

УДК 551.33 : 551.79 : 551.807 : 621.039.86

Л. Р. СЕРЕБРЯННЫЙ

**ВКЛАД РАДИОХРОНОМЕТРИИ В ИЗУЧЕНИЕ ИСТОРИИ
ФОРМИРОВАНИЯ РЕЛЬЕФА РУССКОЙ РАВНИНЫ
В ПОЗДНЕМ ПЛЕЙСТОЦЕНЕ**

Согласно новым данным, в истории позднего плейстоцена на Русской равнине можно выделить два межледниковья и два оледенения. Обосновывается концепция каруколаского межледниковья, аналоги которого обнаружены во многих других частях земного шара. Не исключено, что этому межледниковью предшествовал максимум распространения позднеплейстоценовых льдов (бранденбургская — бологовская стадия). Соответственно последний ледниковый максимум связывается с померанской-вепсовской стадией. Приведены некоторые геоморфологические свидетельства хронологического перерыва между этими стадиями. Новая концепция существенно меняет представление о развитии морфоскульптурного плана Русской равнины в позднем плейстоцене. Отдельные этапы этого развития охарактеризованы с привлечением радиоуглеродных данных. Наиболее детально исследован период деградации покровного оледенения. Льды окончательно покинули территорию Русской равнины в конце аллерёда (около 11 000 лет назад).

Установление возраста рельефа — одна из самых сложных проблем геоморфологии, особенно когда возникает необходимость использования абсолютных хронологических показателей. Лишь сравнительно недавно благодаря применению радиоактивного изотопа углерода (C^{14}) открылись перспективы для определения абсолютного возраста органических материалов из верхнечетвертичных отложений, что позволило датировать определенные категории морфоскульптуры. В СССР работы по радиоуглеродному датированию были поставлены в 50-х годах по инициативе акад. А. П. Виноградова. Со второй половины 60-х годов темпы внедрения этого метода особенно возросли, полученные результаты позволили существенно уточнить, а в ряде случаев дать принципиально новую оценку событиям самого молодого этапа в истории Земли. Успехам радиохронометрии во многом способствовало привлечение свежего материала геоморфологических, геологических и палеонтологических исследований. Особое влияние оказали достижения палеоботанических методов (работы В. Н. Сукачева, В. П. Гричука, М. И. Нейштадта и др.), которые помогли детализировать последовательность растительных смен в плейстоцене и голоцене. На этой основе были предприняты реконструкции эволюции рельефа и ландшафтов с привлечением точных хронологических расчетов.

На территории Русской равнины наибольшее число датировок по C^{14} , включая ряд серийных, установлено для древнеледниковых районов. Подавляющее большинство этих датировок не превышает 50 000 лет. Более древние датировки пока немногочисленны, и их точность, по всей вероятности, понижена, но тем не менее иногда и они приобретают важную роль при изучении рельефа и четвертичных отложений (Серебрянный, 1965). Значения возраста свыше 64 000 лет были получены для отложений микulinского межледниковья из некоторых разрезов Ярославского Поволжья (Арсланов и др., 1966). Это межледниковье, довольно хорошо изученное геологическими методами, было приурочено к началу позднего плей-

стоцена и являлось вероятным аналогом рисс-вюрма, его сопоставляют с казанцевским межледниковьем Сибири, сангамонским — Северной Америки, эмским — Северной Европы и т. д.

Поскольку возраст данного межледниковья оказался за пределами досягаемости радиоуглеродного метода, В. А. Зубаков (1968) предпринял попытку использовать данные других радиохронометрических методов. В итоге возрастной диапазон континентальных отложений рисс-вюрма был установлен между 60 000 и 120 000 лет назад, а морских — между 75 000 и 100 000 лет. Несмотря на немногочисленность исходных данных, эти обобщающие оценки возраста рисс-вюрма приобретают опорное значение в палеогеоморфологии.

Оледенение, начавшееся после рисс-вюрмского межледниковья, обычно сопоставляют с вюрмом; оно известно под названием валдайского на Русской равнине, вислинского — в Северной Европе, висконсинского — в Северной Америке и т. д. Принимая во внимание указанные выше оценки возраста рисс-вюрма и продолжительность голоцена, можно рассчитать, что вюрм длился 50 000—55 000 лет. По мнению К. К. Маркова и А. А. Величко (1967), это было наиболее холодное оледенение в истории плейстоцена, хотя размеры ледниковых покровов тогда были гораздо меньше, чем в среднем плейстоцене.

Стратиграфическое подразделение вюрма дискуссионно. Широко распространено мнение о едином позднеплейстоценовом оледенении с рядом стадий и межстадиалов (Рельеф и стратиграфия..., 1961; Последний европейский ледниковый покров, 1965; Марков и др., 1965, 1967). Сторонником трехчленного подразделения вюрма на два оледенения — калининское и осташковское с промежуточным молого-шекснинским межледниковьем — выступил А. И. Москвитин (1949, 1967), которому в этом отношении принадлежит приоритет. Однако при повторном палинологическом исследовании (Гричук, 1961) стратотипные разрезы молого-шекснинского межледниковья оказались более древнего — микулинского возраста.

Результаты исследования некоторых разрезов плейстоцена на северо-западе Русской равнины, в Южной Эстонии, неожиданно подтвердили концепцию трехчленности вюрма. Наиболее убедительные данные получены для разреза Карукюла, расположенного южнее г. Килинги-Нымме на периферии возвышенности Сакала. Здесь на друмлинизированной равнине между двумя моренами вскрывается толща торфов, гиттий и сапропелитов общей мощностью 1,2 м. По палинологическим данным (Орвику, Пиррус, 1965), во время накопления органогенных осадков происходила последовательная смена растительных формаций от перигляциальных к мезофильным лесным и снова к перигляциальным. В фазу климатического оптимума в данном районе произрастали хвойно-широколиственные леса: основной фон составляли ель и сосна, однако примесь липы, дуба и вяза была значительна. В составе пыльцы смешанного дубового леса доминирует пыльца липы (15% из 18%). Наряду с пыльцевыми зернами обычной мелколистной липы (*Tilia cordata*) встречаются зерна термофильной крупнолистной липы (*T. platyphyllos*), которая в настоящее время не произрастает в Эстонии.

На основании серии конечных радиоуглеродных датировок древесины и торфа (ТА-99, 100, 101, 106) возраст фазы климатического оптимума первоначально был намечен между 48 000 и 33 000 лет назад, что согласуется с датировкой древесины из сходного разреза Пээду на возвышенности Отепя — $39\,180 \pm 1960$ лет (ТА-136). Совместно с Я.-М. К. Пуннингом и А. В. Раукасом (Пуннинг и др., 1967) нами было внесено предложение выделить самостоятельное карукюлаское межледниковье в середине вюрма, поскольку изучавшиеся отложения находятся в четкой стратиграфической ситуации и притом непосредственно в области позднеплейстоценового оледенения.

В 1968 г. был предпринят тщательный анализ материалов из разреза Пээду (Пуннинг, 1970). Из межморенного древесного торфа, вмещающего древесные обломки, были выделены гумусовые вещества. Возраст основного материала по C^{14} был определен в $39\,700 \pm 850$ лет (ТА-254), а гумусовых веществ — $31\,200 \pm 800$ лет (ТА-254 А). По расчету Я.-М. К. Пуннинга, даже если полагать, что из образца была выделена только половина гумусовых веществ, вызывающих «омоложение» на 8500 лет, и что причиной загрязнения был «современный» углерод, то действительный возраст органогенных отложений не превышает 43 000 лет. Отсюда следует вывод, что датировки ТА-136 и ТА-254 довольно близки к истинному значению возраста. Необходимо подчеркнуть, что в разрезе Пээду, так же как в разрезе Карукюла, наличие плотной бронирующей верхней морены значительно понижает вероятность загрязнения органогенных образцов и искажения возраста.

Повторные комплексные исследования, проведенные в районе Карукюла в 1969 г., подтвердили правомочность нашего предложения. Об этом убедительно свидетельствуют новая более детальная спорово-пыльцевая диаграмма межморенной толщи (Э. Д. Лийвранд) и новая серия конечных датировок (Я.-М. К. Пуннинг): 1) крупный хорошо сохранившийся ствол древесины, глубина 165 см — $40\,800 \pm 700$ лет назад (ТА-275); 2) древесный торф с древесными остатками, глубина 205 см, контакт древесного и хвощевого торфа — $47\,800 \pm 1100$ лет (ТА-276); 3) хвощевый торф, глубина 230 см, базальный слой торфяного комплекса — $48\,800 \pm 1200$ лет (ТА-277). Удалось также выяснить особенности палеогеоморфологии и стратиграфии данного района (Каяк и др., 1970; Раукас, Серебрянный, 1970). Карукюлаские межледниковые отложения приурочены к верхней части четвертичной толщи, выполняющей глубокую конседиментационную долину, которая ориентирована вкост простирающуюся ледниковых потоков позднего плейстоцена. В современном рельефе долина не выражена. Многослойная толща в этой долине вмещает под карукюласкими отложениями ряд более древних моренных горизонтов с разделяющими водно-ледниковыми слоями.

Для выяснения ранга карукюлаского интервала целесообразно привлечь данные по центральным районам Фенноскандии. Здесь с конца XIX в. известны разрезы с органогенными отложениями, перекрытыми мореней. Такие находки впервые интерпретировались как свидетельства межледниковых условий И. Де Геером и А. Хёгбумом (De Geer, 1888; Högbum, 1893), и это мнение разделяют многие скандинавские исследователи. В самые последние годы межледниковые разрезы подверглись детальному изучению с применением спорово-пыльцевого анализа и радиоуглеродного метода. По мнению И. Лундквиста (Lundqvist, 1964), только в двух разрезах Лонгселе и Эйе подморенные осадки могли накапливаться в ресс-вурме, радиоуглеродные датировки древесины из этих слоев превышают 40 000 лет. В других разрезах (Пилгримстад, Волбакен, Але, Порси) вскрыты, видимо, более молодые отложения (их датировки более 30 000 лет); некоторые из них, на наш взгляд, могли образоваться во время карукюлаского межледниковья.

В районе Перяпохьола на севере Финляндии, у Северного полярного круга, для межморенных озерно-болотных осадков было установлено значение возраста $45\,400 \pm 2000$ лет (Korpela, 1969). Судя по результатам спорово-пыльцевого анализа, тогда в этом районе произрастали редкостойные березовые леса, которые ныне распространены в несколько более северных частях Лапландии. Довольно сходные растительные формации реконструирует Я. Лундквист (Lundqvist, 1967) для периода накопления подморенных осадков в некоторых северошведских разрезах.

На юго-востоке Норвегии в районе Хенсмуэн в осадках водно-ледниковой дельты был обнаружен большой пень ели, датированный в $48\,000 \pm \pm \begin{smallmatrix} 4000 \\ 2000 \end{smallmatrix}$ лет (Sollid, 1969). Эта находка указывает на распространение

хвойных лесов на восточных склонах Скандинавского нагорья в середине вюрма. В районе Квам в центральной части этого нагорья (тоже в Норвегии) были найдены многочисленные остатки мамонтов. Возраст зуба молодого мамонта был определен в $24\,400 \pm 900$ лет (Heintz, 1969). Таким образом, в центральных районах Фенноскандии последнему оледенению предшествовал продолжительный безледный период, отвечавший, на наш взгляд, карукюласкому межледниковью, во время которого природная обстановка была близка к современной, что определяло сходство экзогенных процессов рельефообразования.

Фактические данные, подтверждающие возможность выделить в середине вюрма длительный интервал межледникового ранга, появились во многих частях Русской равнины. В ряде случаев они имеют радиохронметрическое подтверждение (Периодизация и геохронология плейстоцена, 1970), в других случаях критерием возраста служат только палинологические материалы. Особый интерес привлекают межморенные пресноводные осадки, вскрытые в Петрозаводске (Девятова, Старова, 1970), которые сходны с отложениями разреза Карукюла в палеогеоморфологическом, стратиграфическом и палинологическом отношениях и существенно отличаются от микулинских слоев, представленных в том же районе.

К заключению о продолжительном средневюрмском межледниковье пришли также многие исследователи Западной и Восточной Сибири, Северной Америки и Западной Европы (см. Серебрянный, Раукас, 1970). Временной диапазон этого интервала почти повсеместно определяется между 50 000 и 30 000—25 000 лет, что совпадает с первоначальными оценками возраста и продолжительности карукюлаского межледниковья (Пуннинг и др., 1967).

Представления о синхронном улучшении климата, деградации оледенения и повышении уровня Мирового океана до положения, близкого к современному, в среднем вюрме не вызывают сомнений у большинства исследователей и согласованно подтверждаются в разных областях земного шара. Гораздо большие сложности сопряжены с выяснением возраста максимума оледенения в позднем плейстоцене. Преобладает мнение, что это оледенение достигло наибольшего распространения во второй половине позднего плейстоцена, т. е. после карукюлаского межледниковья. Имеется, однако, ряд фактов, свидетельствующих, что максимум оледенения мог предшествовать карукюласкому межледниковью. Такое заключение согласуется и с общей тенденцией к последовательному сокращению размеров ледниковых покровов на Русской равнине со времени днепровского оледенения.

Известно, что в области распространения позднеплейстоценовых льдов микулинские межледниковые отложения перекрыты мореной или замещающими ее водно-ледниковыми слоями. Вместе с этим стратиграфическим критерием имеет значение и геоморфологический фактор, прежде всего выраженность и сохранность гляцигенных комплексов. Бологовская, или бранденбургская, краевая зона, маркирующая предел распространения льдов в позднем плейстоцене, выражена в рельефе гораздо менее отчетливо, чем более молодая вепсовская, или померанская, краевая зона, образования которой участвуют в строении Балтийской гряды, Валдайской, Вепсовской и некоторых других возвышенностей. Этот существенный контраст подметил К. К. Марков (1939), введший понятие о стратиграфической и морфологической границах валдайского оледенения.

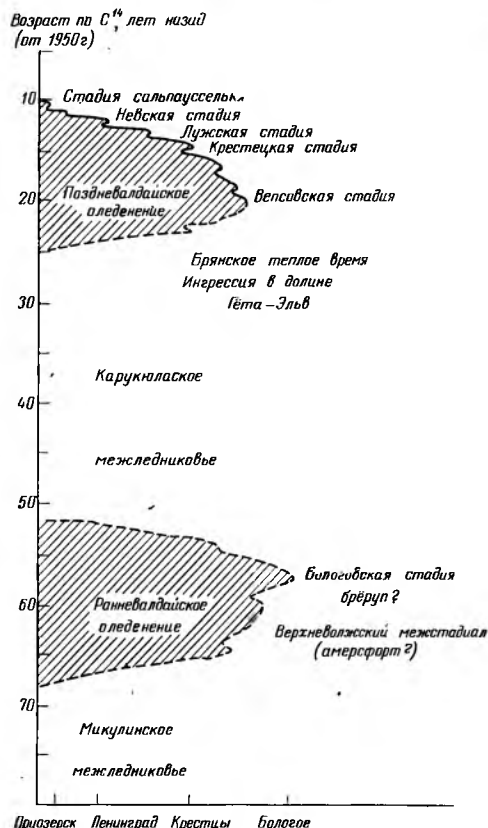
Краевые образования бологовской зоны заметно освоены эрозией и не всегда четко отличаются по морфографическим и морфометрическим показателям от более древних краевых образований в области московского оледенения (Москвитин, 1967). Следовательно, бологовская зона

маркирует только стратиграфическую границу оледенения в позднем плейстоцене, а свежий гляцигенный рельеф вепсовской зоны, отличающийся исключительно хорошей сохранностью, служит индикатором морфологической границы.

В работах Н. Н. Соколова (1949 и др.) отмечалось преобладание зандровых и озерно-ледниковых равнин в так называемой внешней зоне валдайского оледенения, т. е. между бологовскими и вепсовскими краевыми образованиями. Согласно наблюдениям многих геологов, геоморфологов и почвоведов (А. М. Жирмунский, А. М. Архангельский и др.), на Русской равнине покровные суглинки и супеси встречаются, главным образом, за пределами вепсовской зоны. Известные различия существуют также в сохранности и составе эрратических валунов. Так, в Литве Р. Тарвидас (1957) констатировал большую степень выветрелости и юную ориентировку валунов к юго-востоку от Балтийской гряды по сравнению с более северо-западными районами (в пределах померанской зоны и более молодых зон).

Показательны также контрасты в заозеренности, установленные в свое время Н. Н. Соколовым (1949 и др.). За пределами померанской зоны густота озерной сети в целом резко уменьшается, но, как показывает карта Х. Вальдбаура (Waldbauer, 1958), в полосе между померанской и бранденбургской зонами сохранилось множество котловин, возникших на месте спущенных озер. Аналогичная картина наблюдается и в полосе между бологовской и вепсовской зонами. Для того чтобы озера там были спущены, по заключению Д. Д. Квасова (1963), требовалось несколько десятков тысяч лет. Подобная трансформация озерной сети, по нашему мнению, могла начаться во время карукюлаского межледниковья.

Приведенные данные свидетельствуют, что между формированием бранденбургской-бологовской и померанской-вепсовской краевых зон мог быть значительный временной перерыв, соответствовавший карукюласкому межледниковью. Эта точка зрения отражена на представленной схеме (рисунок), согласно которой в позднем плейстоцене выделяются ранневалдайское и поздневалдайское оледенения. Возраст первого из них выходит за пределы 50 000 лет, и его трудно установить по C^{14} . Зато датирование поздневалдайских событий вполне возможно, необходимо лишь располагать подходящими материалами. Заметим, что предлагаемая схема не претендует на окончательное решение проблемы и нуждается в подтверждении. Особое значение приобретает разработка теоретических аспектов палеогляциологии наряду с дальнейшим изучением опорных разрезов.



Динамика покровного оледенения на территории Русской равнины в позднем плейстоцене

Изложенные выше материалы по позднеплейстоценовой истории Русской равнины могут быть несколько детализированы и преломлены в целях освещения эволюции морфоскульптуры. Радиохронметрическая информация позволяет более или менее уверенно характеризовать эти вопросы начиная с карукюлаского времени.

Наиболее репрезентативные автохтонные толщи карукюласких озерно-болотных осадков, приуроченные к современным водоразделам, накопились в интервале между 50 000 и 39 000 лет назад. Этот интервал, по продолжительности сопоставимый с голоценом, охватывал основную часть карукюлаского межледниковья, включая весь период климатического оптимума. В то время существовала зональность экзогенного рельефообразования, близкая к современной, с явным преобладанием флювиальных процессов. В Балтийской котловине развивалась морская трансгрессия, следами которой являются, на наш взгляд, межморенные морские отложения на западе Латвии (Коншин, Саввантов, 1969), по условиям залегания и палинологической характеристике весьма сходные с карукюласкими озерно-болотными слоями. В последние годы появились факты, свидетельствующие, что в Черноморской и Каспийской впадинах уровень моря в середине вюрма занимал положение, близкое к современному (Периодизация и геохронология плейстоцена, 1970).

Заключительные этапы карукюлаского межледниковья ознаменовались изменениями тектонического режима и природной обстановки. В области Балтийского щита и его платформенного обрамления, а также в полосе вдоль нынешнего главного водораздела Европы проявились восходящие тектонические движения, сопровождавшиеся врезанием рек, размывом озерно-болотных толщ и их вторичным захоронением в аллювиальных отложениях. Такие аллохтонные прослойки торфа и скопления древесных обломков обнаружены в аллювиальных свитах крупных долин, например Невы (Гражданский проспект), Вятки (Суводь), Вислы (Пясечно) и др. Значения возраста этих органогенных материалов по C^{14} , установленные в разных лабораториях, близки к 40 000 лет, однако вмещающие аллювиальные осадки, нередко слагающие верхи первых надпойменных террас, имеют гораздо более молодой возраст. Судя по вещественному составу и палеонтологической характеристике, эти осадки накапливались в более суровой климатической обстановке по сравнению с оптимумом карукюлаского межледниковья. Об этом, в частности, свидетельствуют находки перигляциальных элементов флоры и фауны. Показательна, например, частая встречаемость пыльцевых зерен эфедры в отложениях разреза на Гражданском проспекте. В разрезе Пясечно древесные обломки обнаружены вместе с костями мамонта, которые, судя по их незначительной механической обработке, были перенесены на небольшое расстояние от места первичного захоронения (Mycielska-Dowgiallo, 1969). Рассматриваемый период, по всей вероятности, охватывал не только конец карукюлаского межледниковья, но и какие-то этапы последующего оледенения, которое было последним на Русской равнине.

Пока еще, к сожалению, не накоплены убедительные факты, позволяющие выяснить динамику развития последнего оледенения в деталях. Этот процесс, вероятно, начался в области Скандинавского нагорья свыше 30 000 лет назад и постепенно распространялся на территорию Балтийского щита. Прогибание земной коры перед наступающим ледниковым краем могло вызывать эпизодические ингрессии моря. Такие вторжения холодного моря установлены на восточных берегах Кольского полуострова около 33 000 лет назад и на западном побережье Швеции по долине р. Гёта-Эльв между 29 000 и 27 000 лет назад.

Дальнейшее проникновение льдов к югу и юго-востоку прервало развитие флювиальных процессов на северо-западе Русской равнины. Массы талых ледниковых вод растекались по ложбинам стока в перигляциальных областях, тогда как на более возвышенных элементах рельефа ста-

ли проявляться разнообразные криогенные процессы. Крупный вклад в исследование реликтовых криогенных элементов морфоскульптуры Русской равнины был внесен А. А. Величко и его сотрудниками.

Важное индикационное значение имеют радиоуглеродные датировки брянских ископаемых почв (Величко и др., 1964), заключенных в толще верхнеплейстоценовых лёссов. В бассейне Десны возраст этих почв был определен в 24 900 лет у Брянска и 24 200 лет у Мезина (Мо-337 и 342), в бассейне среднего Дона в районе стоянки Костенки XVII — в 23 900 и 21 300 лет (Мо-435 и 465)¹, в районе стоянки Костенки XII — в 23 600 лет (ГИН-89), возраст костей дикой лошади из той же стоянки — 20 900 лет (ТА-154). Эти данные, оцениваемые в своей совокупности, можно интерпретировать следующим образом. Похолодание, вызвавшее максимальное распространение оледенения, обусловило прекращение почвообразовательных процессов в бассейне Десны 24 000—25 000 лет назад и несколько позднее в бассейне среднего Дона, что может быть поставлено в зависимость от большей удаленности последнего района от ледникового края. Захоронение брянских почв под лёссами, вероятно, происходило во время наибольшего развития последнего оледенения.

Период низкого стояния уровня моря в Черноморской и Каспийской впадинах несколько предшествовал максимуму рассматриваемого оледенения, так как после того, как край ледникового покрова достиг Балтийской гряды, Валдайской и Вепсовской возвышенностей, усилился отток талых вод в сторону южных морей, способствовавший постепенному повышению их уровня. В период максимума оледенения формировались долинные зандры в верховьях Волги, Днепра и других рек, начинавшихся у ледникового края.

Для фиксации возраста последнего оледенения важную роль играют данные по разрезу у дер. Покровское на р. Пучке на западном борту котловины оз. Кубенское. Этот разрез впервые изучался К. К. Марковым (1939) и в последние годы В. Г. Ауслендером, В. И. Хомутовой, Т. Д. Колесниковой и Х. А. Арслановым (Ауслендер, Арсланов, Гаркуша, 1970). Здесь в межморенной озерной толще по комплексу палеоботанических данных можно установить признаки значительного изменения ландшафтов от разреженных темнохвойных лесов к березово-сосновому редколесью и тундровым формациям с многочисленными представителями арктической флоры. Радиоуглеродные датировки образцов, взятых в зоне указанного изменения, — $21\,410 \pm 150$ (ЛУ-18 В, торф) и $21\,880 \pm 110$ лет (ЛУ-18 А, целлюлоза, выделенная из торфа) — указывают на более молодой возраст кроющей морены, отложенной во время последнего ледникового максимума. Рассматриваемый разрез находится у границы распространения позднеплейстоценовых льдов, однако глубокая Кубенская котловина могла быть занята выводными ледниками не только в позднем валдае, но и в раннем валдае. Поэтому, признавая значение материалов по данному разрезу, все же нельзя считать, что они дают исчерпывающий ответ на вопрос о возрасте максимума оледенения в позднем плейстоцене на территории Русской равнины.

Целесообразно остановиться на проблеме улаского межстадиала, выделенного в Литве и, по представлениям некоторых исследователей, предшествовавшего померанской стадии (термин улаский межстадиал введен В. К. Гуделисом в 1961 г.). Судя по одной радиоуглеродной датировке озерно-болотных отложений разреза у дер. Зервинос на р. Ула в юго-восточной Литве, возраст улаского межстадиала оценивался примерно в 16 000 лет назад (Последний европейский ледниковый покров, 1965), а затем был еще несколько удревнен в связи с появлением первых датировок Вильнюсской лаборатории (Шулия и др., 1967).

¹ Разница между этими двумя датировками, по мнению А. А. Величко, объясняется склоновым перемещением материала (Виноградов и др. 1969).

Таблица 1

Радиоуглеродные датировки органогенных материалов из обнажений в долинах рек Меркис и Ула

Разрез	Материал	Возраст (от 1950 г)	Индекс и номер образца
Зервинос	Торф	18350 ± 950	Vs-4*
»	Мох	16260 ± 640	Mo-302**
»	Торф	12650 ± 130	TA-191***
»	»	12160 ± 120	TA-125***
»	Древесина	11930 ± 110	TA-124***
Манчагире	Торф	17340 ± 840	Vs-5*
»	»	11930 ± 110	TA-240***
»	Древесина	11630 ± 120	TA-188***
Рудня	Торф	12710 ± 315	Mo-339**
»	Древесина	12080 ± 460	U-2107****
»	»	11970 ± 180	U-675****
»	»	11530 ± 110	TA-190***
Памеркис, нижний слой	Древесина и торф	12260 ± 160	Mo-340**
Там же, верхний слой	Торф	11500 ± 400	Mo-341**
Памеркис	Древесина (по целлюлозе)	11820 ± 110	TA-192 В***
»	Древесина (по лигнину)	11730 ± 110	TA-192 А***

* Данные лаборатории Института геологии в Вильяусе (Шулия и др., 1967).

** Данные лаборатории Института геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР (Виноградов и др., 1963).

*** Данные лаборатории Института зоологии и ботаники АН Эстонской ССР (Пиррус и др., 1967).

**** Сообщение I. U. Olsson от 23 июля 1968 г.

Повторное обследование разрезов по долинам рек Ула и Меркис показало несостоятельность этих заключений. Серийные радиоуглеродные датировки образцов разнотипных материалов (древесина, торф) из одних и тех же слоев, а также разных фракций древесины свидетельствуют, что так называемые улаские отложения имеют значительно более молодой — готигляциальный возраст (табл. 1). Полученные датировки вполне удовлетворительно согласуются между собой, и вряд ли можно допустить вероятность одинакового загрязнения изучавшихся разнотипных материалов. В палинологическом отношении улаские органогенные отложения рассматриваемых разрезов обнаруживают определенное сходство с осадками позднеледниковых торфяников и озер Литвы, причем генетически они не связаны с померанскими краевыми образованиями (Пиррус и др., 1967). Наиболее спорный разрез у дер. Зервинос, на наш взгляд, вскрывает строение I надпойменной террасы р. Ула. Органогенные отложения мощностью до 1,5 м там залегают под эоловыми и аллювиальными песками; постепенно понижаясь вдоль обнажения почти до уреза воды, они переходят в цоколь поймы. Поскольку очевидно, что представления об уласком межстадиале не подтвердились, возникает необходимость поиска новых возможностей датирования померанских-вепсовских краевых образований, которые, как отмечалось выше, фиксируют морфологическую границу оледенения.

При изучении деградации оледенения И. Де Геер (De Geer, 1940) предложил выделять три основных этапа — дани-, готи- и финигляциал, которые сохраняют свое значение не только для Фенноскандии, но и для всего севера Европы (Серебрянный, Раукас, 1966, 1970). Каждому из этих этапов были присущи специфические особенности формирования ледниковых отложений и связанных с ними элементов морфоскульптуры. Деградация оледенения на Русской равнине происходила в дани- и готигляциале.

В данигляциале ледниковый покров еще сохранял большую мощность и активность, от края его ответвлялись многочисленные лопасти и язы-

Таблица 2

Стратиграфия и геохронология готигляциала на северо-западе Русской равнины

Возраст по C^{14} , лет (от 1950 г.)	Ледниковые стадии и межстадиалы	Пункты отбора образцов и C^{14} датировки
10 300	Стадия сальпаусселькя	Елгава, «Сарканайс малс» 10 800 $\pm$ 280 (Ri-4) 10 390 $\pm$ 105 (TA-128) Марфино 10 865 $\pm$ 320 (Mo-377) Кулдига, «Калтики» 10 780 $\pm$ 220 (Ri-5) 10 400 $\pm$ 370 (Ri-5a)
10 800		Аллерёд II Ауце, «Лиелауце» 11 300 $\pm$ 300 (Ri-2)
		Стадия паливере
		Аллерёд I Кунда 11 690 $\pm$ 150 (TA-194) Елгава, «Прогресс» 11 875 $\pm$ 110 (TA-129) 11 950 $\pm$ 110 (TA-129 A)
12 000		Невская стадия
12 200	Бёллинг	Леоново 12 430 $\pm$ 400 (Mo-374) Куренурме 12 650 $\pm$ 500 (Ta-57)
12 600	Лужская стадия	
13 300	Раунисский межстадиал	Рацени 13390 $\pm$ 500 (Mo-296) 13250 $\pm$ 160 (TA-177)

ки. Масштабы ледниковой аккумуляции были велики, в составе гляцигенных продуктов преобладала морена. С этим этапом связано образование сближенных краевых ледниковых зон, слагающих основной моренный пояс (в понимании Н. Н. Соколова, 1949). Для свежего ледникового рельефа этой области характерна исключительно высокая густота озерной сети, разнообразие типов озер и морфогенетических комплексов наряду со значительной пересеченностью.

В готигляциале процессы дегляциации развивались более интенсивно. В это время, по оценкам разных исследователей, объем ледникового покрова сократился не менее чем наполовину, в основном за счет уменьшения мощности в ходе абляции. Вместе с тем происходило отступление ледникового края со средней скоростью 120—150 м/год, прерывавшееся непродолжительными подвижками. Самые крупные подвижки имели место во время стадий лужской, невской и сальпаусселькя, продолжавшихся по несколько сотен лет каждая (табл. 2). Установлены четкие свидетельства небольших подвижек края и во время межстадиалов — бёллингского и аллерёдского. В готигляциале возросло значение водно-ледниковой и озерно-ледниковой аккумуляции, что отразилось в облике морфоскульптуры.

Сокращение размеров ледникового покрова и дегляциация возвышенностей основного моренного пояса определили перестройку стока талых вод, которые устремились к западу, а также к северу вдоль края льдов. Одновременно уменьшился сток в Черноморскую и Каспийскую впадины. В это же время происходило формирование главного водораздела Русской равнины. Восходящие движения в этой водораздельной полосе, как отмечалось выше, проявились еще в конце карукюлаского межледникового.

Рассмотрим некоторые данные по хронологии готигляциала. Рубеж дани- и готигляциала, на наш взгляд, соответствует нижней границе поз-

днеледникового времени, поскольку тогда произошел коренной перелом в эволюции покровного оледенения. Практически данный рубеж удобно относить к началу лужской стадии, краевые образования которой четко выражены в рельефе Русской равнины (Серебрянный, Раукас, 1966). Возраст лужской стадии удалось установить путем сопоставления радиоуглеродных датировок органогенных материалов, залегающих стратиграфически выше и ниже лужской морены. Прежде всего исследовались осадки раунисского межстадиала, предшествовавшего лужской стадии, из разреза у хут. Рацени на р. Раунис в Латвии. Возраст растительных остатков из этих слоев был первоначально определен в $13\,390 \pm 500$ лет (Mo-296) (Виноградов и др., 1963). Впоследствии была получена еще одна датировка $13\,250 \pm 160$ лет (ТА-177), не противоречащая первой. В разрезе Куренурме на юге Эстонии были отобраны древесные остатки ивы из песчано-суглинистых слоев, залегающих выше лужской морены. Возраст этих остатков $12\,650 \pm 500$ лет (ТА-57), т. е. вмещающие слои относятся к началу бёллинга. Следовательно, лужская стадия длилась около 500 лет с максимумом около 13 000 лет назад (Пуннинг и др., 1968). Датировка древесины из Куренурме позволяет установить также возраст отепяской краевой зоны (с ней связана верхняя морена разреза). Отепая зона возникла в начале бёллингского межстадиала.

С помощью радиоуглеродного метода был определен возраст приледниковых озер, широко распространявшихся в готигляциале на северо-западе Русской равнины. Одно из таких озер существовало на Земгальской низменности в Латвии. В южной части водоема на размывтой поверхности лужской морены накоплялась мощная толща ленточных глин. В карьерах у г. Елгава над ленточными глинами вскрыты мелкозернистые пески и алевриты с прослоями растительных остатков, детально изучавшихся В. Я. Стелле (1963). Радиоуглеродные датировки этих остатков из карьеров кирпичных заводов «Сарканайс малс» и «Прогресс» (табл. 2) показывают, что период накопления вмещающих песков и алевритов растягивался от начала аллерёда до конца верхнего дриаса. Раннеаллерёдские датировки установлены для слоев, залегающих непосредственно над ленточными глинами. В среднем дриасе, во время непродолжительной невской стадии, в режиме Земгальского плотинного озера произошли существенные изменения, вызвавшие переход от накопления ленточных глин к аккумуляции алевритов и песков. В аллерёде вследствие постепенного обмеления водоем распался на несколько изолированных озер.

Как видно из вышеизложенного, привлечение радиоуглеродных датировок помогло наметить некоторые опорные хронологические вехи в развитии Земгальского плотинного озера. В других случаях вследствие ограниченности датировок картина оказалась менее детальной, нередко отрывочной. Например, в Сухонской впадине в результате геологических исследований установлено наличие серии террас приледниковых водоемов. Только для самой низкой террасы высотой около 115 м над ур. моря имеются определения возраста по C^{14} $10\,865 \pm 320$ лет (Mo-377) и $10\,000 \pm 310$ лет (Mo-379) (Соколова, 1967). Они показывают, что в районе Вологды остаточный озерный бассейн существовал в конце позднеледникового и самом начале послеледникового времени. Более древние этапы развития приледниковых озер этого района пока не выяснены.

Некоторые сложности возникли при оценке возраста приледникового озера у г. Кунда на севере Эстонии. Из верхней части озерной толщи были отобраны растительные остатки (гипновый мох). Радиоуглеродная датировка образца $11\,690 \pm 150$ лет (ТА-194) представляется немного удревной, поскольку по геологическим и палеоботаническим данным, осадки этой части толщи накапливались в конце аллерёда и в позднем дриасе. Причина расхождения может быть связана с переотложением более древних осадков или с загрязнением карбонатным материалом.

К концу аллерёдского межстадиала, около 11 000 лет назад, территория Русской равнины окончательно освободилась от ледникового покрова. Самая последняя крупная подвижка льдов отмечена на северо-западе Эстонии в виде краевых образований стадии паливере. Возраст их отвечает середине аллерёда. В это время в районе Кунды могло существовать приледниковое озеро.

Приведенные материалы показывают, что не только в даниглияле, но и в готиглияле ледниковый щит был довольно инертным образованием: его распад осуществлялся довольно последовательно, сопровождаясь колебательными движениями в периферической части щита. Амплитуда этих движений не превышала нескольких десятков километров. С уменьшением мощности льдов постепенно возрастала роль подстилающей поверхности, проявляясь, например, в более ранней дегляциации возвышенностей по сравнению с низинами, где дольше задерживались ледниковые лопасти и языки, нередко сохранявшие активность. В ряде случаев отмечены морфологические свидетельства омертвления небольших периферических участков щита. События финигляциального времени, развертывавшиеся в области цокольных равнин Балтийского щита в раннем голоцене, характеризовались прежде всего более интенсивным таянием (скорости отступления края льдов до 300 м/год) и омертвлением крупных частей покрова. В позднеледниковье и голоцене на Русской равнине происходила переработка древнеледниковой морфоскульптуры под влиянием солифлюкции и эрозии.

Первые следы пребывания первобытного человека в области распространения позднеледниковых льдов относятся к концу аллерёда. Почти на границе данной области на побережье оз. Нарочь в северной Белоруссии была обнаружена стоянка Студенец, отнесенная к поздней поре палеолита. Радиоуглеродная датировка древесины из культурного слоя стоянки $10\,810 \pm 100$ лет назад (ТА-135). Палинологические данные показывают, что на этом уровне фиксируется рубеж аллерёда и верхнего дриаса (Вознячук, Леонович, Пуннинг, 1967). Он оказался такого же возраста, что и в северо-западной Европе.

Дальнейшее расселение позднеледниковых групп охотников-собирателей к северу происходило быстрыми темпами. Изменившиеся условия среды, связанные с начавшимся сплошным облесением территории перигляциальной зоны, вызвали необходимость экологической адаптации, способствовавшей становлению культур раннего мезолита. К этому переходному этапу относится древнейшая из ныне известных в северной Прибалтике стоянка Синди близ г. Пярну, датированная по C^{14} в 9575 ± 115 лет назад (ТА-176). Сопоставление приведенных двух датировок показывает, что расстояние порядка 400 км было преодолено людьми на рубеже палеолита и мезолита примерно за 1200 лет.

ЛИТЕРАТУРА

- Арсланов Х. А., Громова Л. И., Новский В. А. Уточнение возраста верхнеледниковых отложений некоторых разрезов Ярославского Поволжья (по C^{14}). — В кн.: Верхний плейстоцен, стратиграфия и абсолютная геохронология. М., «Наука», 1966.
- Ауслендер В. Г., Арсланов Х. А., Гаркуша В. И. К вопросу о стратиграфии и геохронологии позднеледниковых отложений Кубено-Сухонской низины и прилегающих водоразделов. — В кн.: Периодизация и геохронология плейстоцена. Л., 1970.
- Величко А. А., Девириц А. Л., Добкина Э. И., Морозова Т. Д., Чичагова О. А. Первые определения абсолютного возраста ископаемых почв в лёссах Русской равнины. — Докл. АН СССР, 1964, т. 155, № 3.
- Виноградов А. П., Девириц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г. Определение абсолютного возраста по C^{14} . Сообщение 4. — Геохимия, 1963, № 9.
- Виноградов А. П., Девириц А. Л., Добкина Э. И., Маркова Н. Г. Новые датировки позднечетвертичных отложений по радиоуглероду. Сообщение 6. — Геохимия, 1969, № 10.
- Вознячук Л. Н., Леонович О. П., Пуннинг Я.-М. К. О границе аллерёдских

- и позднедриасовых слоев на северо-западе Белоруссии и возрасте позднепалеолитической стоянки Студенец.— Матер. 2-й конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1967.
- Гричук В. П. Ископаемые флоры как палеонтологическая основа стратиграфии четвертичных отложений.— В кн.: Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Гуделис В. К. Очерк по геологии и палеогеографии четвертичного периода (антропогена) Литвы.— *Instytut geologiczny, Prace*, t. 34, cz. 1. Warszawa, 1961.
- Девятова Э. И., Старова Н. И. Верхнечетвертичная история Онежской и Ладжской котловин по данным споров-пыльцевого и диатомового анализов.— В кн.: История озер (Труды Всесоюзного симпозиума по основным проблемам пресноводных озер, т. 2). Вильнюс, 1970.
- Зубаков В. А. Планетарная последовательность климатических событий и геохронологическая шкала плейстоцена.— Докл. на ежегодных чтениях памяти Л. С. Берга, VIII—XIV (1960—1966). Л., 1968.
- Каяк К., Пуннинг Я.-М., Раукас А. Новые данные о геологии разреза Карукюла (юго-западная Эстония).— Изв. АН Эстонской ССР, 1970, т. 19, химия — геология, № 4.
- Квасов Д. Д. Влияние оледенения на развитие гидрографической сети Русской равнины.— Тр. Лаборатории озероведения АН СССР, 1963, т. 15.
- Коншин Г. И., Савваитов А. С. Морские плейстоценовые отложения в западной Курземе.— Матер. 3-й научн. конференции молодых геологов Белоруссии. Минск, 1969.
- Марков К. К. Материалы к стратиграфии четвертичных отложений бассейна Верхней Волги. Изд-во ЛГУ, 1939. (Труды Верхневолжской экспедиции, вып. 1).
- Марков К. К., Лазуков Г. И., Николаев В. А. Четвертичный период. Т. 1 и 2. Изд-во МГУ, 1965.
- Марков К. К., Величко А. А. Четвертичный период. Т. 3. М., «Недра», 1967.
- Москвитин А. И. О стратиграфических подразделениях четвертичной системы и истории вюрмской эпохи (верхнего плейстоцена) в Европейской части СССР.— Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода, № 14. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Москвитин А. И. Стратиграфия плейстоцена Европейской части СССР.— Тр. Геологич. ин-та АН СССР, 1967, вып. 156.
- Орвику К. К., Пиррус Р. О. Межморенные органогенные отложения в Карукюла (Эстонская ССР).— В кн.: Литология и стратиграфия четвертичных отложений Эстонии. Таллин, 1965.
- Периодизация и геохронология плейстоцена. Л., 1970.
- Пиррус Р. О., Пуннинг Я.-М. К., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р. Абсолютный возраст и стратиграфическое положение уласких межстадиальных отложений юго-восточной Литвы.— Изв. АН Эстонской ССР, 1967, т. 16, химия — геология, № 2.
- Последний европейский ледниковый покров. М., «Наука», 1965.
- Пуннинг Я.-М. К. О погрешностях радиоуглеродного метода и о контроле достоверности полученных дат.— Изв. АН Эстонской ССР, 1970, т. 19, химия — геология, № 3.
- Пуннинг Я.-М. К., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р. Геохронология последнего оледенения Русской равнины в свете новых радиоуглеродных датировок ископаемых озерно-болотных отложений Прибалтики.— Материалы 2 симпозиума по истории озер Северо-Запада СССР. Минск, 1967.
- Пуннинг Я.-М. К., Раукас А. В., Серебрянный Л. Р., Стелле В. Я. Палеогеографические особенности и абсолютный возраст лужской стадии валдайского оледенения на Русской равнине.— Докл. АН СССР, 1968, т. 178, № 4.
- Раукас А. В., Серебрянный Л. Р. Периодизация истории развития оледенения на территории Восточно-Европейской равнины и сопредельных областей в верхнем плейстоцене.— В кн.: Периодизация и стратиграфия плейстоцена. Л., 1970.
- Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Русской равнины. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Серебрянный Л. Р. Применение радиоуглеродного метода в четвертичной геологии. М., «Наука», 1965.
- Серебрянный Л. Р., Раукас А. В. Трансбалтийские корреляции краевых ледниковых образований позднего плейстоцена.— В кн.: Верхний плейстоцен, стратиграфия и абсолютная геохронология. М., «Наука», 1966.
- Серебрянный Л. Р., Раукас А. В. Новые пути и методы изучения ледниковой истории Русской равнины в верхнем плейстоцене.— Географич. сборник, № 4. М., ВИНТИ, 1970.
- Соколов Н. Н. Геологическое строение и история развития рельефа Северо-Запада РСФСР.— В кн.: Северо-Запад РСФСР. Физико-географическое описание. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Соколова В. Б. Приледниковые озера Вологодского района.— В кн.: История озер Северо-Запада. Л., 1967.

- Стелле В. Я. Остатки растений позднеледникового времени в карьере кирпичного завода «Сарканайс малс» у нас. п. Ане вблизи г. Елгава.— Тр. Ин-та геологии АН Латвийской ССР, 1963, т. 11.
- Тарвидас Р. Некоторые предварительные данные изучения кристаллических валунов на территории Литвы.— Научные сообщения Ин-та геологии и географии АН Литовской ССР, 1957, т. 4.
- Шулия К. С., Луянас В. Ю., Кибилда З. А., Генутене И. К. Датирование по радиоуглероду террас р. Ула Литовской ССР.— Докл. АН СССР, 1967, т. 175, № 1.
- De Geer G. Om isdelarens läge under Skandinaviens begge nedisningar.— Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar, 1888, bd. 10.
- De Geer G. Geochronologia suecica principes.— Kungl. Svenska Vetenskapsakademiens handlingar, ser. 3, bd. 18, No. 6. Stockholm, 1940.
- Heintz A. Vårt fjortende mammutfunn og ny aldersbestemmelse av en mammutrest fra Norge.— Naturen, 1969, bd. 94, No. 6.
- Höghom A. G. Om de interglaciala avlagringarna i Jemtland.— Geologiska Föreningens i Stockholm Föreläsningar, 1893, bd. 15.
- Korpela K. Die Weichsel-Eiszeit und ihr Interstadial in Peräpohjola (nördliches Nordfinland) im Licht von submoränen Sedimenten.— An. Acad. Sci. Fennicae, ser. A3, No. 99. Helsinki, 1969.
- Lundqvist G. Interglaciala avlagringar i Sverige.— Sveriges Geologiska Undersökning, ser. C, No. 600. Stockholm, 1964.
- Lundqvist J. Submoräna sediment i Jämtlands län.— Sveriges Geologiska Undersökning, ser. C, No. 618. Stockholm, 1967.
- Мыцielsка-Довгялло Е. Próba rekonstrukcji warunków paleohydrodynamicznych rzeki na podstawie badań sedimentologicznych w dolinie Wisły pod Tarnobrzegiem.— Przegląd geograficzny, 1969, t. 41, z. 3.
- Sollid J. L. A 48 000 years old tree stump, presumably of spruce, found in Ringerike, South Norway.— Norsk Geografisk Tidsskrift, 1969, bd. 23, h. 3.
- Waldbauer H. Landformen im mittleren Europa. Morphologische Karte mit Reliefenergie. M. 1 : 2 000 000. Leipzig, 1958.

Институт географии
АН СССР

Поступила в редакцию
25.VIII.1970

RADIOCHRONOMETRICAL CONTRIBUTION TO THE STUDY OF LANDSCAPE EVOLUTION OF THE RUSSIAN PLAIN DURING THE UPPER PLEISTOCENE

L. R. SEREBRYANNY

Summary

According to new data it is possible to subdivide the Upper Pleistocene into two glacials and two interglacials (Fig. 1). Apart of well known Mikulinian Interglacial (Riss-Würm) younger Karukülan Interglacial is distinguished on the base of palaeogeomorphological, palynological and radiocarbon records. This interglacial lasted from 50 000 to 39 000 years B. P. Its analogues are identified in various parts of the Earth. The glacial maximum of the Upper Pleistocene coincided with the Brandenburg or Bologoye Stage that probably took place before the Karukülan Interglacial. The following glacial maximum corresponded to the Pomeranian or Vepsian Stage. A long time interval between these stages was distinguished due to geomorphological and lithological features. New point of view change former ideas on the development of morphosculpture in the Russian Plain during the Upper Pleistocene. A short survey of this evolution is described on the base of radiocarbon time-scale. Special reference is given to the deglaciation period (Tables 1, 2). It is shown that the successive shrinking of inland ice was not followed by large retreats of ice margin to the centre of glaciated area during interstadials. Ice sheet was a very inert formation. Russian Plain became completely ice free in the late Alleröd, about 11 000 years B. P.