УДК 561 (571.5 11)

Ж. М. Белорусова, В. В. Украинцева

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ ПОЗДНЕГО ПЛЕЙСТОЦЕНА И ГОЛОЦЕНА БАССЕЙНА р. НОВОЙ НА ТАЙМЫРЕ

J. M. BELORUSOVA, V. V. UKRAINTSEVA. PALEOGEOGRAPHY OF THE LATE PLEISTOCENE AND HOLOCENE OF THE BASIN OF THE RIVER NOWAJA (TAJMYR)

На основании геолого-морфологического и палинологического анализов плейстоценовых и голоценовых отложений выявлена ритмичная смена условий осадконакопления, климата и растительного покрова бассейна р. Новой (Восточный Таймыр) за последние 30 тыс. лет.

Палеогеография позднего плейстоцена и голоцена Севера Евразии отражает в основном изменение палеоклиматов и смены растительного покрова. В последние годы заметно повысилась достоверность палеогеографических построений благодаря выделению стратотипов, обеспеченных радиоуглеродными датировками.

Вместе с тем реконструкция палеогеографических условий весьма обширных территорий советской Арктики и Субарктики проведена путем интерполяции материалов по смежным районам, вследствие чего допущены вполне объяснимые неточности в обобщениях. По бассейну р. Новой на Таймыре нет достаточного количества аналитических материалов, поэтому этот район имеет приблизительную схему позднe- и послеледниковья.

Стратотипы для всего Таймыра располагаются в низовьях Енисея. Бассейн р. Новой, находясь в центре Северосибирской низменности, полностью входит в регион Приенисейской Сибири. Такое объединение оправдано только на данном этапе изученности, когда отсутствуют надежные опорные разрезы на Восточном Таймыре.

Известно, что р. Енисей и западный уступ Среднесибирского плоскогорья являются в настоящее время важнейшими географическими рубежами. Нет оснований считать, что их значение было существенно меньше в позднe- и послеледниковье.

В центральной части Северосибирской низменности комплекс современных физико-географических условий (континентальность, сравнительно теплое лето и пр.) благоприятствует самому северному распространению лесной растительности на Земле; географическое положение низменности и провинциальные особенности ее климата должны были также специфически отражаться на динамике растительного покрова в эпохи потеплений позднего плейстоцена и голоцена.

Мы считаем, что по мере накопления фактического материала Восточный Таймыр, включая большую часть Северосибирской низменности, будет выделен в отдельный палеогеографический регион. Изучение верхнеплейстоценовых и голоценовых разрезов на северном форпосте современной лесной растительности (72°30′ с. ш.) является первым вкладом в детализацию палеогеографии континентальных районов Таймыра.

Определение абсолютного возраста органогенных пород, проведенное сотрудниками Института мерзлотоведения СО АН СССР (ИМ СОАН) Г. П. Дегтяревой, И. Е. Ивановой, В. В. Костюкевичем, дает возможность точно датировать время накопления осадков ряда обнажений урочища Ары-Мас. Поэтому материалы комплексного изучения обнажений — литологического, палеогеоморфологического, палинологического и др. — имеют точную привязку во времени и позволяют проследить развитие и изменение природных условий, особенно в конце каргинского—начале сартанского интервалов.

Каргинские отложения вскрываются в уступе второй надпойменной террасы р. Новой высотой 16—20 м. В изученных обнажениях они представлены песками, супесями и алевритами.

Слой *8* в средней части обнажения № 12 (рис. 1) выделяется обильным включением обломков древесины (ветки, стволы деревьев до 10 см в диам.) и прослоями (до 4 см) торфа. Этот слой «дров» прослеживается по простиранию на несколько десятков метров. Образец древесины из слоя *8* датирован в 29 820±470 лет (ИМ СОАН). Он является своеобразным репером для реконструкции палеогеографических условий позднего плейстоцена бассейна р. Новой. Благодаря этой датировке накопление осадков слоя *8* (и вышележащих) можно отнести к последнему третьему теплому интервалу (30 000—25 000 л. н.) внутри каргинского межледниковья (50 000—25 000 л. н.), имеющему название предсартанского или липовско-новоселовского потепления. Изученный разрез интересен еще и тем, что в предсартанское потепление в низовьях Енисея был размыв, в связи с чем стратотипа в этом регионе нет (Кинд, 1974).

Нижняя часть разреза обнажения № 12 (рис. 1, слой *9*, обр. *12—19*) формировалась при относительном похолодании климата, условно относимого нами к конощельскому похолоданию (33 000—30 000 л. н.) по схеме Н. В. Кинд (1974). В семи образцах из восьми количество пыльцы деревьев не превышает 1%. В спектрах преобладают либо споры — от 48.7 до 50% (обр. *13*, *18*), либо пыльца кустарников и кустарничков — максимально 50.6—61.3% (обр. *12*, *15*).

Восстановление растительного покрова для этого отрезка времени представляется затруднительным, так как четыре образца из восьми характеризует слабая насыщенность пыльцой и спорами, а в трех образцах преобладают переотложенные формы мезозой-раннекайнозойского возраста (от 51 до 75% от общего количества подсчитанных зерен). Небольшая насыщенность образцов пыльцой и спорами, а также высокий процент содержания переотложенных форм свидетельствуют не только о разреженности растительного покрова, но и об интенсивности эрозионных процессов.

Спорово-пыльцевой спектр образца *11* слоя *8* (рис. 1) характеризует, по-видимому, самое начало предсартанского потепления. В спектре преобладает пыльца кустарников и кустарничков (48.5%), пыльца деревьев составляет 2.5, трав — 7.5, на споры приходится 41.5%. Таким образом, в растительном покрове доминировали кустарниковые и кустарничковые ассоциации (*Betula exilis*, *Betula* sp. ex sect. *Fruticosae*, *Alnaster fruticosa*) и зеленые мхи (*Bryales* sp.). Хотя пыльца древесных пород в образце представлена единичными зернами (5 шт.), обилие древесных остатков в слое *8* позволяет предположить, что по крайней мере вдоль рек росли галерейные лиственничные леса. Интенсивный перемыв древесных остатков и перенос их на большое расстояние исключаются наличием в слое *8* хрупкой пресноводной малакофауны, обнаруженной в большом количестве. В этом слое мощностью всего 0.4 м и состоящем из часто чередующихся супесей, песков и алевритов, кроме древесных остатков, выделяются тонкие прослои торфа. Фауна моллюсков приурочена к присыпкам алеврита по плоскостям наслоения торфа. Все раковины, по определению В. Г. Легковой (Северо-Западное территориальное геологическое управление), относятся к роду Pisidium и указывают на наличие пресноводных условий.

Это очень важное заключение свидетельствует о том, что Хатангский залив в позднекаргинское время не захватывал бассейна р. Новой и, возможно, был уже современного. Вывод согласуется с данными в глобальном масштабе — о высоком (но ниже современного) уровне Мирового океана 30 000 лет назад, т. е. о подъеме уровня воды в пределах отрицательных (до —10 м) отметок (Гильше, 1974).

По В. А. Зубакову (Зубаков, Кинд, 1974), в максимум каргинской ингрессии (42 000 л. н.) уровень моря был выше современного на 20—28 м, а конец ингрессии (35 000—30 000 л. н.) совпал с накоплением верхов аллювия второй надпойменной террасы.

Наибольший палеогеографический интерес представляет верхняя часть разреза обнажения № 12 (рис. 1, сл. 7, обр. *1—10*), отражающая улучшение климатических условий даже по сравнению со временем седиментации осадков слоя *8* (обр. *11*).

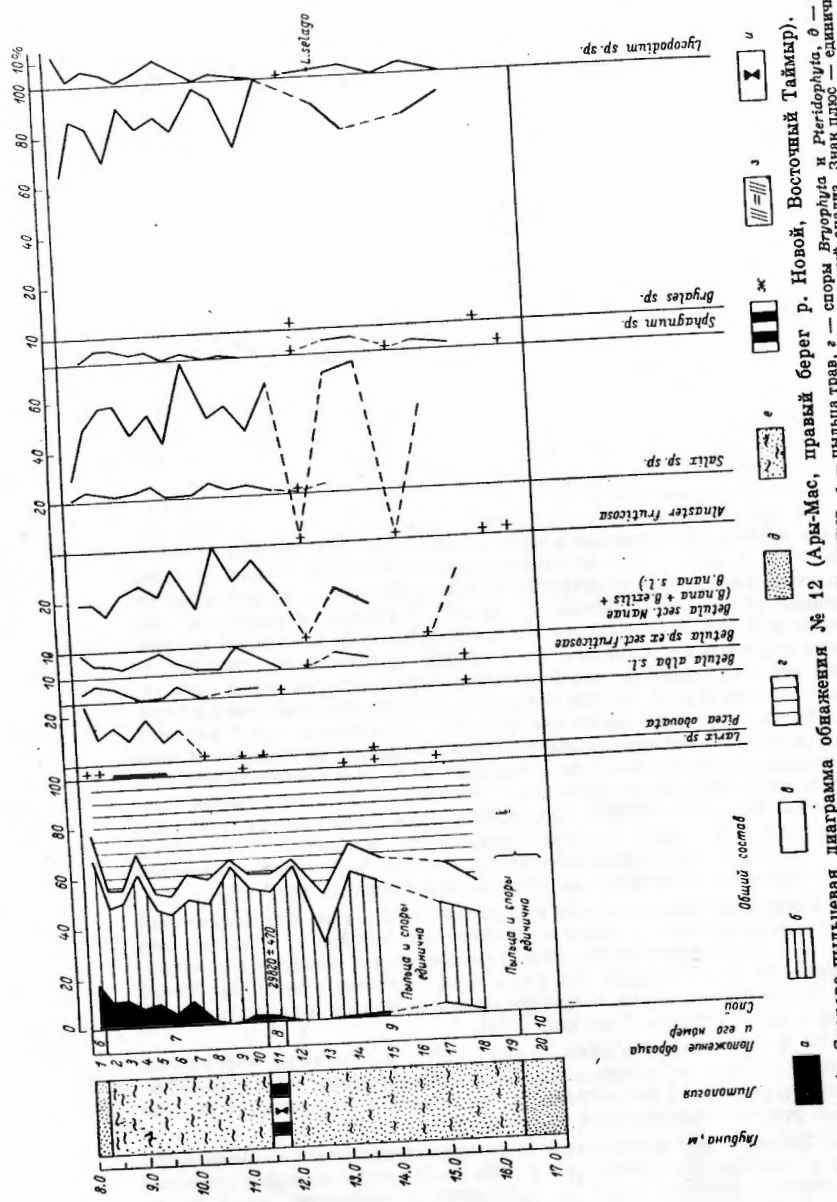

Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма обнажения № 12 (Ары-Мас, правый берег р. Новой, Восточный Таймыр).

Здесь и на рис. 2: *а* — пыльца деревьев, *б* — пыльца кустарников и кустарничков, *в* — пыльца трав, *г* — споры *Bryophyta* и *Pteridophyta*, *д* — место отбора образцов на радиоуглеродный анализ. Знак плюс — единичные зерна или их менее 1%.

сок, *е* — супесь, *ж* — торф, *з* — поверхностный слой дернины, *и* — пыльцевые

Несколько отличные спектры имеют только образцы *8—10*, где количество пыльцы деревьев резко уменьшается или отсутствует вовсе (обр. *9*). Во всех трех образцах доминирует пыльца кустарников и кустарничков, но среди них не отмечается увеличения пыльцы *Betula* sect. *Nanae*, поэтому трудно сказать, запечатлено ли в спектрах кратковременное похолодание или местные фациальные условия.

В целом верхняя часть диаграммы (рис. 1, сл. *6*, *7*, обр. *1—7*) несомненно, по данным палинологического анализа, соответствует предсартанскому потеплению. В общем составе спорово-пыльцевых спектров образцов этой серии количество пыльцы деревьев чаще всего превышает 10%, достигая максимально 18.4.

Среди пыльцы древесных пород доминирует пыльца ели сибирской *Picea obovata*, количество которой в группе пыльцы деревьев и кустарников достигает 16.8 (обр. *5*)—24 (обр. *1*)%. На долю пыльцы лиственницы приходится менее 1%. Немного увеличивается количество пыльцы древовидных берез — *Betula alba* s. l. (3.7%) и *B. tortuosa* (5.7%). Количество пыльцы кустарников и кустарничков колеблется в пределах от 37.8 до 49.5%. По-прежнему первенствующая роль среди них принадлежит ольховнику *Alnaster fruticosa* — максимально 58%, березке тощей *B. exilis* — до 25%, ивам *Salix* sp. — до 4.5%.

Спорово-пыльцевые спектры верхней части диаграммы указывают на увеличение роли не только лесной растительности, но и сфагновых болот. Среди мхов преобладают, как и ранее, зеленые мхи, но по сравнению с нижней частью разреза повышается значение лесных плаунов *Lycopodium* cf. *annotinum* до 10.9%, папоротников *Polypodiacea* gen. et sp. — до 14.9% и сфагнумов — до 6.5% (в группе спор).

Данные палинологического анализа показывают, что даже в последнюю фазу каргинского потепления, считаемую не самой оптимальной в этом межледниковье, бассейн р. Новой занимали не моховые, кустарниковые и кустарничковые тундры, как показано на некоторых картах для всего каргинского времени (Гитерман и др., 1968), а лесотундровые редколесья и редкостойные леса с торфяниками. Учитывая плохую сохраняемость пыльцы лиственницы в отложениях, можно предположить, что лиственница доминировала в древостоях этого региона.

Обилие древесных остатков в каргинских отложениях Ары-Маса не может быть объяснено речной транспортировкой древесины с юга, как это иногда делается в отношении состава аналогичных обнажений на сибирских реках меридионального направления. Речная сеть к каргинскому времени приобрела современные очертания, нижние левые притоки р. Хатанги, включая р. Новую, протягивались субширотно в соответствии с простиранием Северосибирской низменности и пересекали лесные ландшафты.

Центральная часть Северосибирской низменности была северным пределом таежной зоны Евразии. На Таймырском п-ове существовали отдельные изолированные лесные массивы, подобные Ары-Масу, и произрастали единичные деревья, местами образуя малочисленные группы.

Последнее предположение базируется на данных и выводах В. М. Макеева (1975), заслуживающих самого серьезного внимания. На берегу Прончищева, примерно на 75° с. ш., в морских каргинских отложениях, слагающих террасу высотой 20—50 м, он обнаружил древесные остатки (правда, не исключается, что это плавник) с абсолютной датировкой в 34.000 лет. Более интересная находка, на наш взгляд, сделана В. М. Макеевым (1975) к югу от бухты Марии Прончищевой, где на высоте 140 м был обнаружен in situ ствол лиственницы, дожившей до начала сартанского похолодания. Абсолютный возраст древесины определен по радиоуглеродному методу в 23 000 лет.

На западе Северосибирской низменности древесная растительность, как и в настоящее время, не заходила на север дальше, чем в восточнотаймырском регионе. По С. Л. Троицкому (1966), древесные остатки в каргинских отложениях встречаются здесь чрезвычайно редко (в районе

Усть-Енисейского порта) и не могут свидетельствовать о существовании лесов, так как приурочены к долине реки, несшей свои воды из таежной зоны.

На востоке Северосибирской низменности, в долинах рек Попигай и Анабар, каргинские отложения содержат включения торфа, скопления ветвей и крупных частей кустарников (Сакс, 1953, и др.). Отсутствие стратотипа с данными абсолютного возраста не позволяет сделать вывод (хотя и не исключает его) о распространении леса в рассматриваемый интервал времени.

Таким образом, только в центральной части Северосибирской низменности (на Восточном Таймыре в широком смысле) фиксируются бесспорные следы наибольшего продвижения лесов к северу как в максимум каргинского потепления (малохетскую фазу, 42 000—35 000 л. н.), так и в завершающий его этап (предсартанскую фазу, 30 000—25 000 л. н.). По-видимому, провинциальные климатические различия (степень континентальности, условия увлажнения и пр.), как и в настоящее время, имели первостепенное значение в дифференциации природных условий Арктики и Субарктики.

Современные климатические области в пределах одного климатического пояса имеют неодинаковые метеорологические показатели в зависимости от высоты над уровнем моря и положения в континентальных или приокеанических секторах. К тому же западные приокеанические области, отражая региональные особенности радиационного режима и циркуляции атмосферы, всегда теплее восточных.

Давно замечено, что в приокеанических секторах Субарктики соотношение тепла и влаги летом неблагоприятно для произрастания древесной растительности, поэтому северная граница леса на островах и побережье проходит южнее, чем во внутренних районах (Алисов, Полтараус, 1962). На западном побережье Северной Америки и Евразии она доходит соответственно до 62—64 и 66° с. ш., а на восточном — до 52—56 (п-ов Лабрадор) и 63° с. ш. (Северо-Восток СССР). Во всех приокеанических секторах Субарктики, кроме Западной Европы, лесная растительность отступает от побережья на 50—300 км.

В центральных районах материков лесные острова достигают 68 (низовье р. Маккензи, Северная Америка) и 73° с. ш. (бассейн р. Хатанги, Таймыр).

Нивелирование климатических различий может привести к неверным палеогеографическим выводам. Сравнение палеоклиматических условий с современным климатом Сибири, «искони сибирским климатом», весьма неопределенно, так как при этом не учитываются провинциальные особенности.

Все потепления и похолодания, происходившие в антропогене, накладывались на конкретную физико-географическую обстановку (широта местности, степень континентальности и др.) и носили региональный характер. Если общее планетарное потепление составляло доли градуса, то в Субарктике оно достигало 2—3° и на одних и тех же широтах выразилось в далеко не одинаковом изменении метеорологических элементов, приведшем к разнообразию палеогеографических условий в каргинское время.

Главные фазы каргинского потепления, вызванного общепланетарными причинами, коррелируются почти в глобальном масштабе (Кинд, 1974; Шанцер, 1977). Предсартанскому потеплению Таймыра соответствуют североамериканский плам-пойнт (29 000—26 000 л. н.) и европейский паудорф (30 000—24 000 л. н.).

Хотя каргинское потепление устанавливается циркумполярно в арктических, субарктических и умеренных широтах северного полушария, масштаб и результаты его в разных регионах были различными. В Северной Америке потепление, аналогичное каргинскому в Евразии, было не столь значительным. Североамериканский ледник из-за меньших размеров материка по сравнению с Евразией оказался более стойким и держался в районе Гудзонова залива в течение всего позднего плейстоцена и начале голоцена. Поэтому в восточной Канаде не выявляется потепление, аналогичное плам-пойнту.

Весьма ощутимым было паудорфское потепление в Западной Европе. По данным финских геологов, в центре Скандинавского п-ова льды исчезали полностью (Шанцер, 1977). Тундровая зона в европейской части СССР отсутствовала в межледниковье плейстоцена (Гричук, 1973). Непосредственно к берегам Баренцева моря подступали лесные и лесотундровые ландшафты.

Климат континентальных областей Евразии, как и в настоящее время, резко отличался от климата океанических областей. В связи с общим потеплением возрос приток солнечной радиации в полярный день, а в континентальных районах Субарктики ее значение было максимальным в связи с меньшей облачностью.

Каргинское потепление континентальных районов Таймыра выразилось в повышении летних температур, усилении термокарстовых процессов и расширении площади озер.

Несмотря на малое количество осадков (максимум 400 мм) и повысившуюся комплексную испаряемость, летнее протаивание создавало условия достаточного и избыточного увлажнения. С увеличением деятельного слоя связано лучшее прогревание почвы.

Зимой господствовала морозная, сухая и маловетреная погода, так как общее потепление не могло существенно изменить тепловой режим зимних месяцев в континентальных районах высоких широт.

Характер рельефа (равнинность территории и отсутствие замкнутых межгорных котловин) препятствовал застою холодного воздуха, который выносился на север в соответствии с общей циркуляцией атмосферы. Небольшие скорости ветров здесь представляли огромное преимущество перед приокеаническими областями, поскольку в Субарктике особенно неблагоприятные условия для жизни деревьев складываются зимой, когда ветер угнетает их механически и физиологически (Крючков, 1976).

Зимние температуры на Таймыре были, конечно, ниже, чем в приокеанических секторах, но произрастание древесной растительности определяют прежде всего продолжительность вегетационного периода и количество летних дней со среднесуточной температурой выше 10°.

Именно высокие (10—12°) для соответствующих широт летние температуры и удлинение вегетационного периода способствовали продвижению лесной растительности, судя по находкам древесины, до предгорий Бырранга, где она находилась под защитой гор от северных ветров. Температурная аномалия на Таймыре — отклонение июльской температуры от среднеширотной на 5—6° — является не только следствием планетарного потепления, но и предопределена континентальным положением региона.

Сама древесная растительность способна изменять микроклимат и отчасти регулировать положение северной границы леса. Исследованиями В. В. Крючкова (1976) установлено, что в процессе саморазвития лесных биоценозов могут произойти деградация леса в результате разрастания мохового покрова или наступание его в полосу относительного безлесия тундры. Появление деревьев и кустарников в безлесной тундре благоприятствует накоплению снега и прогреванию приземного слоя воздуха.

По-видимому, в континентальных районах Субарктики, где наблюдаются максимальные летние температуры для соответствующих широт, а в особенности в центре Северосибирской низменности, прикрытой от холодного дыхания Арктики горами Бырранга, существовали в прошлом и существуют теперь наибольшие возможности для продвижения лесов к северу, так как зимние ветры не препятствуют здесь произрастанию древесной растительности при благоприятном соотношении тепла и влаги.

Поэтому неудивительно, что не только кульминация каргинского потепления (малохетская фаза), но и конец его (предсартанская фаза) привели к неодинаковым физико-географическим последствиям в Субарктике. Предсартанское потепление в Сибири вызвало существенное, хорошо фиксируемое в бассейне р. Новой продвижение лесов к северу, сравнимое по

масштабу с продвижением лесных ландшафтов в тундру в эпоху климатического оптимума голоцена и, возможно, превосходящего его в максимум каргинского потепления.

Сартанские отложения в урочище Ары-Мас вскрываются в уступе первой надпойменной террасы р. Новой высотой 10—12 м. Они представлены в целом песками от мелко- до среднезернистых, местами с тонкими (1 мм—1.5 см), частыми прослоями и линзами растительного детрита, в котором различаются отдельные мхи и листья ив.

В обнажении *9* среди диагонально-слоистых песков выделяются три слоя темно-коричневого торфа мощностью около 10 см каждый. По простиранию мощность торфа меняется от 4 до 30 см, также колеблется в пределах 0.1—0.8 см мощность присыпок желтоватого тонкозернистого песка по плоскостям наслоения торфа.

Слои торфа располагаются в 4.5—4.6, 5.4—5.5 и 6.3—6.4 м от уреза воды в реке или соответственно в 7.6—7.7, 6.7—6.8 и 5.8—5.9 м от бровки террасы. Абсолютный возраст образца торфа в интервале 4.5—4.6 м над урезом воды в реке (в 7.6—7.7 м от бровки террасы) датирован по гуминовым кислотам в 23 250±350 лет (ИМ СОАН).

Серия образцов из этого обнажения была опробована на споры и пыльцу. Насыщенность препаратов оказалась слабой (особенно обр. *5* и *6*). Кроме того, в спектрах доминируют переотложенные формы — от 53 до 73% (обр. *1—7*, *10*, *11*).

Лишь в немногих образцах (*7—9*, *12*, *15*) количество спор и пыльцы четвертичного возраста превышает количество переотложенных форм или находится почти в равных соотношениях. В образце *8*, взятом из песков, подстилающих слой торфа, содержание четвертичных форм увеличивается до 61, а переотложенных сокращается до 39%. Обращает на себя внимание большой процент трав (до 55%), среди них много злаков и осок.

Слабая насыщенность образцов пыльцой и спорами четвертичного возраста, обедненный состав спектров являются показателем не только разреженности растительного покрова, но и начавшегося похолодания климата.

Характер залегания песков и их литологический состав в обнажении (диагональная слоистость, наличие аллохтонного торфа и прослоев растительного детрита) наряду с большим количеством переотложенных пыльцы и спор могут быть объяснены существенным перемывом отлагающегося материала и интенсивностью эрозионных процессов.

Формирование долины р. Новой в сартанское время происходило при резком понижении базиса эрозии, сопровождалось подрезанием и разрушением каргинской террасы. Размыв затронул глубокие горизонты ранее отложенных осадков.

Значительный размыв территории был вызван неотектоническими поднятиями в предсартанское время и начавшимся эвстатическим понижением уровня Мирового океана. В поздневюрмское время (20 000—15 000 л. н.) эвстатическое понижение уровня моря, по мнению некоторых исследователей (Гильше, 1974, и др.), было максимальным за всю позднеплейстоценовую историю.

Особенности аккумуляции при изменении климата и тектонического режима отразились на литологическом составе аллювия. Если каргинские отложения верхней части второй надпойменной террасы представлены супесями и горизонтально-слоистыми алевритами, то аллювий первой надпойменной террасы в долине р. Новой, как правило, хорошо отсортирован, не содержит пылеватых фракций, сложен чистыми сыпучими песками. Прослои и линзы растительного детрита накапливались в весеннее половодье на отмелях. Слои аллохтонного торфа (по всей видимости, продукт размыва каргинских отложений) свидетельствуют о непериодическом изменении условий осадконакопления.

Одновременно с накоплением аллювия первой надпойменной террасы местами происходило образование маломощных (1.2—2 м) светло-серых неслоистых алевритов, завершающих разрез второй надпойменной террасы р. Новой. Эти алевриты напоминают лёссы или покровные супеси и формировались по типу коры выветривания в послекаргинское время, когда в процессе морозного выветривания песчаные фракции расщеплялись до пылеватых.

Время формирования нижней части аллювия первой надпойменной террасы р. Новой высотой 10—12 м устанавливается в 23 250±300 л. н. (ИМ СОАН) по определению абсолютного возраста торфа, отобранного в слое, расположенном на высоте 4.5 м над уровнем воды в реке. Это время совпадает с переломным моментом в геологической истории Таймыра: закончилась последняя фаза каргинского потепления (25 000 л. н.) и осуществляется переход к максимальному похолоданию (20±000 л.н.),развитию горно-долинного оледенения в горах Бырранга.

Начало сартанского похолодания в районе Ары-Маса характеризовалось по палинологическим данным прогрессирующим обеднением флоры и изменением растительности, приспосабливающейся к похолоданию и иссушению климата. Редкостойные леса изреживаются и постепенно превращаются в тундру с галерейными лесами вдоль рек. Со временем повсеместное развитие получают тундровые группировки, в которых доминантную роль играют мхи и лишайники. В перигляциальный сартанский растительный комплекс безусловно входили травяные (осоково-злаковые) сообщества, развивающиеся в хаспреях — на месте спущенных озер, которые постепенно заменялись моховой растительностью.

Наибольшую информацию о палеогеографических условиях голоцена дают пойменные супесчано-суглинистые отложения с прослоями торфа и древесными остатками, а также торфяники, обнаруженные как в пойменных разрезах, так и на водораздельных пространствах.

Скопления голоценовых торфяных бугров высотой до 3—4 м встречаются на слабо дренированных междуречьях третьей надпойменной террасы р. Новой.

В изученном скоплении торфяных бугров, расположенных в 5 км от русла р. Новой по ее поперечному профилю, видимая мощность торфа, подстилаемого вязкой, сильно льдистой супесью или суглинком серого цвета, не превышает 2.5 м. Торф в буграх лучше всего обнажен на склонах южной экспозиции.

Абсолютный возраст торфа установлен тремя радиоуглеродными датировками. Образование торфа на месте контакта с супесью, на глубине 2.2 м, происходило 6 670±90 л. н. (ИМ СОАН). Вторичное определение образца в интервале глубин 2.1—2.2 м дало возраст в 6695±80 л. н. (ИМ СОАН).

Накопление верхних слоев торфа на глубине залегания 0.2—0.4 м приходится на время в 5495±80 л. н. (ИМ СОАН). Зная мощность торфяника (2.1 м), можно безошибочно сказать, что образование торфяной залежи продолжалось 1200 лет.

Простые расчеты показывают, что средняя скорость накопления двухметрового слоя торфа составляет 1.5—1.6 мм в год. Имея промежуточную датировку абсолютного возраста в интервале глубин 1.2—1.25 м в 5860±60 л. н. (ИМ СОАН), можно определить скорости роста различных частей торфяника. Нижняя часть разреза в интервале глубин 2.1—1.3 м (0.8 м) накапливалась со скоростью 1 мм в год, а верхняя — в интервале 1.2—0.4 м (0.8 м) — формировалась со скоростью 2.2 мм в год.

Вся торфяная залежь образовалась в эпоху климатического оптимума голоцена, в плоской депрессии, отчетливо оконтуриваемой на аэрофотоснимках. Разрушение торфяной залежи и образование бугров произошли в позднем голоцене, когда поверхность торфяника была разбита морозобойными трещинами, разработанными затем термокарстовыми нивальными и эрозионными процессами. У подножия этих бугров и между ними почти все лето сохраняются снежники, из которых берут начало мелкие ручьи. Нивальные и эрозионные процессы на склонах южной экспозиции поддерживают в настоящее время торфяные бугры в обнаженном состоянии.

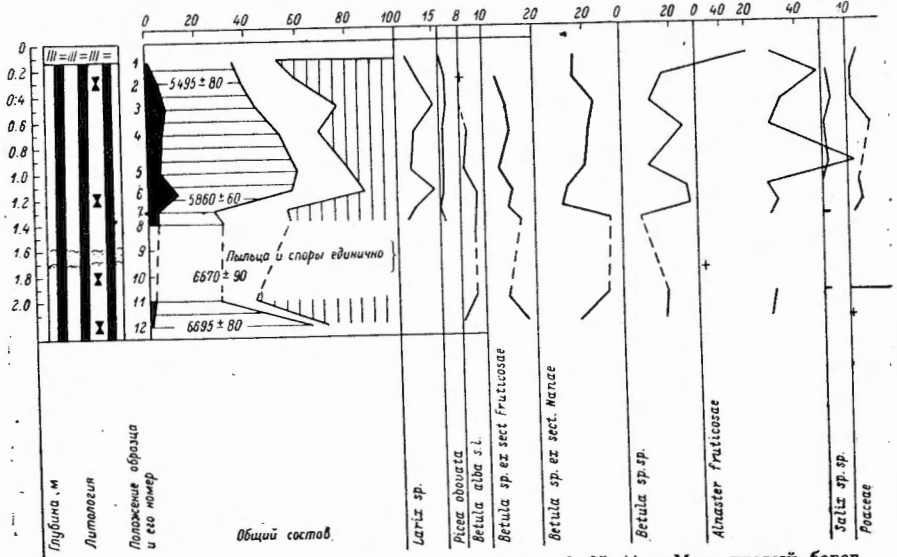

Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма обнажения № 25 (Ары-Мас, правый берег р. Новой, Восточный Таймыр).

Торфяник характеризуется невысокой степенью разложения торфа. В нем можно выделить отдельные мхи, осоки, древесные ветки.

Спорово-пыльцевой анализ образцов, отобранных из торфяной залежи, дает представление об основных этапах изменения климата и растительности в период накопления торфа. Спорово-пыльцевую диаграмму (рис. 2) по ходу кривых основных компонентов можно подразделить на три части.

1. Самая нижняя часть (рис. 2, обр. *12*) отражает относительно холодные условия — распространение кустарниковых формаций, преимущественно ерниковых тундр. В спорово-пыльцевом спектре преобладает пыльца кустарников и кустарничков — до 63.6%, много спор — 28.4%, мало пыльцы трав — 6.7% — и пыльцы деревьев — 1.3%. Среди пыльцы кустарников больше всего пыльцы *Betula* sp. ex sect. *Nanae* — (17.0%).

Данные, полученные выше по разрезу (обр. *7—11*), свидетельствуют об улучшении климатических условий. Первые признаки потепления обнаруживаются в увеличении роли пыльцы древесных пород — до 3.9% в спектре. Качественный состав пыльцы (*Picea obovata*, *Larix* sp., *Betula alba* s. l.) и соотношение пыльцы древесных пород в четырех образцах этой части графика примерно одинаковы.

В общем составе спектров велика роль спор (от 42.9 до 63.6%), что отражает местные экологические условия — зарастание водоема и начало формирования болота. В группе спор преобладают зеленые мхи (от 68.2 до 94.2%), сфагнумов почти нет.

Количество пыльцы трав и кустарников одинаково — порядка 26%. Среди трав обращает на себя внимание обилие осок (до 93%).

2. Средняя часть диаграммы (рис. 2, обр. *6*) — фаза оптимальных климатических условий. Торфонакопление происходило в отрезке времени 5860—5495 л. н.

В спектрах резко возрастает количество древесных пород, достигая 12.5% максимально. Среди пыльцы деревьев доминирует пыльца *Larix* cf. *gmelinii* (6—15%); постоянно, но в небольших количествах присутствует пыльца *Picea obovata*.

Для этой части диаграммы показательны общее уменьшение в группе кустарников и кустарничков пыльцы *Betula* sp. ex. Sect. *Nanae* (25%)

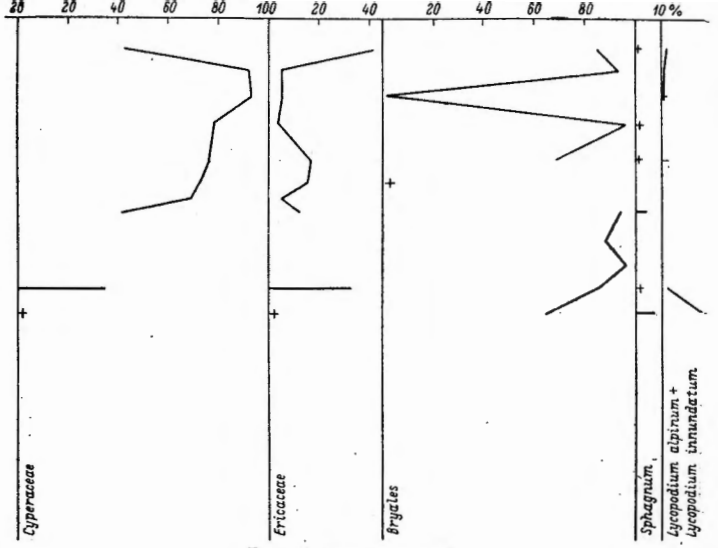

Рис. 2 *(продолжение)*.

и увеличение в группе пыльцы древесных пород пыльцы *Betula alba* s. l. (до 7%).

3. Верхняя часть графика (рис. 2, обр. *1*) отражает смену климатических условий в сторону похолодания. Доля пыльцы древесных пород в спектре падает до 1.4%, а количество спор становится максимальным. Среди пыльцы кустарников и кустарничков доминирует пыльца карликовой березки.

Улучшение климатических условий и распространение древесной растительности, запечатленное в спектрах средней части изученного торфяника, совпадают по времени с захоронением уникального скопления древесных остатков на песчаном пляже левого берега р. Новой. «Ископаемая роща», обнаруженная еще А. Ф. Миддендорфом (1867), описанная Л. Н. Тюлиной (1937) и изученная нами совместно с Н. В. Ловелиусом, наглядно демонстрирует масштаб голоценового потепления на Восточном Таймыре.

Скопление древесных остатков насчитывает более 300 единиц и состоит главным образом из длинных, толстых, распластанных корней и пней диаметром 20—50 см. Абсолютный возраст корня установлен в 5970 ± 70 лет (ИМ СОАН).

Вертикально стоящие пни и комли находятся в полузахороненном состоянии. В современном процессе формирования низкой поймы «ископаемый лес» подмывается и разрушается под действием как эрозии, так и физического выветривания. Удивляют, пожалуй, его хорошая сохранность и неизменность положения за последние 40 лет. На фотографии Л. Н. Тюлиной, сделанной в 1934 г., «ископаемая роща» выглядит так же, как и в настоящее время.

Надо отметить, что климатический оптимум голоцена на севере Евразии, и на Таймыре в частности, установлен давно и подтверждается большим количеством фактического материала. По этому вопросу имеется много хорошо известных публикаций, на которые мы не ссылаемся в данной работе.

Наши данные интересны тем, что приурочены к району, где наблюдаются наиболее многочисленные на Таймыре скопления древесных остатков на разных геоморфологических уровнях. Еще в 1861 г. А. Ф. Миддендорф (1867), вернувшись из путешествия по северу Сибири, констатировал, что в бассейне р. Новой «допотопное дерево» встречается чаще всего. Конечно,

за прошедшие сто лет количество древесных остатков в отложениях, открытых взгляду человека, существенно сократилось. Ветки и стволы пошли на топливо. По той же причине почти отсутствует кора крупных берез, отмечаемая Л. Н. Тюлиной (1937). Она обычно используется учеными полевиками для разжигания костров.

И тем не мене обилие органики является отличительной чертой состава верхнеплейстоценовых и голоценовых отложений бассейна р. Новой на Таймыре. Часто встречаемые обильные древесные остатки и данные спорово-пыльцевого анализа дают основание считать, что в климатический оптимум голоцена открытых тундровых ландшафтов в центральной части Северосибирской низменности не было. Растительный покров в этом регионе образовывали редкостойные березово-лиственничные леса с примесью ели. Лесотундра доходила до широты оз. Таймыр. Подзона южной кустарниковой тундры располагалась в окрестностях гор Бырранга (Левковская и др., 1971). Термокарстовые процессы и саморазвитие лесных биоценозов приводили к избыточному увлажнению почвогрунтов и формированию торфяных болот, как верховых так и низинных. Торфяные болота, как и в настоящее время, были непременным спутником лесных ландшафтов.

В заключение можно сказать следующее. По данным геолого-геоморфологического и палинологического анализов, хорошо выявляется ритмичная смена условий осадконакопления, климата и растительного покрова, подтверждающая известную схему изменения природы в позднем плейстоцене и голоцене, принимаемую большинством исследователей.

Вместе с тем изучение материала по урочищу Ары-Мас и смежным районам указывает на провинциальное изменение климата и вызванную им динамику растительного покрова на Восточном Таймыре.

Несмотря на планетарное улучшение климата в каргинское время и в климатический оптимум голоцена, экологические условия варьировали в разных местах и контролировали масштабы продвижения лесов к северу.

Наиболее благоприятные физико-географические условия в Субарктике для максимального смещения природных зон к северу были в центральной части Северосибирской низменности, обусловленные внутриматериковым положением и равнинностью территории.

Аномально высокие для соответствующих широт температуры в сочетании с повышенной влажностью вызвали развитие лесных ландшафтов на Восточном Таймыре даже в предсартанскую фазу каргинского потепления.

ЛИТЕРАТУРА

Алисов Б. П., Б. В. Полтараус. (1962). Климатология. — Ары-Мас. Природные условия, флора и растительность. (1978). Под ред. Б. Н. Норина. — Гильше А. (1974). Колебания уровня моря в плейстоцене и голоцене. В кн.: Четвертичное оледенение Земли. М. — Гитерман Р. Е., Л. В. Голубева, Е. Д. Заклинская, Е. В. Коренева, О. В. Матвеева, Л. А. Скиба. (1968). Основные этапы развития растительности северной Евразии в антропогене. Тр. ГИН АН СССР, 177. — Гричук В. П. (1973). Растительность. В кн.: Палеогеография Европы в позднем плейстоцене. М. — Зубаков В. А., Н. В. Кинд. (1974). Приенисейская Сибирь (поздний плейстоцен и голоцен). В кн.: Геохронология СССР, III, Л. — Кинд Н. В. (1973). Хронология позднего антропогена по радиометрическим данным. В кн.: Стратиграфия, палеонтология (Итоги науки и техники), 4. М. — Кинд Н. В. (1974). Геохронология позднего антропогена по изотопным данным. Тр. ГИН АН СССР, 257. — Крючков В. В. (1976). Чуткая Субарктика. — Левковская Г. М., Г. Н. Бердовская, В. М. Макеев. (1971). О значении палинологических данных для широтных и меридиональных корреляций в условиях Севера. В кн.: Проблемы корреляции новейших отложений Севера Евразии. Л. — Макеев В. М. (1975). Геоморфология северо-восточного Таймыра. Автореф. канд. дис. Л. — Миддендорф А. Ф. (1867). Путешествие на север и восток Сибири, I, IV. СПб. — Сакс В. Н. (1953). Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. НИИГА, 77. — Троицкий С. Л. (1966). Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга. — Тюлина Л. Н. (1937). Лесная растительность Хатангского района у ее северного предела. Тр. АНИИ, 63. — Хотинский Н. А. (1977). Голоцен Северной Евразии. — Шанцер Е. В. (1977). Стратиграфические подразделения четвертичной (антропогеновой) системы. В кн.: Стратиграфия, палеонтология. (Итоги науки и техники), 8. М.

Ленинградский педагогический институт,
Ботанический институт
им. В. Л. Комарова АН СССР,
Ленинград.

Получено 14 V 1979.

УДК 581.331.2 : 561

В. Ф. Тарасевич

О НАХОДКАХ ПЫЛЬЦЫ *PARROTIA* C. A. MEY., *DIOSPYROS* L. И *STAPHYLEA* L. В МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ОКСКО-ДОНСКОЙ РАВНИНЫ

V. F. TARASEVICH. ON THE FINDINGS OF POLLEN OF *PARROTIA* C. A. MEY., *DIOSPYROS* L. AND *STAPHYLEA* L. IN THE MIOCENE DEPOSITS OF OKA-DON PLAIN

При изучении миоценовых отложений Окско-Донской равнины была найдена пыльца *Parrotia* C. A. Mey., *Diospyros* L. и *Staphylea* L. Приводится детальное описание морфологии установленных по пыльце видов.

При изучении миоценовых отложений Окско-Донской равнины нами в терновских слоях ламкинской свиты были обнаружены единичные зерна *Parrotia* и *Diospyros*. В умеренных флорах Амвросиевки (Криштофович, Байковская, 1951) и Крынки (Криштофович, Байковская, 1965) по отпечаткам листьев установлено совместное нахождение обоих родов на территории Русской равнины.

В настоящее время *Diospyros lotus* L. и *Parrotia persica* (DC.) C. A. Mey. произрастают также совместно в областях с влажным «субтропическим климатом»: в юго-восточной части Ленкоранской низменности и в северном Иране, где образуют богатые листопадные леса с каштанолистным дубом, грабом, дзельквой, кленом и другими породами.

Сведения о достоверных находках пыльцы *Parrotia* и *Diospyros* в литературе единичны. В работе Е. Н. Ананової (1952) приводится рисунок и указываются размеры ископаемого зерна *Parrotia* sp. из сарматских отложений низовья Днепра. Стахурска, Садовска и Дийр (Stachurska et al., 1973) приводят микрофотографии и очень краткое описание пыльцы *Parrotia* из плиоцена юго-западной Польши.

Современная пыльца этого рода была изучена Чжан Цзинь-танем (1964), предпринявшим монографическое исследование пыльцы сем. *Hamamelidaceae*. Род *Parrotia* был отнесен им к подгруппе *Parrotia*, куда вошли еще два рода: *Sinowilsonia* и *Fortunearia*.

Определение пыльцы *Diospyros* в ископаемом состоянии представляет трудность, так как морфология современной пыльцы этого рода изучена еще недостаточно. В литературе имеются разрозненные сведения о морфологии пыльцы отдельных видов *Diospyros* (Selling, 1947; Erdtman, 1952; Гладкова, Самойлович, 1954; Wang et al., 1960; Straka, Simon, 1967; Shimakura, 1973, и др.), однако описания их очень кратки и не содержат необходимых биометрических данных. А. А. Чигуряева (1956) сообщает о присутствии единичных пыльцевых зерен рода *Diospyros* в миоценовых отложениях Южного Предуралья, олигоцене Устюрта и Кавказа и в верхнем миоцене (мэотисе) Молдавии. В работе дается краткое описание и микрофотографии современной пыльцы *Diospyros lotus* L., но никакой документации (рисунков, микрофотографий) или описаний ископаемой пыльцы не приводится. Надь (Nagy, 1958) описала два типа пыльцевых зерен, похожих на *Diospyros* (cf. *Diospyros*) из верхнепаннон-