

Svendsen J.I., Alexanderson H. et al. Late Quaternary ice sheet history of northern Eurasia // Quaternary science reviews. V. 23. № 11–13. 2004. P. 1229–1272.

РУКОКРЫЛЫЕ (CHIROPTERA, MAMMALIA) КАК ПОКАЗАТЕЛЬ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ЧЕТВЕРТИЧНОГО ПЕРИОДА: НЕКОТОРЫЕ ИТОГИ

В.В. Росина

Палеонтологический институт РАН, ros@paleo.ru

В конце четвертичного периода происходили заметные изменения ландшафтно-климатических условий, в которых эволюционировали биоценотические комплексы. Палеонтологические материалы свидетельствуют, что, например, на Северном Кавказе и Северо-Западном Алтае эти изменения сопровождались значительными перестройками сообществ млекопитающих [Nadachowski, Baryshnikov, 1991; Агаджанян, 2003, Дупал, 2004]. По полученным нами данным структура пещерных сообществ рукокрылых также изменялась за счет флуктуации соотношения таксонов и численности отдельных видов.

На позднечетвертичных материалах из палеолитических местонахождений Северо-Западного Алтая (пещеры Денисова, Каминная и др.) и Северного Кавказа (пещера Матузка), а также на современных фаунистических данных по летучим мышам этих регионов прослежена временная динамика со-

обществ рукокрылых за последние 150 тыс. лет и выявлены основные факторы ее определяющие.

В ходе обработки более 9000 костных остатков ископаемых рукокрылых Алтая нами установлено, что их позднеплейстоценовое сообщество состояло не менее чем из 8 видов: *Myotis blythii*, *Plecotus aff. auritus*, *Eptesicus nilssonii*, *M. dasycneme*, *M. petax*, *M. brandtii*, *M. ikonnikovi* и *Murina leucogaster*. Причем кости летучих мышей накапливались преимущественно в результате естественной гибели зверьков из состава зимних и летних популяций. Также отметим, что большинство позднечетвертичных рукокрылых морфологически идентичны современным видам, лишь некоторые плейстоценовые формы крупнее.

Анализ динамики численности таксонов показал (рис. 1), что с начала верхнего плейстоцена до голоцена в сообществе рукокрылых Северо-Западного Алтая доля остроухой ночницы *Myotis blythii* –

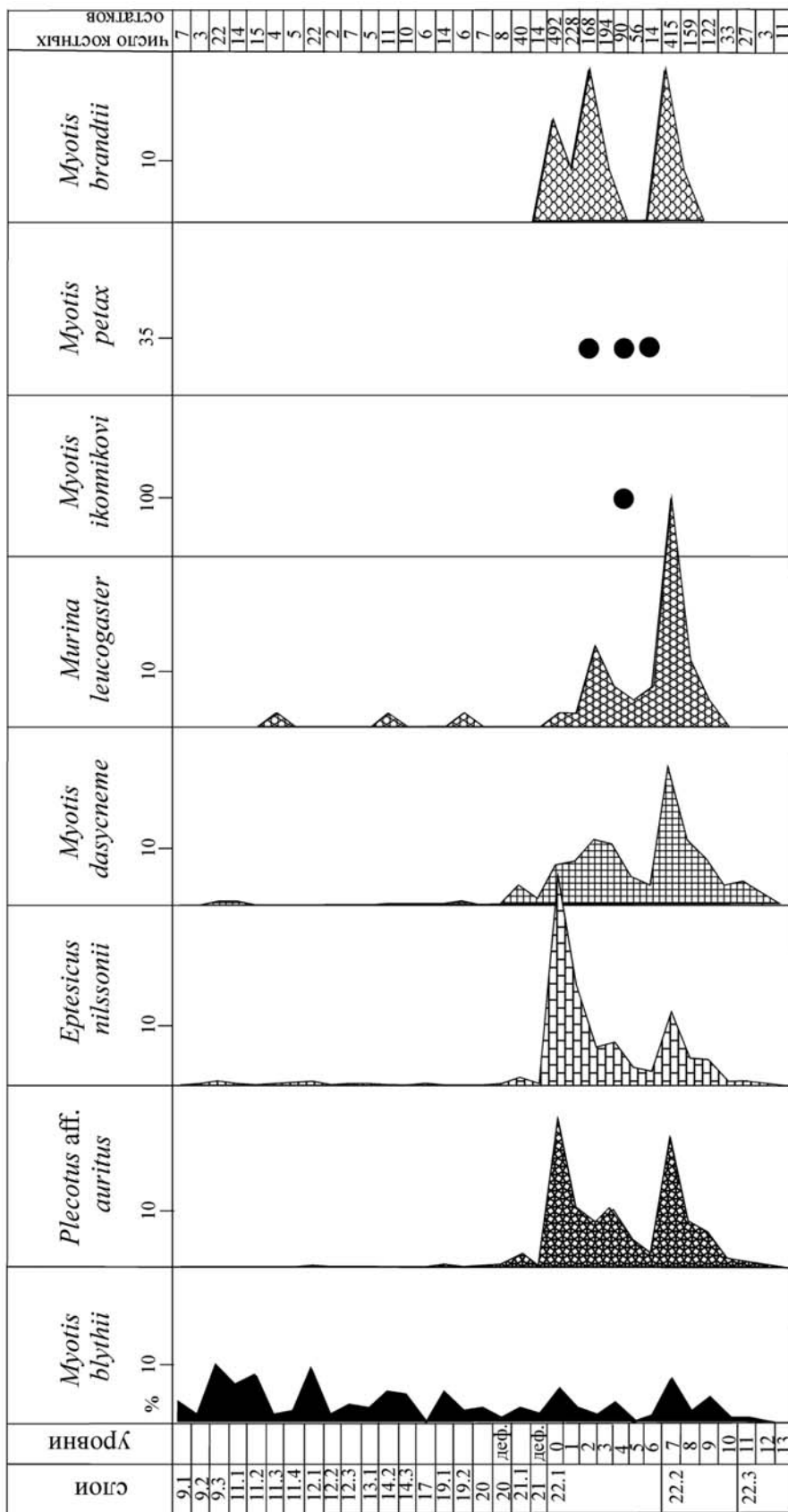


Рис. 1. Послойная динамика количества остатков рукокрылых в позднелейстоценовых отложениях Денисовой пещеры. Закрашенными кружками обозначены единичные находки мелких видов *Myotis*.



вида в распространении связанного с ландшафтами открытого типа, неуклонно возрастала. Полученные данные свидетельствуют о постепенном расширении в этот период площади открытых биотопов и сокращении лесных массивов. Это подтверждается результатами анализа структуры сообществ мелких и крупных млекопитающих, а также палинологическими данными [Агаджанян, 2003; Малаева, 1999]. Таким образом, в результате смены ландшафтно-климатической обстановки региона в середине верхнеплейстоценового времени структура сообщества рукокрылых изменилась от типично лесного до степного облика. Доминирующим видом среди пещерных рукокрылых крупного размерного класса стала *M. blythii*, преобладающие ранее типично таежные виды – *P. aff. auritus*, *E. nilssonii* и *M. dasycneme* заняли второстепенное положение.

Начало освоения палеолитическим человеком Денисовой пещеры отмечено резким падением численности колоний большинства пещерных видов рукокрылых, для которых губительным оказалось задымление полости пещеры в результате разведения костров. Однако, по-видимому, человек лишь сезонно пребывал в пещере, преимущественно зимой. Об этом свидетельствует успешное размножение здесь летней колонии *M. blythii*, на численности которой не отразилось влияние древнего человека, и она продолжала увеличиваться.

В голоцене произошел второй переломный момент в истории становления фауны рукокрылых Северо-Западного Алтая. В результате увеличения площади лесных массивов и сокращения степных ландшафтов доля *M. blythii* в сообществе пещерных летучих мышей уменьшилась. В конечном итоге фауна рукокрылых приобрела современный облик типично таежного типа с доминированием бореальных видов, таких как *M. dasycneme* и *P. auritus*. Таким образом, ископаемый материал по рукокрылым Алтая наглядно продемонстрировал влияние на структуру и состав сообщества летучих мышей двух биоценотических факторов: ландшафтно-климатического и антропогенного.

Изучение 217 краниальных фрагментов из пещеры Матузка Северного Кавказа показало, что в состав фауны рукокрылых в конце среднего плейстоцена входили: *E. serotinus*; *Vespertilio murinus*; *Nyctalus noctula*; *N. leislerii*; *M. blythii*; *Barbastella barbastellus*; *P. auritus*; *Rhinolophus ferrumequinum*; *Miniopterus schreibersii*; *Pipistrellus pipistrellus*; *P. nathusii*; *P. cf. kuhlii*; *Hypsugo savii*; *Myotis brandtii*; *M. nattereri*; *M. bechsteini*; *M. emarginatus*. В результате, из 23 видов летучих мышей, обитающих на Северном Кавказе сегодня, в ископаемом состоянии были обнаружены 17. По нашему мнению, отсутствие в ориктоценозе Матузка *Rhinolophus hipposi-*

deros, *Rh. euryale*, *Myotis daubentonii*, *M. auraszens*, *M. mystacinus* и *Nyctalus lasiopterus*, определено лишь тафономическими причинами. В противоположность алтайским материалам, сохранность костей, состав и соотношение видов в ориктоценозе Матузка свидетельствуют о его погадочном происхождении. Самыми многочисленными видами тафоценоза являются *E. serotinus* и *V. murinus*. В настоящее время оба вида являются синантропными и редко встречаются в пещерах. Наиболее вероятно, что в плейстоцене основным типом убежищ для *E. Serotinus* и *V. murinus* были дупла деревьев. Соответственно, кости этих видов поступали в тафоценоз из погадок пернатых хищников. Действительно, в настоящее время *E. serotinus* и *V. murinus* – одни из самых излюбленных объектов охоты совообразных [Schmidt, Topal 1971; Ruprecht 1990, 2005; собственные данные]. Остальные виды летучих мышей тафоценоза пещеры Матузка – типичные обитатели пещер. Однако и их остатки имеют погадочное происхождение, о чем свидетельствуют находки зубов (например, *P. auritus* и *M. cf. brandtii*) с эмалью поврежденной желудочным соком.

В ходе реконструкций истории рукокрылых Северо-Западного Алтая нами установлено, что развитие спелеобионтных сообществ летучих мышей в палеолите во многом определялось характером их взаимодействия с древним человеком. Влияние человека на динамику сообщества рукокрылых пещеры Матузка, по-видимому, было незначительным. Анализ костных остатков охотничьей добычи людей, населявших пещеру Матузка, показал, что пещера использовалась мустьерцами лишь в качестве временного охотничьего лагеря [Голованова и др., 1995; Несмеянов, 1999].

В тафоценозе Матузка соотношение остатков птиц, амфибий (*Bufo* sp.), рептилий (*Lacerta* sp.) и разнообразных мелких млекопитающих сильно меняется [Барышников, Голованова, 1989]. При этом прослеживаются четкие корреляции между кривыми накопления остатков летучих мышей и грызунов – обитателей разных биотопов в плейстоцене Кавказа (рис. 2). Кривая рукокрылых имеет прямую корреляцию с кривой грызунов горно-лесных ассоциаций, и обратную – с кривой грызунов открытых биотопов (горно-степного и горно-лугового комплексов). Это значит, что в годы, когда хищник добывал больше грызунов открытых ландшафтов, доля рукокрылых в рационе значительно падала, и наоборот. Соответственно, динамика численности рукокрылых в исследуемом ориктоценозе опосредованно (не напрямую) отражает смену ландшафтной обстановки окружения пещеры Матузка. В периоды, когда степень облесенности окружающих ландшафтов возрастала, численность костей рукокрылых в погадках перна-

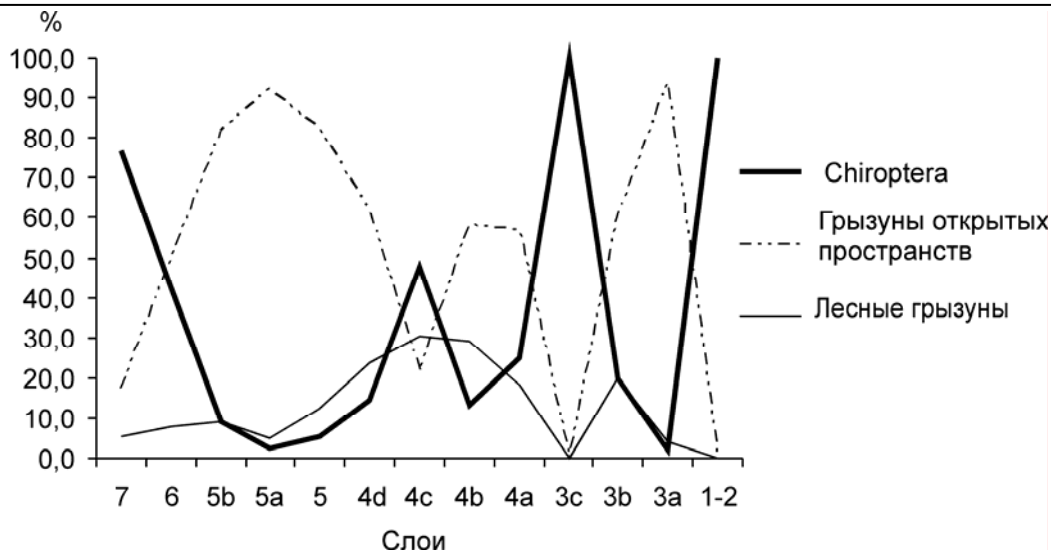


Рис. 2. Послойная динамика процентного соотношения остатков рукокрылых и грызунов в отложениях пещеры Матузка.

тых хищников увеличивалась. И наоборот, увеличение мозаичности биотопов и расширение площади открытых пространств влекло уменьшение доли рукокрылых в рационе хищных птиц.

В период микულიнского межледниковья на Кавказе фауна рукокрылых пещеры Матузка по видовому составу и общей численности была наиболее разнообразной и включала теплолюбивых *Rh. ferrumetium* и *Miniopterus schreibersii*. Граница распространения этих видов по разрезу местонахождения Матузка маркирует рубеж последнего межледниковья и начало валдайского оледенения. Находки *Pipistrellus* cf. *khulii* и *H. savii* также характерны для этой выделенной нами териофазы I. Слои, отложения которых копились в течение стадиялов и межстадиялов валдайского ледниковья, имеют более бедную и малочисленную фауну летучих мышей. Это выделенная нами териофаза II, которая включает *Myotis nattererii*, *M. emarginatus* и *M. bechsteinii* и характеризуется заметной нестабильностью соотношения таксонов. Доля холодолюбивых элементов фауны, таких как *Plecotus auritus* и *B. barbastellus*, заметно увеличена, по сравнению с териофазой I. Таким образом, ландшафтно-климатический фактор оказался определяющим для структуры и состава фауны рукокрылых пещеры Матузка.

Наши исследования показали, что общая динамика фаун летучих мышей отражает изменения палеогеографических условий в районе исследований. В этом смысле анализ структуры ископаемых сообществ рукокрылых дает не только дополнительную информацию о сменах условий окружающих обстановок, но в некоторых случаях может выступать самостоятельным критерием таких из-

менений. Кроме того, изучение плейстоценовых сообществ летучих мышей может иметь стратиграфическое значение, а отдельные виды могут выступать в качестве биостратиграфических маркеров временных рубежей накопления позднечетвертичных отложений разных регионов. Исследования были поддержаны грантами РФФИ (№04-05-64805, 05-04-48493), грантом поддержки высших научных школ, а также программой Президиума РАН «Эволюция и происхождение Биосферы».

ЛИТЕРАТУРА

- Агаджанян А.К. Млекопитающие позднего плейстоцена северо-западного Алтая в условиях активности древнего человека // Новейшие археозоологические исследования в России. М., 2003. С. 81–115.
- Барышников Г.Ф., Голованова Л.В. Млекопитающие мустьерской стоянки Матузка на Кубанском Кавказе // Материалы по мамонтовой фауне Северной Азии. Тр. ЗИН АН СССР. Т. 189. Л., 1989. С. 3–55.
- Голованова Л.В., Барышников Г.Ф., Левковская Г.М., Несмеянов С.А. Многослойная пещерная мустьерская стоянка Матузка на Северном Кавказе (результаты исследования 1985–1989 гг.) // Российская Археология. №3. С. 105–118; №4. 1995. С. 77–86.
- Дупал Т.А. Перестройка сообществ мелких млекопитающих на рубеже плейстоцена и голоцена северо-западного Алтая // Палеонт. журнал, 2004. № 1. С. 78–84.
- Малаева Е.М. Палинология плейстоценовых отложений предвходовой площадки Денисовой пещеры // Проблемы археологии, этнографии и антропологии Сибири и сопредельных территорий. Новосибирск: Ин-т археологии и этнографии СО РАН, 1999. Т. V. С. 163–168.