



ПЛЕЙСТОЦЕН СИБИРИ И СМЕЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Институт геологии и геофизики
Сибирская секция Комиссии
по изучению четвертичного периода

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN DIVISION
Institute of Geology and Geophysics
Siberian Section of the Commission
on Quaternary Period Studies



PLEISTOCENE OF THE SIBER AND ADJACENT REGIONS

FOR THE IX CONGRESS OF INQUA

New Zealand

1973

PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow

1973

551.79 : 551.8

ПЛЕЙСТОЦЕН СИБИРИ И СМЕЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

К IX КОНГРЕССУ INQUA

Новая Зеландия

1973

4451

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва

1973



Книга включает доклады, написанные членами Сибирской секции Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР. Статьи содержат новые данные или наиболее интересные результаты исследований по стратиграфии, геохронологии и палеогеографии четвертичного периода, а также биостратиграфии и палеомагнетизму.

This book includes papers written by the members of Siberian Section of the Commission on the Quaternary Period Studies. These articles contain the new data or most interesting results on Stratigraphy, Geochronology and Paleogeography of Quaternary Period of the Siberia and adjacent areas, as well as Biostratigraphy and Paleomagnetism of Quaternary deposits.

Редакционная коллегия:

В.Н.Сакс (ответственный редактор),
С.А.Архипов, И.А.Волков, В.С.Волкова,
С.Л.Троицкий

Editorial Board:

V.N.Sachs (Editor-in-Chief),
S.A.Arhipov, I.A.Volkov, V.S.Volkova, S.L.Troitskiy.

Этот сборник подготовлен к IX конгрессу Международной ассоциации по изучению четвертичного периода (INQUA) группой геологов-четвертичников Института геологии и геофизики СО АН СССР, объединенных в Сибирской секции Комиссии по изучению четвертичного периода. В сборнике представлены работы стратиграфического характера.

Важность стратиграфических исследований для раскрытия основных проблем четвертичного периода – истории органического мира, изменений климата, уровня моря и рельефа суши – четко выразил проф. Р. Ф. Флинт. В предисловии к серии книг "The Quaternary" он писал: "В исследовании четвертичного периода основной упор должен быть сделан на стратиграфию".

Статьи сборника посвящены главным образом Западной Сибири, что вполне естественно для работ, выполненных в ее крупнейшем городе и научном центре – Новосибирске, однако результаты исследований плейстоцена и голоцена величайшей равнины планеты имеют не только региональное значение, но и вносят заметный вклад в решение общих вопросов стратиграфии четвертичной системы, являются определенным шагом к созданию единой национальной и международной схемы ее разделения.

Работы по стратиграфии плейстоцена и голоцена Алтая, Казахстана, Печорской низменности, Сахалина и Японского моря, вошедшие в сборник, отражают не только сферу научных интересов новосибирских четвертичников, но и общее направление научной геологической мысли – стремление найти единство в процессах развития природы Земли. Познавание же этих процессов становится исключительно важным в наше время – в эпоху мощного вмешательства человека в их естественное течение.

Возрастной диапазон отложений, явившихся объектом изучения, весьма обширен – от виллафранка (эоплейстоцена) до голоцена. Особое внимание уделено верхнему плейстоцену и голоцену, что объясняется несколькими причинами. Во-первых, разработка стратиграфии этих отложений является ключом к познанию более древних – менее доступных, хуже сохранившихся и менее изученных. Во-вторых, в этих пределах корреляция разрезов может опираться на прочный фундамент абсолютной хронологии. В-третьих, и это главное, именно эти отложения оказываются в первую очередь вовлеченными в сферу интенсивной хозяйственной деятельности, развертывающейся в новых промышленных центрах и сельскохозяйственных районах Сибири и Дальнего Востока в соответствии с девятым пятилетним планом развития народного хозяйства СССР.

В исследованиях верхнего плейстоцена и природных условий позднечетвертичного времени большое внимание уделяется последнему ледниковому интервалу, и особенно климатическим событиям среднеюрмского времени, отчетливо проявившимся и в Западной Сибири, и на Алтае, и в глубоководных отложениях Японского моря.

В освещении основных геологических вопросов истории плейстоцена новосибирские четвертичники занимают четкие гляциалистические позиции. Упоминание об этом в 70-х годах XX в. почти через сто лет после утверждения теории материковых оледенений, может показаться излишним, но не следует забывать о столь странном в наши дни, но достаточно широком потоке антигляциалистических публикаций в отечественной литературе, заставляющем возвращаться к уже давно решенным проблемам.

Стратиграфические исследования, выполненные авторами статей, опираются на широкий круг методов: от классических петрографических и палеонтологических

до исследования тяжелых минералов, микрофоссилий, применения палеомагнитных измерений и определений радиоизотопного возраста. Следует заметить, что в равной степени ценные результаты получены как при комплексном применении большого числа методов (статья о разрезе плейстоцена на р. Печоре), так и при весьма экономичном использовании одного-двух методов, наиболее эффективных в тех или иных условиях (статья по Японскому морю и др.). Особенно обширная ценная информация получена в результате совместного применения палинологических исследований и радиоуглеродного датирования разрезов.

Широкое использование радиоуглеродных дат — отличительная черта исследований за последний период. Это в равной степени заслуга как ведущих стратиграфов — С. А. Архипова, И. А. Волкова и других, организовавших комплексное исследование тщательно выбранных характерных разрезов, так и коллектива радиоуглеродной лаборатории Института геологии и геофизики СО АН СССР и ее руководителя Л. В. Фирсова, создавшего один из наиболее активных геохронологических центров страны.

Результаты исследований, вошедшие в сборник, помимо их общего научного значения, послужат материалом для составления новых региональных корреляционных схем стратиграфии четвертичных отложений. Мы надеемся также, что они окажут существенную помощь тем, чья работа непосредственно связана с освоением природных богатств и развитием экономики Сибири и Дальнего Востока.

С. Л. Троицкий

СТРАТИГРАФИЯ И ГЕОХРОНОЛОГИЯ ТЕРРАС И ПОГРЕБЕННЫХ ДОЛИН В БАССЕЙНЕ ВЕРХНЕЙ ОБИ

С.А.Архипов

В бассейне Верхней Оби до г. Камня и в долинах нижнего течения Бии и Катуня уже давно и неоднократно описывалась лестница террас в составе пойменного и нескольких надпойменных уровней (Нагорский, 1941; Православлев, 1933; Шукина, 1960; Малолетко, 1970; Адаменко, 1963, 1967). Тем не менее геология террас оставалась слабо изученной, а их возраст определялся довольно произвольно. Разработке более совершенной схемы препятствовала слишком общая геологическая и в особенности палеонтологическая характеристика террасовых отложений. Обнаруженные в них остатки млекопитающих, малакофауны, раковинки остракод, семена, плоды, споры и пыльца не допускали детального геохронологического расчленения и лишь позволяли определять возраст каждой из террас в широком возрастном диапазоне позднего плейстоцена.

В настоящей статье автор, стремясь восполнить отмеченные пробелы, приводит результаты своих детальных геологических и первых геохронологических исследований, анализируя публикации радиоуглеродных дат (Фирсов и др., 1971, 1972) по террасовым отложениям бассейна Верхней Оби.

Террасы Верхней Оби

Вся террасовая лестница в бассейне Верхней Оби отличается свежестью, явной молодостью и прекрасной сохранностью.

Особенно отчетливо наблюдаются и прослеживаются террасы в нижнем течении Катуня. Они образуют довольно обширную наклонную равнину, субширотно вытянутую вдоль Оби и Бии и ступенчато поднимающуюся к предгорьям Алтая. Над Обью и Бией (урезы 158–160 м) последовательно возвышаются кроме поймы четыре (или пять?) надпойменных уровня (рис. 1). Самый низкий из них – пойма высотой 1,5–5,0 м (отметки над уровнем моря 161–165 м). Далее, в сторону предгорий Алтая, последовательно поднимаются все более высокие ступени. Это I надпойменная терраса высотой от 8–12 до 18 м с отметками 170–175 (до 180) м, II – 20–23-метровая (до 30 м) с отметками 180–185–190 м; III – 30–35-метровая (до 38 м) с отметками 195–200 (205) м и IV – 40–55-метровая (до 60 м) с отметками 210–225 (230) м. Последняя непосредственно сочленяется с предгорными возвышенностями Алтая. В ее пределах иногда намечается высокая (пятая?) ступень на отметках 220–230 (240?) м.

Катунь, текущая с гор, последовательно прорезает всю террасовую лестницу начиная с самого высокого уровня. Поэтому относительная высота четырех надпойменных ступеней вдоль Катуня остается в пределах от 12–18 до 25 м (см. рис. 1). Они выступают как один ступенчато снижающийся вниз по долине Катуня надпойменный уровень. Последний сложен литологически однообразной песчано-галечниковой толщей. Она непрерывным покровом протягивается с одного уровня на другой, и даже вдоль уступов отсутствуют следы резких и глубоких врезов. Очевидно, мы имеем дело с почти одновозрастной толщей плащеобразно залегающих осадков. Верхняя гипсометрическая граница (тыловой шов) этого песчано-галечникового плаща находится на отметках 220–230 м вдоль подножия предгорий Алтая, а нижняя спускается до уровня I надпойменной террасы, т.е. до отметок 165–170 м.

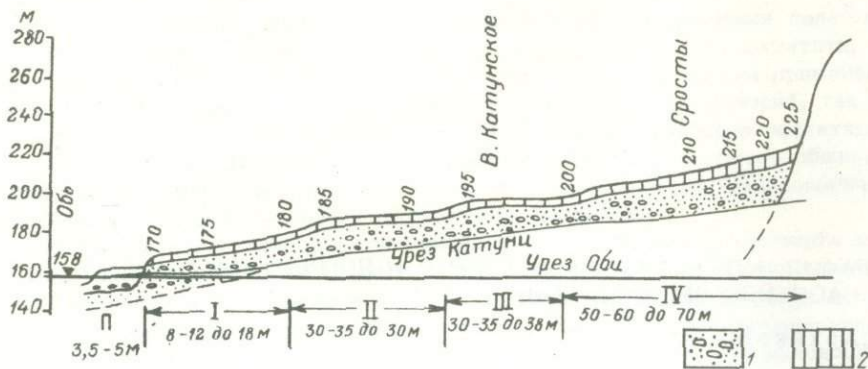


Рис. 1. Лестница террас в нижнем течении р. Катуня

1 - пески и галечники; 2 - покровные лёссовидные суглинки; П - пойма; I-IV - надпойменные террасы (цифры (3,5-5 м) - относительные высоты над Обью) (170)-225 - отметки над уровнем моря

Одновысотные надпойменные террасы прослеживаются вдоль правого берега Бии, от Бийска до дер. Бехтемирской. Они также сложены песчано-галечниковой толщей, последовательно спускающейся с самого высокого 50-60-метрового (отметки 220-230 м) до самого низкого 7-10-метрового (отметки 173-175 м) уровня (рис. 2). Песчано-галечниковая толща с линзами ленточно-слоистых осадков залегает с резким размывом на так называемых илах бийской террасы. Ее подошва фиксируется на отметках 165-180 м.

Аналогичная террасовая лестница выделяется на правобережье Оби. Она образует обширную ступенчато-наклонную равнину, протягивающуюся вдоль Обь-Чумышского плато от Бийска до Камня и северо-западных отрогов Салаира. Монотонно-однообразная песчаная толща слагает все четыре (или пять?) надпойменные ступени и затем по долине р. Большой Речки (как и по другим долинам правых притоков Оби) втягивается в пределы Обь-Чумышского плато (рис. 3).

Таким образом, ступенчато-наклонная, террасированная равнина в долинах Оби, в низовьях Бии и Катуня сформировалась одновременно и непосредственно в процессе накопления песчаных и песчано-галечниковых отложений. Это могло произойти, очевидно, только в результате весьма быстро протекавшего процесса, за короткий отрезок времени. Действительно, если бы накопление отложений и образование ступенчатого рельефа были длительными, а аккумуляция подолгу задерживалась на одном и том же уровне, то неизбежно возникли бы врезы и, как следствие этого, глубоко вложенные одна в другую по эрозионным контактам террасы. К сказанному следует, вероятно, добавить, что процесс формирования отложений и рельефа происходил при прогрессивно уменьшавшейся массе обломочного материала, транспортировавшегося водными потоками, и при некотором снижении базиса эрозии. Дело в том, что ступенчатость рельефа заметно связана с внутренней структурой песчано-галечниковой толщи. Так, максимальная мощность отложений более свойственна высоким уровням рельефа и достаточно закономерно уменьшается от высоких к низким ступеням. Наибольшие градиенты изменений мощностей приурочены к склонам-уступам. Макроструктура отложений также различна. В пределах того или иного уровня наблюдается доминирование горизонтального наслоения с крупносетчатой структурой, образованной сочетанием многочисленных уплощенных линз. Вдоль склонов-уступов чаще, чем в террасах, наблюдается черепитчатое, пологонаклонное линзовидное напластование (рис. 4). Слои накладываются один на другой в слегка наклонной плоскости, но без следов размыва. Каждый последующий слой или пачка слоев как бы соскальзывает на более низкий гипсометрический уровень. Они соответствуют, очевидно, последовательно причлененным сегментам речных осадков.

Можно достаточно точно установить время и продолжительность формирования песчано-галечниковых и песчаных отложений всех четырех (пяти?) надпойменных уровней.

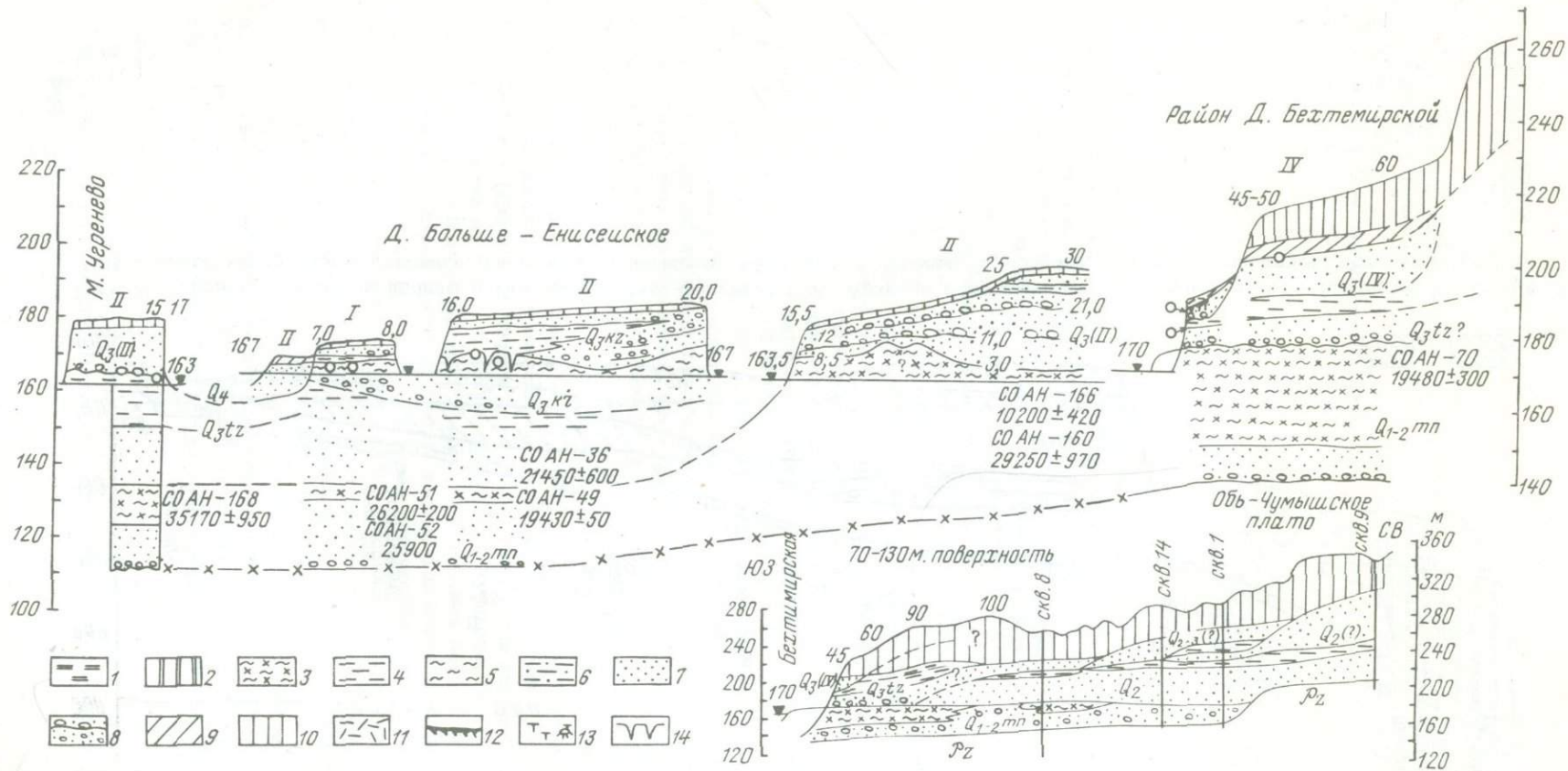


Рис. 2. Террасы на правом берегу р. Бии между деревнями Мало-Угренево и Бехтемирская. Составил С.А. Архипов с привлечением материалов О.М. Адаменко (1963, 1967)

1 - отложения кочковской свиты; 2 - то же, красnodубровской свиты; 3 - глины алевроитовые (или бийской террасы); 4 - глины и алевроиты; 5 - глины алевроитистые (или) каргинского возраста; 6 - ритмично- и ленточно-слоистые суглинки, глины, алевроиты среди песчаных осадков террас; 7 - пески; 8 - галечники и скопления валунов; 9 - суглинки и глины; 10 - лёссовидные суглинки; 11 - делювиальные суглинки и супеси; 12 - почвы; 13 - торф и пни деревьев; 14 - криогенные нарушения

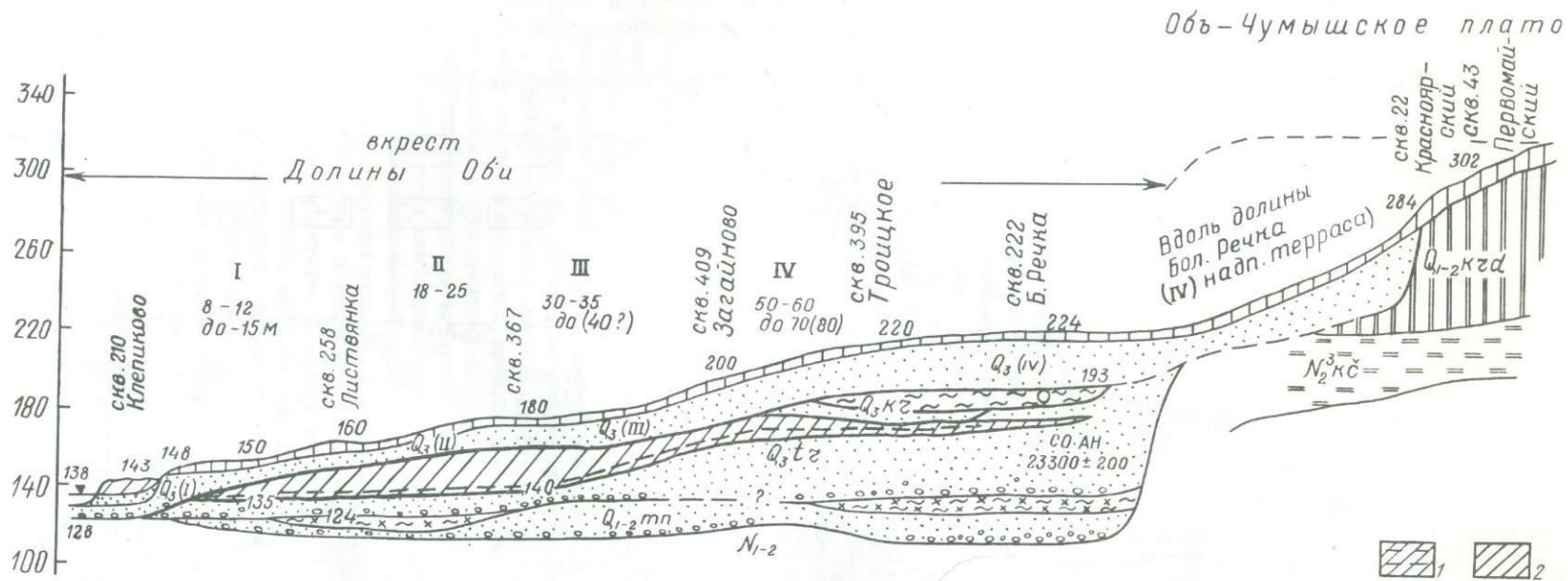
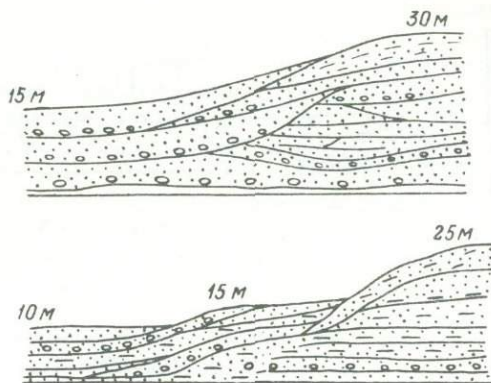


Рис. 3. Террасы Оби вдоль долины р. Большая Речка. Составил С.А. Архипов с привлечением материалов О.М. Адаменко (1963, 1967)
 1 - слоистые супеси и суглинки, внешне напоминающие лёссовидные породы; 2 - то же, но более глинистые. Остальные см. рис. 2.



Рис. 4. Строение песчано-галечниковой толщи вдоль уступов-склонов надпойменных террас

1 - пески; 2 - пески с галечниками; 3 - пески глинистые тонкослоистые



Нижняя возрастная граница устанавливается по дате 21450 ± 600 лет (СОАН-36)¹, полученной из подстилающих пород на правом берегу Бии в районе дер. Больше-Енисейской (см. рис. 2). Здесь же получены даты от 22 до 26 тыс. лет. Того же порядка даты (23-28 тыс. лет) известны из подстилающих пород на Большой Речке (см. рис. 3), у деревень Косиха и Жилино (Фирсов и др., 1971, 1972).

Кроме того, имеется несколько дат, относящихся к самой песчано-галечниковой толще. Две даты известны из обнажения у дер. Бехтемирской на Бие. Одна, равная 19480 ± 300 лет (СОАН-70), получена по гумусу из суглинков, залегающих в кровле песчаных осадков IV надпойменной террасы. Другая (определения по коллагену из бивня мамонта, подобранного в осыпи) имеет возраст 24420 ± 650 лет (СОАН-119). Она сомнительна и не может быть точно привязана к разрезу. Еще три даты известны из I надпойменной террасы, обнажение которой находится на правом берегу р. Ануя, в дер. Ануйской (рис. 5). В 8-10-метровом разрезе под покровными лёссовидными суглинками (2,5 м) залегают пески с растительными остатками в подошве (3,0-3,5 м) и глинисто-алевритовая пачка, состоящая из серии (13) наклонно залегающих слоев, содержащих остатки древесины и раковины корбикул. Подошва пачки уходит под урез реки, где она подстилается весьма мощной 33-35-метровой песчаной толщей. Возраст ее точно не установлен. О.М. Адамченко (1963) относил эти пески, как и пачку глинисто-алевритов, к монастырской свите. Однако не исключено, что верхняя часть песков принадлежит I надпойменной террасе и их подошва находится на отметках примерно 140-143 м. Из глинисто-алевритовой пачки приводятся две даты: 12600 ± 120 лет (древесина) и 12500 ± 150 лет (целлюлоза) (ЛГ-36) (Арсланов и др., 1972). Из подошвы перекрывающих песков по древесине имеется пять определений, среднеквадратичная из которых равна 14540 ± 365 лет (СОАН-16; Фирсов и др., 1971, 1972). Эта дата, видимо, предпочтительней. Образец из глины, по документации В.А. Зубакова, был взят около уреза реки (на глубине 9 м от бровки) и мог подвергаться воздействию паводка.

Верхний возрастной предел песчаной толщи, слагающей надпойменные террасы, устанавливается около 11,4 тыс. лет назад следующим образом. Все террасы с поверхности прикрыты плащом (0,5-3,0 м) лёссовидных суглинков, который обрывается лишь у тылового шва поймы. Этот покров прорезан Волчьим логом на правом берегу Бии, в районе дер. Бехтемирской (см. рис. 2). В основании овражно-делювия, прислоненного к покровным лёссовидным суглинкам, залегают погребенная почва, датированная в 10230 ± 420 лет (СОАН-116). Близкая дата получена из основания озерно-аллювиальных слоев, залегающих на I надпойменной 11-12-метровой террасе Оби, обнажающейся в устье р. Сузун. Здесь вниз от бровки, под 3-3,3-метровым слоем слоистых супесей с раковинами анадонт, залегают пач-

¹ В том же обнажении, но ниже по разрезу получена дата 19430 ± 50 лет (СОАН-49). Она явно замоложена. Возможно, это связано с влиянием паводковых вод, в сфере влияния которых был взят образец.

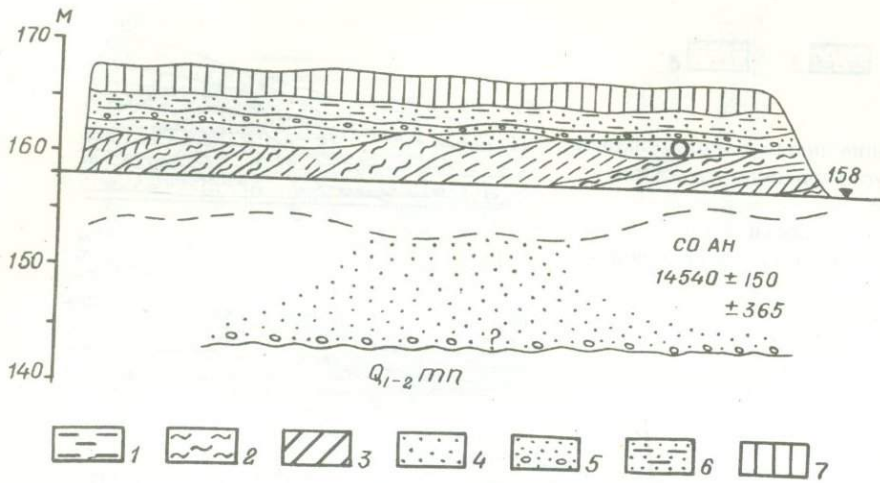


Рис. 5. Разрез I надпойменной террасы у д. Ануэйской

1 - глина жирная; 2 - глина алевролитовая (ил); 3 - глина песчаная и суглинок; 4 - песок; 5 - песок с мелкой галькой; 6 - глинистые тонко горизонтальнослоистые пески; 7 - покровные лёссовидные суглинки

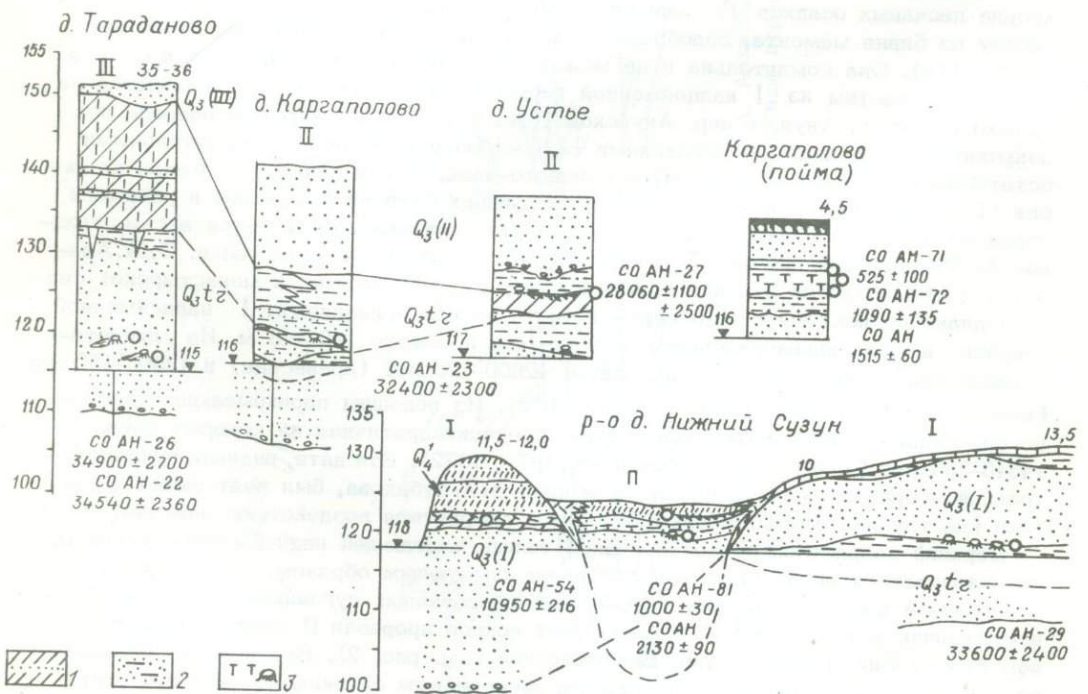


Рис. 6. Надпойменные и пойменная террасы на правом берегу Оби между деревнями Тараданово и Нижний Сузун

1 - переслаивание песков, супесей и суглинков; 2 - пески с прослоями суглинистых осадков; 3 - торф и пни деревьев. Остальные см. рис. 2

ка (5,5-5,6 м) переслаивающихся песков, алевроитов и глин с обильной малакофауной и 30-сантиметровым торфяником в основании. Торф и вмещающие его осадки непосредственно, но с перерывом ложатся на пески I надпойменной террасы, которые поднимаются над урезом реки на 2,5 м, и погружаются на 18 м, до отметки около 100 м. Радиоуглеродная дата из торфа равна 10950 ± 160 лет (СОАН-54).

Даты 10,9-10,2 тыс. лет относятся по времени к заключительной стадии (10,3-11,4 тыс. лет) последнего, позднеплейстоценового оледенения во всем северном полушарии, когда повсеместно в перигляциальных областях формировались молодые лёссы. Очевидно, к ним относится и верхний лёссовидный покров надпойменных террас Верхней Оби. Поэтому его нижнюю границу принимаем около 11,4 тыс. лет.

Таким образом, песчаная и песчано-галечниковая толщи осадков, как и ступенчато-наклонный рельеф всех четырех (пяти?) надпойменных уровней, образовались очень быстро, примерно за 10 тыс. лет, в интервале от 21 (22) до 11,4 тыс. лет. Кроме того, если песчаный покров на IV надпойменной ступени сформировался примерно между 22-19 тыс. лет, то на II и III ступенях - где-нибудь в интервале между 15 (16) и 19 тыс. лет. Кстати, Х.А. Арсланов и др. (1972) опубликовали две даты - 14870 ± 180 и 15850 ± 680 лет (ЛГ-36), которые В.А. Зубаков привязывает ко II надпойменной террасе. Следовательно, все четыре надпойменные ступени в бассейне Верхней Оби имеют послекаргинский возраст, сартанский (Q_3^4) по унифицированной схеме или позднезырянский (поздневиормский) по нашей схеме (Архипов, 1969, 1971).

Возраст поймы в долине Верхней Оби определяется ее вложением в I надпойменную террасу как несомненно голоценовый (рис. 6). К сожалению, из подводной части ее разреза датировок пока нет, а в обнажениях получены довольно молодые даты. Так, из правобережной поймы в устье р. Сузун получена дата 2130 ± 90 лет (СОАН-28) по древесине, залегавшей в подошве пойменных наилок (на глубине около 3,0-3,5 м от бровки) на контакте с прирусловыми песками на высоте 2 м над Обью. Здесь же из гумусового прослая в пачке пойменных наилок (1,1-1,2 м ниже бровки) имеется датировка, равная 1000 ± 30 лет (СОАН-81). Из той же правобережной поймы около дер. Каргаполово погребенный торфяник (0,7 м), залегающий внутри 2,3-метрового слоя старичных алевроитов, датирован в подошве в 1515 ± 60 лет (СОАН-73), в середине в 1090 ± 135 лет (СОАН-72) и в кровле в 525 ± 100 лет (СОАН-71).

Погребенные долины Верхней Оби

Под плащом песчаных и песчано-галечниковых осадков террасированной равнины Верхней Оби, Катуня и Бии, в ее цоколе, вскрываются разновозрастные аллювиальные толщи, разделенные размывами и выполняющие разновременные врезы (см. рис. 2, 3).

Наиболее древняя, монастырская долина, дно которой устойчиво фиксируется на отметках 120-130 м, повышаясь к предгорьям Алтая до 140 м и снижаясь вниз по Оби до 100 м, прослеживается под всеми террасами Оби, Бии и Катуня. Она прорезает толщу водораздельных пород краснодубровской и кочковской свит и заполнена осадками до отметок 175-180 м (см. рис. 2, 3). Дно долины выстилают галечники (15-20 м), среди которых вблизи предгорий содержатся валуны. Вверх по разрезу они переходят в пески, поверх которых заметно обособленно ложится довольно мощная, до 20-25 м, толща грязно-синих и темно-серых алевроитистых глин (илов). Все эти отложения О.М. Адаменко (1963, 1967) объединил в монастырскую свиту. Ее возраст определяется первой половиной среднечетвертичного века (миндель-риссом и риссом). Основанием для этого являются находки остатков трогонтериевого слона в илах (Щукина, 1960) и геологическая позиция свиты, определяющаяся вложением в водораздельную нижнеплейстоценовую подсвиту краснодубровской свиты (Адаменко, 1967; Архипов, 1971). Эта датировка реальна и сейчас, хотя строго она не доказана.

В монастырскую долину врезаны по крайней мере две генерации более молодых долин, заполненных отложениями, которые О.М. Адаменко (1967) объединил в большереченскую свиту и датировал второй половиной среднего плейстоцена. Эти врезы

по возрасту заполняющих их осадков могут быть определены как каргинский (20–30 тыс. лет тому назад) и докаргинский ранне(?) – средневюрмский.

Докаргинская погребенная долина, очевидно, наследует целиком монастырскую, так как выполняющие ее осадки распространены под всеми надпойменными уровнями в бассейне Верхней Оби. Отложения докаргинского вреза выделяются в тарадановскую толщу. Они залегают в интервале отметок 135–220 м в низовьях Бии и Катуня, в интервале 125–200 м на Оби ниже Бийска и 100 (105)–180 м ниже Барнаула и вложены с размывом, увеличивающимся вниз по Оби, в монастырскую свиту (отметки залегания 110–180 м). Тарадановская толща сложена породами, литологически сходными с перекрывающими их песчаными осадками надпойменных террас. Это делает подчас сложным выделение их в разрезах, особенно – высокой 50–60-метровой IV надпойменной ступени, тем более что имеются всего два обнажения названной террасы, которые находятся на правом берегу Бии, у дер. Бехтемирской и г. Бийска. О. М. Адаменко относит эти разрезы к двум различным террасам, которым он присвоил наименования бехтемирской и бийской. Вопрос этот нельзя считать решенным. Отметки поверхности и той и другой колеблются в пределах 210–230 м (см. рис. 2 и 7). В обоих разрезах на размывтой кровле монастырских грязно-синих глин (илов) залегают пески с галечниками в основании, перекрытые покровными лёссовидными суглинками. Сейчас они относятся к террасовым отложениям. Между тем пески, залегающие на монастырских глинах, довольно отчетливо подразделяются на две толщи. В бехтемирском разрезе (см. рис. 2) общая мощность песков 27–28 м, они залегают в интервале отметок 175–203 м. Внутри их, разделяя пески на нижнюю и верхнюю толщи, залегают пачка суглинистых пород мощностью от 5 до 7 м (отметки 185,5–191,5 м). В бийском обнажении песчаных осадков около 34 м; примерно посередине разреза на отметках 180 – 182 м прослеживается четко выделяющийся супесчаный слой (2 м), интенсивно нарушенный криотурбациями. В обоих разрезах поверхность суглинисто-супесчаных слоев несет следы размыва вплоть до присутствия мелкой гальки и глиняных катунов, следовательно, верхние, собственно террасовые пески накапливались после размыва. Из кровли верхней песчаной толщи бехтемирского разреза имеется уже указанная дата 19480±300 лет (СОАН-70). Нижняя толща песков здесь не датирована, но об их возрасте можно судить по датам, полученным в соседнем Волчьем логу. Обнажение в логу располагается у тылового шва II надпойменной ступени, в месте ее сочленения с бехтемирской террасой. В нем вскрываются несомненно разновозрастные осадки. Сверху, с отметки минус 190 м, под делювиальными суглинками с погребенной почвой (1,8 м), датированной в 10230±420 лет (СОАН-116), залегают пески с мелкой галькой в основании (2,5–3,0 м). Это осадки либо II надпойменной террасы, либо балочного аллювия, залегающие с размывом на подстилающих суглинках. С них, с отметки минус 185 м, начинается нижняя часть разреза Волчьего лога, сходная с нижней песчаной толщей бехтемирского обнажения. Действительно, суглинки (1,0–1,5 м) с линзами торфа (0,3 м) подстилаются разнозернистыми песками с гравием и галькой, характеризующимися крупной косою слоистостью, мощностью до 8,5 м. В их подошве залегают галечник с валунами (0,3–0,5 м). Он ложится на резко размывтую поверхность монастырских глин или илов на отметках около 173–175 м.

Образцы торфа датировались дважды и дали результаты сначала в 29250±970 лет (СОАН-160), а затем, видимо более точно, в 35 тыс. лет (устное сообщение В. А. Паньчева). Если торф с вмещающими его суглинками и песками является цоколем бехтемирской террасы, то приведенные даты определяют возраст ее нижней песчаной толщи (см. рис. 2). Последняя станет еще более древней, если предположить, что в Волчьем логу суглинки с торфом относятся к цоколю II надпойменной террасы и, следовательно, вложены в нижнюю песчаную (цокольную) толщу бехтемирского уровня. Возможно, что низы бехтемирской и бийской террас (выше монастырских глин-илов), сложенные грубозернистыми песками с галькой и валунами до 0,5–1,0 м в диаметре, следует относить к раннему вюрму. Вместе с тем в обоих вариантах даты 29 и 35 тыс. лет не имеют отношения к террасовым осадкам ни той, ни другой ступени. Возраст верхней части верхней песчаной толщи бехтемирского разреза датируется в 19,5 тыс. лет. Верхний возрастной предел верхних песков Волчьего лога, так или иначе связанных со II надпойменной тер-

расой (см. выше), датирован в 10,2 тыс. лет (см. рис. 2). Наконец, существенно отметить, что 48–50-метровая бехтемирская терраса (отметка 210–230 м) развита вдоль правого берега Бии, в районе дер. Бехтемирской, узкой полосой. Она вложена в более высокую 70–100-метровую (до 130 м) поверхность, полого поднимающуюся в сторону Бийско-Чумышского водораздела с отметок от 240–250 до 300 м. На водоразделе она незаметно переходит в так называемое Обь-Чумышское плато, имеющее отметки 320–330 м (см. рис. 2). Строение 70–130-метровой террасы известно лишь в общих чертах по данным нескольких буровых скважин. С поверхности она сложена лёссовидными суглинками (25–30 м). Под ними лежат пески (мощностью 60–80 м) с прослоями глин и в основании разреза (на отметках 140–145 м) – галечники (мощностью 20–25 м) в кровле (отметки 160–170 м) с линзами монастырских глин. Глины и галечники выклиниваются к водоразделу, и Обь-Чумышское плато сложено только песчаной и лёссовидными толщами. Возраст и тех и других точно неизвестен. Он может охватывать интервал от ресса до раннего вюрма включительно.

Отложения, датированные в 35–40 тыс. лет, установлены и под низкими надпойменными уровнями. Так, они встречены в цоколе I надпойменной, 15–17-метровой ступени на р. Бие, у дер. Малое Угреново (см. рис. 2). Пачки суглинистых и песчаных осадков залегают здесь на отметках около 135–165 м, а из их кровли получена дата 35170 ± 950 лет (СОАН-168). В долине Катуня, в устье ее притока речки Иши, из цоколя 23–25-метровой террасы (отметки 210–220 м) известна дата 39900 ± 1500 лет (СОАН-53).

В долине Оби ниже Барнаула синхронные отложения вскрываются в цоколе III, II и I надпойменных террас (см. рис. 6). Здесь значительно резче, чем в обнажениях у дер. Бехтемирской и г. Бийска, обособляются пачки песков и перекрывающих суглинистых пород. Поэтому именно эти, полнее других изученные, разрезы приняты за опорные при выделении тарадановской толщи. Обе ее пачки лучше всего обнажены вдоль правого берега Оби, между деревнями Тараданово, Каргаполово и Сузун. Пески выступают над урезом Оби на высоту от нескольких до 15 м (отметка около 130–133 м), а их подошва опущена до отметок 108–110 м. Местами в них содержится много растительных остатков, а в прикровельной части – прослоев грязно-синих алевритистых глин. Последние в обнажении у дер. Тараданово (III надпойменная терраса) гумусированы вдоль кровли (отметки около 140 м) и деформированы криогенными текстурами, небольшими ледяными клиньями и кипунами. По древесным остаткам, взятым из песков дер. Тараданово, получены даты 34500 ± 2360 лет (СОАН-22) и 34900 ± 2750 лет (СОАН-26) (Фирсов и др., 1971).

Под более низкими II и I надпойменными ступенями глины залегают на отметках 125–130 м, а пески под ними обнажаются всего на 1,5 – 5,0 выше уреза Оби (см. рис. 6). Глины залегают в кровле песков крупными линзами, в них содержится масса растительных остатков. Из пней хвойных деревьев, сохранившихся в прижизненном состоянии на почвенно-торфянистой подстилке, получены даты 32400 ± 2300 лет (СОАН-23) и 33600 ± 2400 лет (СОАН-29). Третья дата – 19400 ± 4600 лет (СОАН-24) – явно замоложена. Она отобрана невысоко (1,2 м) над меженным уровнем Оби и, видимо, длительное время находилась под воздействием паводковых вод.

Суглинистая пачка, перекрывающая пески местами с заметным размывом, залегают слегка наклонно в цоколе III, II и I надпойменных террас. Ее кровля спускается соответственно с отметок 150–145 до 125 м, а подошва – со 133 до 120 м. Одновременно мощность уменьшается с 15–18 до 3–5 м от более высокой к низкой террасе. В том же направлении изменяется облик пород. В цоколе III надпойменной ступени это слоистые супеси и суглинки лёссовидного облика. На низких отметках (120–130 м) появляются более глинистые породы, которые под воздействием паводков теряют свой лёссовидный облик и поэтому внешне трудноотличимы от подстилающих алевритистых глин, тем более что вдоль их контакта не везде четко наблюдаются следы размыва. Кроме того, около деревень Каргаполово, Устье, Малышево в подошве террасовых песчаных осадков залегают ленточно-слоистые алевриты, глины и суглинки, аналогичные тем, что обнажаются в разрезе II надпойменной бийской террасы у дер. Больше-Енисейской (см. рис. 2). Все

это сильно затрудняет выделение верхней тарадановской суглинистой пачки. Между тем в обнажении у дер. Устье имеется дата 28060 ± 2500 лет (СОАН-27). Она получена по древесине из локально развитого гумусового прослоя (0,1-0,2 м) в кровле темно-бурого суглинка (2,0-2,5 м), сильно деформированного криогенными процессами. Суглинок залегает поверх алевритистых грязно-синих глин и песков и перекрыт ленточно-слоистыми глинами и песками. Вероятно, суглинок относится к верхней тарадановской пачке. В его подошве наблюдаются четкие следы размыва в виде 0,2-0,5-метрового прослоя, грубых супесей и песков с глиняными окатышами, а вдоль кровли - явный перерыв, на что указывают погребенная почва и криотурбации. Видимо, отмеченная дата свидетельствует о верхнем возрастном пределе тарадановской толщи.

В докаргинской долине кое-где, вероятно, сохранились и более древние, казанцевские породы. Косвенно на это могут указывать находки унионид и корбикул, обнаруженные А.М. Малолетко в слоях, залегающих в основании разреза IV надпойменной террасы Оби и обнажающихся по рекам Камышинке и Чарышу у дер. Усть-Калманки. Даты, полученные по раковинам в названных пунктах и равные 40000 ± 500 лет (ГИН-419) и 33400 ± 930 лет (СОАН-373), вполне могут быть замолоченными. Известны случаи, когда возраст раковин по радиоуглероду около 38 тыс. лет при определении уран-радиевым методом оказывался равным 78 ± 5 тыс. лет, а уран-торияевым - даже 100 ± 8 тыс. лет (Гопкинс, 1965).

Итак, в докаргинской долине присутствуют отложения, возраст которых определяется в широком диапазоне - от предположительно казанцевского, ресс-вюрмского до средневюрмского времени включительно.

Каргинский врез и осадки, его заполняющие, обнаружены в цоколе надпойменных террас Бие, в районе дер. Больше-Енисейской, на отметках примерно 160-175 м, и Оби, в долине р. Большой Речки, на отметках 175 (180) - 193 м (см. рис. 2 и 3). В обоих случаях вырисовывается неширокая и весьма плоская погребенная долина. Аллювиальные отложения в ее пределах представлены песками с маломощными галечниками в основании и глинисто-алевритовой пачкой в кровле. И те и другие содержат многочисленные растительные остатки и линзы торфа. На Бие в районе дер. Больше-Енисейской получена следующая серия дат из глин: у кровли 21450 ± 600 лет (СОАН-36), ниже по разрезу 25900 ± 1200 лет (СОАН-52) и 26200 ± 200 лет (СОАН-51), а также у дер. Мало-Енисейской 22400 ± 470 лет (СОАН-50).

На разрезе в долине Большой Речки остановимся несколько подробнее, так как именно он является стратотипом большереченской свиты, относимой ко второй половине среднего плейстоцена (Адаменко, 1967). Обнажение находится на левом берегу упомянутой речки (урез на отметке 188 м) и достигает высоты у бровки около 36 м (отметка 224 м). Сверху вниз вскрываются:

1) лёссовидные суглинки (от 6 до 10 м);

2) пачка (25 м) переслаивающихся горизонтально-слоистых песков и суглинков. Эти осадки имеют облик типичного перигляциального аллювия;

3) пачка (5-7 м) грязно-синих, серых алевритистых глин (илов) с тонкими прослоями глинистых заиленных песков. Кровля пачки несет следы выветривания, сильно ожелезнена, кое-где нарушена мерзлотными деформациями.

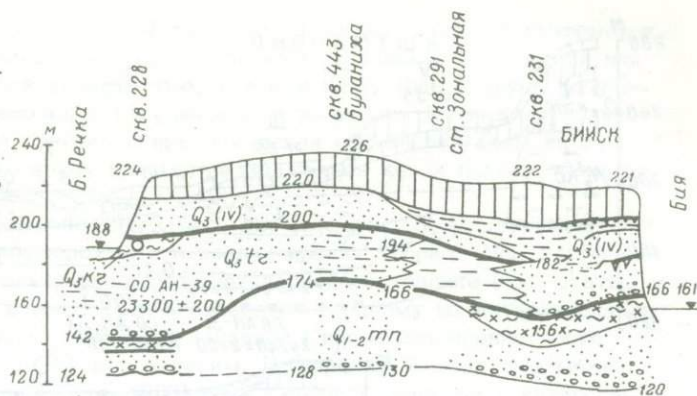
В глинах содержится большое количество древесных остатков, раковин моллюсков, отсюда известны сборы семян и плодов, определения спор и пыльцы. Все они свидетельствуют о том, что отложения формировались в благоприятных климатических условиях. По древесине получена дата 23300 ± 200 лет (СОАН-39). Определения пятикратно повторялись, дав результаты в пределах 23-25 тыс. лет. Таким образом, каргинский возраст бесспорен;

4) толща песков общей мощностью 64 м. Она вскрыта в скважине, и только ее кровля выступает на 1-3 (5) м над урезом речки. Именно отсюда получена дата 36 тыс. лет (устное сообщение В.А. Панычева). Ниже уреза речки внутри песков залегают на глубинах 12-20 м (отметки 168-176 м) и 46-52 м (отметки 136-142 м) прослои глин и алевритов. Их стратиграфическое значение, как и возраст вмещающих песков, не ясно. О.М. Адаменко (1967) по подошве верхнего глинистого слоя (отметка 168 м) проводил границу между нижележащей монастырской и перекрывающей большереченской свитами. Возможно, что эта граница не потеряла своего

Рис. 7. Геологический разрез через Бия-Большереченское междуречье

Составил С.А. Архипов с привлечением материалов О.М. Адаменко (1963, 1967)

Условные обозначения см. на рис. 2



значения и сейчас. Только пески, залегающие выше нее вплоть до подошвы каргинских глин, следует относить не к большереченской, а к тарадановской толще. Осадки, залегающие ниже, могут остаться монастырскими, хотя не исключается и их казанцевский возраст. Прямые данные на этот счет отсутствуют.

Надкаргинская песчаная пачка (2) относится к отложениям IV надпойменной террасы, а лёссовидные суглинки (1) – к ее покровным образованиям. Соотношения их с осадками бийской террасы показаны на геологическом профиле, составленном по материалам бурения через междуречье Бии и Большой Речки (рис. 7).

Террасы р. Чумыша

Значительный интерес для сравнения имеют данные о террасовой лестнице на самом крупном притоке Верхней Оби – р. Чумыше. В ее долине отчетливо прослеживаются от устья почти до верховьев четыре надпойменные и пойменная террасы (рис. 8).

Надпойменные уровни сложены, как и в долинах Оби, Бии и Катуня, песками, образующими в общем единый песчаный плащ. Однако, очевидно, в силу более резких изменений водности потока в течение позднего плейстоцена и голоцена, а также небольших размеров долины отдельные составные части этого плаща местами довольно резко обособлены на смежных разновысотных уровнях. Вместе с тем его возраст в пределах 10–20 тыс. лет подтверждается датой 24240 ± 2700 лет (СОАН-31) из подстилающих пород, на которых пески III надпойменной террасы залегают с резким размывом, и датой 14880 ± 290 лет (СОАН-32) непосредственно из отложений II надпойменной ступени (Фирсов и др., 1971). Кстати, этим косвенно подтверждается правильность датирования отложений I надпойменной террасы Верхней Оби в интервале 11–14 тыс. лет.

Покров лёссовидных пород повсеместно прослеживается только на IV, III и II ступенях. На IV и III ступенях он отчетливо делится погребенной почвой на две пачки. На II надпойменной террасе, на которую спускается, очевидно, лишь верхняя пачка, погребенная почва отсутствует.

На I надпойменной ступени покров лёссовидных пород очень часто размывает, как показано на рис. 8, Б. Пески этой террасы прикрыты более молодыми наложенными осадками. Это раннеголоценовые пойменные наилки с линзами торфа и пнями хвойных деревьев, а у тылового шва – делювиальные суглинки с прослоями перетолженного гумуса. Образец древесины из торфа датирован в 6850 ± 480 лет (СОАН-18). Все эти осадки не что иное, как наиболее древний сегмент высокой цокольной поймы. Это отложения раннеголоценовых паводков, заливавших частично первый надпойменный уровень в то время, когда русло Чумыша находилось в пределах современной 4–4,5-метровой ступени, а дно реки было значительно выше, примерно на отметках современного межени уровня. В середине голоцена Чумыш врезался на несколько метров и, возможно, прорезал всю толщу отложений I надпойменной



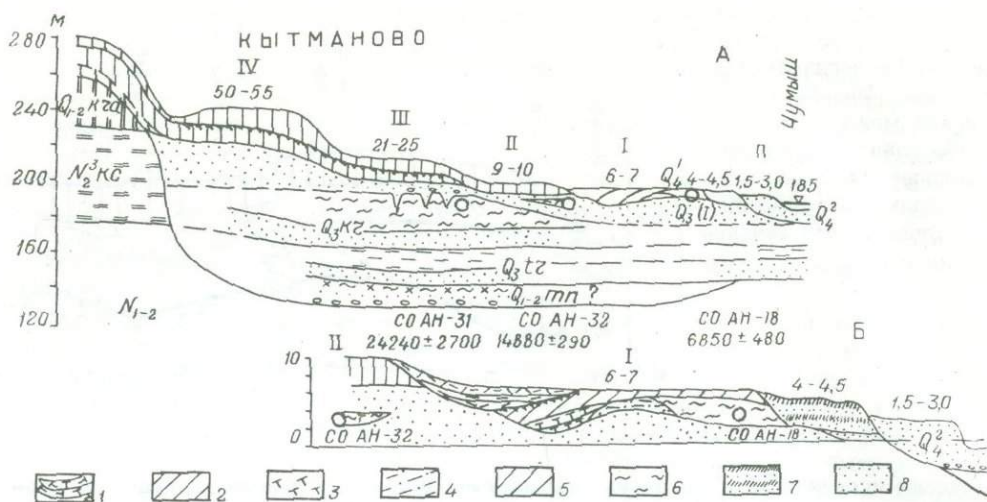


Рис. 8. Террасы р. Чумыш в районе д. Кытманово (А) и раннеголоценовые осадки на поверхности I надпойменной террасы (Б)

1 - делювиальные грубые супеси с прослоями переотложенного гумуса; 2 - суглинки с линзами гумуса; 3 - торф; 4 - супеси и глинистые пески (наилки); 5 - су-песи; 6 - алевритистые глины (илы) с пнями деревьев; 7 - переслаивание пес-ков, супесей и суглинков (пойменная фация), 8 - пески

террасы. В результате снижения уровня эрозии в позднем голоцене сформировался 1,5-3-метровый уровень, а паводки стали заливать лишь 4,0-4,5-метровую пойму. Надводная часть низкой поймы, судя по материалам по Оби (см. выше), образо-валась не древнее 2 тыс. лет назад.

Под террасами Чумыша погребены каргинская и более древние долины, а так-же выстилающие их отложения. Ранее они все целиком относились к монастыр-ской свите. Выделение каргинского аллювия, представленного песками и глинами, кровля которых размыта и нарушена морозобойными клиньями, и залегающего в интервале отметок 160-190 м, позволяет считать вероятным присутствие под ним тарадановских и казанцевских осадков. Более того, наличие монастырских отло-жений в переуглубленной древней долине строго не доказано (рис. 8, А). Дейст-вительно, монастырский возраст отложений древней долины ранее устанавливался по находкам раковин унионид в глинах, ныне датированных в 24 тыс. лет.

Геохронология основных событий

Геохронология основных событий в истории развития долины Верхней Оби пред-ставляется в следующем виде.

Современные водораздельные равнины, сложенные кочковской и красnodубров-ской свитами, впервые были прорезаны в монастырское время, в начале миндель-рисса (Адаменко, 1963, 1967) или несколько раньше - в середине минделя (Архи-пов, 1971). Это был самый глубокий врез (до отметок 110-120 м) за все после-дующее время. Заполнение долины закончилось в конце рисса или среднего плей-стоцена на отметках 170-180 м.

В казанцевское, росс-вюрмское, время врез был небольшим. Предположительно осадки этого возраста вложены в монастырскую свиту на отметках 160-170 м.

В тарадановское, ранне (?) -средневюрмское, время в пределах монастырской долины шла бурная аккумуляция попеременно то перигляциальных, то межстадиаль-ных, "теплых" осадков. Тарадановская толща не только вложена со значительным (до 50-60 м) размывом в монастырскую свиту, она имеет, кроме того, наклонное залегание (см. рис. 3), опускаясь с отметок 210-220 (230 м) до минимальных 120-125 м. Очевидно, она формировалась при снижении базиса эрозии. Поэтому, хотя ее строение недостаточно выяснено, можно считать, что ее наиболее древ-

ние слои, датированные в кровле в 39–40 тыс. лет, занимают высокое гипсометрическое положение. Представлены они грубыми песками с галькой и валунами или же глинами с ленточноподобной слоистостью, которые на р. Ише (откуда получена дата СОАН–53) переслаиваются с галечниками и валунами. Их нижняя возрастная граница не датирована, а генезис и климатическая обстановка времени их формирования не выяснены. Поэтому они могут относиться как к началу среднего, так и к нижнему вюрму.

Слой, возраст которых примерно 39–32 тыс. лет (см. рис. 3, 6), занимают более низкое гипсометрическое положение в цоколе низких террас. Они, несомненно, формировались в относительно теплой климатической обстановке (см. статью С. А. Архипова и М. Р. Вотых в наст. сб.) и относятся к одному из интерстадиалов среднего вюрма (Vogel, Zagwijn, 1967). В Западной Сибири потепление этого возраста названо Н. В. Кинд (1971) малохетским. В Западной Европе ему может отвечать интерстадиал хенгело (Папе, 1969), а в Северной Америке – интерстадиал порт-толбот II среднего висконсина (Голдтуэйт и др., 1968; Dreimanis, 1969, 1970).

Самые молодые слои тарадановской толши, пока условно датируемые в 32–28 тыс. лет, вновь имеют облик перигляциальных осадков. Если их датировка подтвердится, то они будут аналогом отложений коношельского и одного из средневалдайских похолоданий в Сибири и на Русской равнине (Бреслав и др., 1971; Кинд, 1971). Любопытно отметить, что слои накапливались в условиях явного повышения базиса эрозии.

Каргинский интерстадиальный век, принимаемый нами в его первоначальном объеме (Сакс, 1952) в интервале от 20 (22) до 28 (30?) тыс. лет, является аналогом брянского интерстадиала в Европейской части СССР, паудорфа Западной Европы, плам-пойнта и фармдейла Северной Америки (Иванова, 1966; Величко и др., 1965; Голдтуэйт и др., 1968; Фрай и др., 1968). В это время на Верхней Оби вновь произошел врез и образовалась неглубокая долина. Выполняющие ее аллювиальные осадки вложены в тарадановскую толщу.

Быстро и динамично протекал процесс формирования лестницы надпойменных террас в течение позднего вюрма. Он занял отрезок времени всего в 10–12 тыс. лет. Возраст IV надпойменной террасы примерно 22–19 тыс. лет, III и II террас – около 19–15 тыс. лет и I – в пределах 15,0–11,5 тыс. лет. Первые три надпойменные ступени сложены исключительно песчаными перигляциальными осадками. Их возраст (22–15 тыс. лет) совпадает с главной стадией (бранденбургской, бологовской) вюрма Европы (Vogel, Zagwijn, 1967; Чеботарева, 1968; Вигдорчик, 1971) и висконсина (ранний вудфорд) Северной Америки (Голдтуэйт и др., 1968; Фрай и др., 1968). В Западной Сибири к этому отрезку времени относится малохетская (гыданская) стадия зырянского оледенения (Троицкий, 1967).

Перигляциальный аллювий и террасы формировались при общем снижении базиса эрозии. Оно продолжалось вплоть до образования песчаных слоев в основании разреза I надпойменной террасы. Подошва песков залегает сейчас ниже уреза рек (см. рис. 1, 3, 5, 6). Так, ниже устья Катуня, где урез Оби 158 м, их подошва лежит на отметках около 145 м, а ниже Барнаула – на отметках 100 м (урез 117–119 м). Наоборот, осадки, слагающие надводную часть разреза I надпойменной террасы, накапливались в условиях повышения базиса эрозии.

Около уреза рек (дер. Ануйская) залегают озерные (старичные) “теплые” осадки мощностью 5–6 м (см. статью В. Я. Липагиной в наст. сб.). Их возраст может быть в пределах 14,5–16,0 тыс. лет (см. выше). Интерстадиал в этот отрезок времени отмечается в Западной Сибири и Западной Европе (Кинд, 1971), а также в Северной Америке (лейк-эри) по Голдтуэйту и др. (1968).

Интерстадиальные ануйские слои перекрываются вновь перигляциальным песчаным аллювием (3,5–4,0 м). Его возраст можно оценить интервалом 14,5–11,5 тыс. лет; это время ньяланской стадии зырянского оледенения на севере Западной Сибири. В кровле песков прослеживаются местами погребенная почва. Она пока не датирована радиоуглеродным методом, но, весьма вероятно, относится к аллередскому интерстадиалу.

Предположительно аллередская почва погребена под молодыми лёссами, субэразальный покров которых образовался примерно между 11,5 и 10,9 тыс. лет. Это

время заключительной норильской стадии последнего оледенения на севере Западной Сибири.

Существенно подчеркнуть, что лёссовидные суглинки закрывают с поверхности практически всю позднплейстоценовую долину Верхней Оби. Это означает, что речная сеть в это время почти полностью деградировала. Действительно, осадки, датированные в 10,9–6,8 тыс. лет, распространены узко локально, только в пределах наиболее низких сегментов I надпойменной террасы. Они явно приурочены к наиболее глубоким участкам позднплейстоценовых речных долин Оби, Чарыша (см. рис. 6, 8) и других рек. В генетическом отношении эти маломощные (3–5 м) супесчано-суглинистые осадки с крупными линзами торфа являются образованиями небольших, возможно, сезонных, водотоков, мелких озер и заболоченных низин. По-видимому, русла раннеголоценовых маловодных речек находились на несколько метров выше их современного положения и располагались в пределах нынешней высокой пойменной ступени. Только где-то в середине голоцена появились современные реки и произошло углубление русел до их теперешнего положения. Очевидно, не ранее 5–6 тыс. лет тому назад реки вошли в свои нынешние берега и сформировали ежегодно заливаемую аккумулятивную пойму.

Новые данные, приведенные в настоящей статье, еще не решают всех проблем, но позволяют надеяться на это и, во всяком случае, заставляют пересматривать, как это сделал автор, некоторые уже устаревшие, но укоренившиеся представления.

Литература

- Адаменко О.М. Стратиграфия четвертичных отложений Предалтайской равнины в районе слияния рек Бии и Катунь. – Труды Комиссии по изуч. четвертич. периода, вып. XXII, 1963.
- Адаменко О.М. Основные закономерности геологического развития Кулундской впадины. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1967.
- Арсланов Х.А., Громова Л.И., Полевая Н.И., Руднев Ю.П. Данные радиоуглеродной лаборатории Всесоюзного научно-исследовательского геологического института. – Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 38, 1972.
- Архипов С.А. Основные события позднплейстоценового ледникового времени и их корреляция в Западной Сибири, Европе и Северной Америке. – В кн.: Проблемы четвертичной геологии Сибири (к VIII конгрессу INQUA в Париже, 1969 г.). М., "Наука", 1969.
- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971.
- Бреслав С.Л., Заряина Е.П., Краснов И.И. Периодизация и геохронология позднего плейстоцена северо-запада Европейской части СССР. – В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., Изд. Географ. об-ва, 1971.
- Величко А.А., Морозова Т.Д. Лёсс, погребенные почвы и криогенные феномены. – В кн.: Последние Европейский ледниковый покров. М., "Наука", 1965.
- Вигдорчик М.И., Ауслендер В.Г., Долуханов П.М., Знаменская О.М., Резник В.С., Агранова Д.А., Гайгерова Л.С. Геохронология и периодизация плейстоцена северо-запада Русской равнины. – В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., Изд. Географ. об-ва, 1971.
- Голдтуэйт Р., Дрейманс А., Форсайт Д., Карроу П., Уайт Дж. Плейстоценовые отложения ледникового языка Эри. – В кн.: Четвертичный период в США. М., "Мир", 1968.
- Голкинс Д.М. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске. – В кн.: Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., "Недра", 1965.
- Иванова И.К. Стратиграфия верхнего плейстоцена Средней и Восточной Европы по данным изучения лёссов. – В кн.: Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология. М., "Наука", 1966.
- Кинд Н.В. Вопросы синхронизации геологических событий и колебаний климата в верхнем антропогене. – В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии (к VIII конгрессу INQUA в Париже, 1969 г.). М., "Наука", 1969.
- Кинд Н.В. Изменения климата и оледенения в верхнем антропогене (абсолютная геохронология). Автореф. докт. дисс. М., 1971.
- Малолетко А.М. Раковины моллюсков *Unio* и *Corbicula* из террасовых отложений реки Ануй (предгорья Алтая). – Изв. Алтайск. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 11, 1970.
- Нагорский М.П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины. – Материалы по геол. Зап. Сибири, № 13 (55), 1941.
- Папе Р. Стратиграфия отложений верхнего плейстоцена Бельгии. – Бюлл. Комиссии по изуч. четвертич. периода, № 36, 1969.
- Православлев П.А. Приобье Кулундской степи. – Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, вып. 6, 1933.
- Сакс В.Н. Условия образования донных осадков в Арктических морях СССР. – Труды Ин-та геол. Арктики, т. 35, 1952.
- Троицкий С.Л. Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири. – Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 6.
- Шукина Е.Н. Закономерности размещения четвертичных отложений и стратиграфии их на территории Алтая. – Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 26, 1960.

- Фирсов Л.В., Паньчев В.А., Орлова Л.А. Абсолютные датировки позднелейстоценовых и голоценовых террас Верхнего Приобья. - Геология и геофизика, 1971, № 8.
- Фирсов Л.В., Паньчев В.А., Орлова Л.А. Радиоуглеродные даты лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР. - Бюлл. Комиссии по изуч. четвертичн. периода, № 38, 1972.
- Фрай Дж., Уилмен Х., Блэк Р. Очерк о ледниковой геологии Иллинойса и Висконсина. - В кн.: Четвертичный период в США. М., "Мир", 1968.
- Чеботарева Н.С. Валдайское оледенение северо-запада Русской равнины. Автореф. докт. дисс. М., 1968.
- Dreimanis A. The last ice age in the eastern Great Lakes region, North America. VIII Congress INQUA, Resumes des Communications. Paris, 1969.
- Dreimanis A. Last ice age deposits in the Port - Stenley maparea, Ontario. Report of Activities, Part A: Geological Survey of Canada, Paper 71-1, Part. 1970.
- Vogel J. C., Zagwijn W. H. Groningen Radiocarbon Dates IV. Amer. Journ. Soc. Radiocarbon, Suppl. 9, 1967.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ТЕРРАС СРЕДНЕЙ ОБИ

С.А.Архипов, Л.В.Фирсов, В.А.Паньчев, Л.А.Орлова

В долине Средней Оби, в Томском, Колпашевском, Нарымском и Вахском Приобье, имеются террасовые уровни двух типов - высокие и низкие. Высокие IV и III уровни многократно описаны как озерно-аллювиальные равнины, а низкие, II и I, вместе с поймой - в качестве речных террас, формирующих современную долину Оби (Богдашев и др., 1961; Мизеров, 1966; Мизеров и др., 1971).

Высокие надпойменные уровни озерно-аллювиальных равнин

Высокие надпойменные ступени образуют обширные придолинные поверхности в Вахско-Колпашевском Приобье, занимая весь обский склон северо-восточной части Обь-Иртышского и юго-западной части Обь-Енисейского междуречий. Морфологически они весьма слабо дифференцированы одна от другой. IV надпойменная ступень, относительной высотой от 30-33 до 35-40 м, располагается на абсолютных отметках 75-80 (до 85 м), а III ступень, высотой 25-30 м, - на отметках 60-65 (до 70) м. Выше по долине Оби в Колпашевско-Томском Приобье, высота этих ступеней над уровнем моря повышается соответственно до 100-110 и 115-120 м. Наконец, в Томском Приобье, выше устья р.Томи, в районе деревень Вороново и Уртам, появляется еще одна, сама высокая V надпойменная ступень с отметками до 125-126 м и высотой 45-51 м. Она непосредственно сопряжена с междуречной равниной с отметками 135-150 (до 170) м, сложенной осадками кочковской и федосовской (краснодубровской) свит (рис. 1). Севернее, вниз по долине Оби, V надпойменная поверхность далеко отходит от русла реки, протягиваясь вдоль склонов Обь-Иртышского и Обь-Енисейского водоразделов. Так, на левобережье ступень с отметками 110-125 м, отступая все далее от Оби, уходит на Средний Васюган и далее, в верховьях рек Большого и Малого Югана и Салыма, огибает с севера Обь-Иртышский водораздел и прослеживается по правобережью Иртыша на Тобольском "материке". На правобережье Оби та же поверхность протягивается с юга, очевидно с низовьев Томи, на север, через средние течения рек Кети, Тыма, Лайдугиной до низовьев Ваха.

Высокая озерно-аллювиальная (рисская?) равнина

V надпойменная ступень

На Оби разрезы V надпойменной ступени можно наблюдать только в обнажениях Воронова Яра I и II и у дер. Уртам (см. рис. 1). Наиболее сложным является строение Воронова Яра II.

Разрез начинается базальными галечниками (0,3–1,2 м), залегающими на коле из третичных пород высотой от 4–5 до 8–10 м (отметка 86,3 м). Поверх них ложатся так называемые диагональные пески (4,5–5,0 м), перекрытые глинами и алевроитами (3,1–3,5 м) с прослоем торфа и пнями хвойных деревьев, сохранившихся в прижизненном состоянии. Все эти отложения, залегающие в интервале отметок 86,3–96,0 м, обычно относят к началу среднего плейстоцена или миндель-риссу. Выше наслаиваются песчаные и суглинистые осадки (9,5–9,8 м), перекрытые 22–25-метровой толщей лёссовидных суглинков с погребенными почвами. Нижняя почва и вышележащие лёссовидные суглинки считают позднеплейстоценовыми, а все осадки в интервале отметок 95–113 м (см. рис. 1) отождествляют с бахтинским надгоризонтом, в котором выделяют самаровские, ширтинские и тазовские слои (Мизеров, 1948; Букреева, 1966; Мизеров и др., 1971). Радиоуглеродные определения возраста погребенного торфяника и пней деревьев дали запредельные результаты, более 50 тыс. лет¹. Приведенные выше стратиграфические предположения, видимо, пока остаются в силе. Нижняя, миндель-рисская, или тобольская, часть разреза сложена достаточно типичным аллювием и содержит остатки мелких млекопитающих, которые, как полагает А.Н. Мотузко (1971), могут быть сопоставлены с тираспольским комплексом фауны Восточной Европы. Верхние, самаровско-тазовские слои имеют смешанные черты, свойственные как аллювиальным, так и озерным осадкам. Так, если в обнажении Воронова Яра II залегают пески и глины, то в разрезе Воронова Яра I господствуют глины, а в разрезе Уртам – пески.

Разрезы, сходные с вороновскими и уртамским, имеются (но еще мало изучены) на Среднем Васюгане, в среднем течении рек Кети, Тыма и др. В верховьях Югана и Салыма и низовьях Иртыша помимо озерно-аллювиальных распространены ледниковые и ледниково-озерные осадки самаровского, среднеплейстоценового (рисского), оледенения. Если правильно сопоставление всех этих разрезов, как это сейчас полагают, то речь должна идти о закономерном ряде парагенетически связанных между собой отложений максимального оледенения. В таком случае вороновский, V надпойменный, уровень с отметками от 100–110 м на севере и до 120–125 м на юге в долине Средней Оби можно отнести к среднеплейстоценовому, рисскому времени.

Среднеюрмские озерная и озерно-аллювиальная равнины IV и III надпойменные уровни

Стратиграфия IV и III надпойменных уровней за последние 10–15 лет много раз повторно описывалась, но практически мало изменялась, став по сути дела общепринятой. Во всех обнажениях вдоль левого берега Оби (см. рис. 1) можно выделить три основные толщи. Верхняя сложена лёссовидными суглинками, средняя – суглинисто-алевритовыми осадками, местами с прослоями ленточных глин, песков, торфа, нижняя представлена диагональными песками с линзами "сизых суглинков". Возраст этих толщ, с некоторыми различиями у разных авторов (Мизеров и др., 1971; Богдашов и др., 1961; Букреева, 1966; Вотях, 1962; Вотях и др., 1965; Земцов, 1965; Нагорский, 1962; Архипов, 1965, 1971), предполагается таким: нижнюю толщу, выделенную в тобольскую свиту (горизонт), относят к концу раннего – началу среднего плейстоцена (средний миндель и миндель-рисс); среднюю, включающую самаровские, ширтинские и тазовские слои, объединяемые в бахтинский надгоризонт, – ко второй половине среднего плейстоцена (рисс); верхнюю, лёссовидную – к позднему плейстоцену (вюрм).

Из этой схемы следует, что тобольские отложения протягиваются под всеми высокими надпойменными уровнями вдоль Средней Оби. По традиции их возраст устанавливают по комплексу плодов и семян так называемой флоры диагональных

¹ Везде ниже радиоуглеродные даты отсчитаны от 1970 г. Определения выполнены в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР.

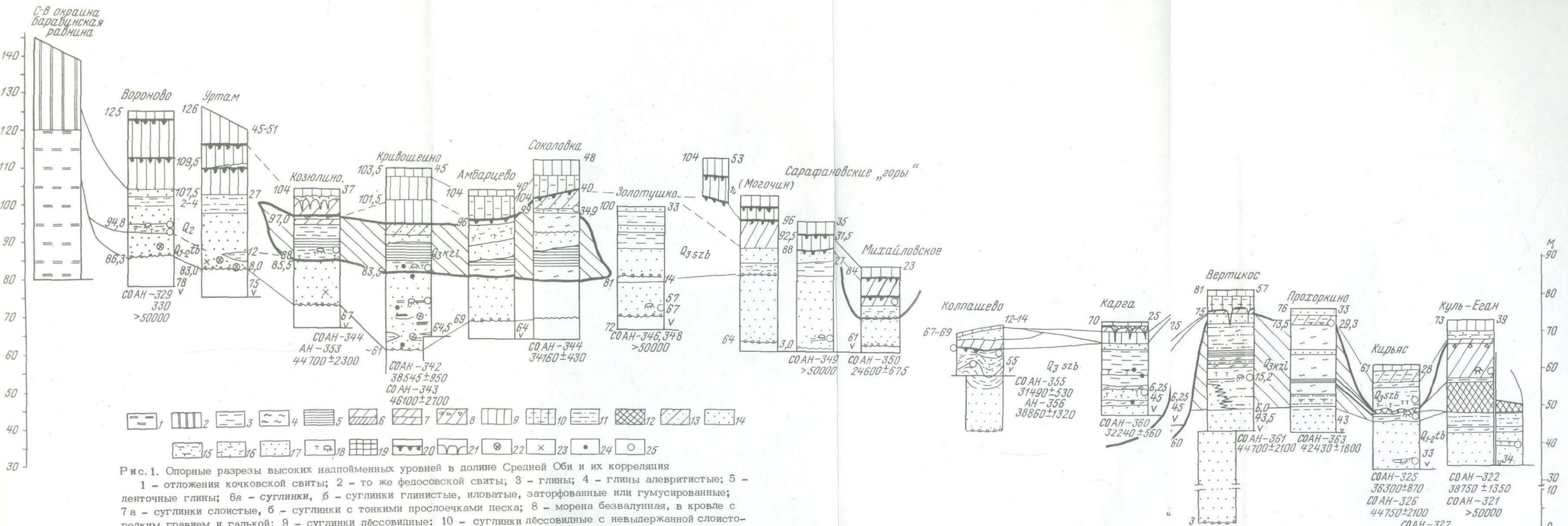


Рис. 1. Опорные разрезы высоких надпойменных уровней в долине Средней Оби и их корреляция

1 - отложения кочковской свиты; 2 - то же фелосовской свиты; 3 - глины; 4 - глины алевритистые; 5 - ленточные глины; 6a - суглинки, б - суглинки глинистые, иловатые, заторфованные или гумусированные; 7a - суглинки слоистые, б - суглинки с тонкими прослоечками песка; 8 - морена безвалунная, в кровле с редким гравием и галькой; 9 - суглинки лёссовидные; 10 - суглинки лёссовидные с невыдержанной слоистостью; 11 - алевриты; 12 - белесый алеврит; 13 - супесь; 14 - песок; 15 - песок с прослоечками глин; 16 - переслаивание песка и алевритистых глин; 17 - галечник; 18 - торф и пни деревьев; 19 - гиттия; 20 - погрёбённая почва; 21 - морозобойные клинья; 22 - местонахождение "смешанных" комплексов млекопитающих по А.Н. Мотузко (1971); 23 - то же позднепалеолитического комплекса; 24 - местонахождение флоры "диагональных песков" по В.П. Никитину (1970); 25 - положение радиоуглеродных дат. Цифры слева геологических колонок - абсолютные отметки, справа - высоты над урезом Оби

песков и отчасти флоры сизых суглинков (Никитин, 1940). Однако самостоятельное значение последней В.П.Никитин (1970) отрицает, а первая потеряла свою первоначальную миндель-рисскую датировку и может быть отнесена к более молодому межледниковью. Не дает однозначного ответа и фауна млекопитающих, так как на Средней Оби нет ни одного местонахождения тираспольского комплекса. Единичные экземпляры тираспольских форм пока лишь найдены в обнажениях Воронова Яра II, около Уртама и Кривошеино, вместе с остатками древних полевок из родов *Allophajomys*, *Mymomys* и мамонтов, шерстистых носорогов, быков, леммингов и лошадей верхнепалеолитического комплекса¹ (Мотузко, 1971). Такие "смешанные комплексы могут датировать вмещающие породы миндель-риссом, если допустить, что мамонты и лемминги появились уже в раннем плейстоцене.

Наряду со "смешанными" из диагональных песков, обнажающихся у деревень Козюлино и Уртам (см. рис. 1), происходит, по определению Э.В.Алексеевой, типично позднепалеолитический комплекс. В его составе, по сборам А.И.Лаврентьева, оказались зубы позднего мамонта, а также челюсти, ребра, тазовые кости, позвонки, зубы бизонов, лошадей, быков, лосей, медведей и хоботных. Судя по этим находкам, возраст диагональных песков в названных разрезах вряд ли может быть древнее казанцевского. Очевидно, казанцевские отложения, залегающие примерно на тех же отметках, что и тобольские (см. рис. 1), вложены в них, но мы пока не располагаем достаточными данными для их расчленения.

Радиоуглеродные определения возраста древесины и торфа из самаровско-тазовской толщи дали серию значений от 32 до 44,7 тыс. лет (см. рис. 1). Даты для подстилающих диагональных песков оказались запредельными, больше 50 тыс. лет (Вороново, Сарафановские горы, Золотушка, Куль-Еган), или близкими к ним: 46100 ± 2700 лет (Кривошеино, СОАН-343) и 49200 ± 415 лет (Кирьяс, СОАН-327). Возможно, они омоложены.

Таким образом, самаровско-тазовская толща Средней Оби имеет позднеплейстоценовый возраст. Она, очевидно, близко соответствует средневалдайскому горизонту северо-запада Русской равнины (Бреслав и др., 1971), а также среднему вюрму и висконсину (Vogel, Zagwijn, 1967; Dreimanis, 1969, 1970).

По геологическим данным, подкрепленным определениями абсолютного возраста по C^{14} , средневюрмские отложения могут быть подразделены на две толщи: ранне-средневюрмскую, козюлинскую и средневюрмскую, среднеобскую. Первая формирует IV, а вторая - III надпойменные террасы прикрытые лёссовидными суглинками, которые рассмотрены ниже.

Озерная, ранне-средневюрмская IV надпойменная терраса

IV надпойменная терраса Средней Оби сложена осадками козюлинской толщи. К последней отходит из состава бывшей самаровско-тазовской толщи та ее часть, которая содержит пачку ленточных глин и подстилающие ее слои алевроитов с торфом и пнями деревьев.

Слой алевроитов (1,5-2,5 м) залегают в основании козюлинской толщи, поверх кровли диагональных песков. Заключенные в нем торфяники (0,2-0,5 м) и пни деревьев, сохранившиеся местами в автохтонном положении, возможно, в ряде случаев свидетельствуют о перерыве в кровле подстилающей тобольской свиты. Однако в ряде разрезов, например, у дер. Козюлино, между алевроитами и нижележащими диагональными песками присутствует переходный слой, состоящий из чередования песков и алевроитов. Возможно поэтому, что у этого разреза нет по крайней мере длительного перерыва, а пески имеют казанцевский возраст.

Вверх по разрезу алевроиты с торфом и пнями переходят в ленточные глины, мощность которых изменяется от 1,70 - 1,75 м (Козюлино, Прохоркино) до 3-5 м (Вертикос, Кривошеино). И те и другие имеют региональное распространение на Средней Оби (см. рис. 1), постепенно погружаясь вниз по ее долине. Так, отметки залегания торфа с пнями у дер. Козюлино - 88,4 м, у Вертикоса - 59,2 м и Кирья-

¹ Об этом А.Н.Мотузко сообщил в своем докладе на пленуме сибирской секции Четвертичной комиссии АН СССР в марте 1970 г.

са - 45 м; отметки залегания ленточных глин снижаются в том же направлении с 89-91 до 54-56 м в обнажении у дер. Прохоркино. Радиоуглеродный возраст пней у Козюлина - 44700 ± 2300 лет (СОАН-334), у Вертикоса - 44700 ± 2100 лет (СОАН-361) и у Кирьяса - 44750 ± 2100 лет (СОАН-326). Аллохтонный обломок древесины из-под ленточных глин в Кривошеино датирован в 38545 ± 950 лет (СОАН-342).

В группе южных разрезов в долине Оби, выше г.Коппашево (Кривошеино, Амбарцево, Соколовка и т.д.), ленточные глины перекрыты песками (2-5 м), выше которых вновь залегают суглинистые осадки (3-5 м). Ими заканчивается озерная козюлинская толща, кровля которой находится на отметках 97-99 м. Песчаный слой (см. рис. 1), возможно, имеет определенное стратиграфическое значение. В настоящее время он выделяется в качестве межстадиального ширтинского горизонта. К сожалению, пески не датированы. В разрезе у Соколовки они перекрыты алевритистыми глинами (до 4,8 м), поверх которых (а также в подошве покровной лёссовидной толщи) залегают, очевидно в качестве пограничного горизонта, слой слегка гумусированного алеврита с линзами торфа. Образец последнего имеет возраст 34160 ± 430 лет (см. рис. 1).

В северных разрезах (Вертикос, Прохоркино) ленточные глины вверх по разрезу замещаются алевритами, алевритистыми глинами общей мощностью от 10 до 15 м с редкими маломощными прослоями глинистых песков и намывных торфяничков (5-10 см) (см. рис. 1). Для разреза у Прохоркина по образцу торфа в кровле озерной толщи (отметка 73,5 м) получена дата 42430 ± 1800 лет (СОАН-363). Для отложений ниже аллохтонных торфяничков для уровней 22,7; 9,25; 8,25 и 2 м над урезом Оби получены даты соответственно 31120 ± 630 лет (СОАН-364), 36980 ± 1250 лет (СОАН-365), 34430 ± 700 лет (СОАН-366), 36650 ± 700 лет (СОАН-367). Сравнение их между собой показывает тройную инверсию возраста, объяснение чему, видимо, надо искать в неодинаковом омоложении образцов. Только предельную дату пока можно принять во внимание.

Под ленточными глинами в обнажении у Вертикоса залегают алевриты с автохтонными пнями, а у Прохоркина - с двумя прослоями темно-коричневого торфа. Вниз по разрезу и частично по простиранию алевриты замещаются песками, которые по традиции считают "диагональными песками" и относят к началу среднечетвертичного времени (миндель-риссу; Мизеров и др., 1971). Однако их тесная фациальная связь с перекрывающими озерными осадками, а также палинологические исследования Т.П.Левинной, показавшие, что пески формировались в обстановке холодного, перигляциального климата, позволяют предположить для них средне-ранневюрмский возраст.

В обнажении у Кирьяса и в низовьях р.Куль-Еган появляются новые члены озерной толщи, отсутствующие южнее (см. рис. 1). В разрезе у Кирьяса поверх алевритов с торфом и пнями деревьев, датированных в 44,7 тыс. лет (см. выше), на отметке 45 м залегают слой (0,65-1,4 м) тонкомучнистого алеврита светлосерой, белесой окраски. Он легко распознается в обнажениях по р. Куль-Еган, прослежен на отметках 48-51 м и является своего рода маркирующим горизонтом. В обнажении у Кирьяса слой белесых алевритов сильно перемят, разбит на блоки, оплывшие и вмятые один в другой. Нарушения, вероятно, имеют мерзлотное происхождение. Поверх белесых алевритов залегают пачка (7,0-7,3 м) буровато-коричневых и серых алевритов с тонкой ритмичной слоистостью, нарушенной криотурбациями в подошве. Непосредственно на криотурбированных слоях залегают два (5-10 см) прослоя плотного торфа. Венчается пачка глинами, кровля которых гумусирована и прикрыта лёссовидными суглинками (4,5-4,7 м). Торфяные прослой (отметки залегания 51,1-51,3 м) датированы в $36,300 \pm 870$ лет (СОАН-325).

Для этой же надалевритовой части разреза в 2 км ниже по протоке Кирьяс по аллохтонному обломку древесины получена дата 30030 ± 400 лет (СОАН-328). Возможно, она несколько омоложена, хотя в общем не противоречит отнесению всех отложений, залегающих выше слоя белесых алевритов, к более молодой, среднеобской толще (см. ниже).

По р.Куль-Еган слой белесового алеврита перекрыт ленточно-слоистыми алевритами и мореной мощностью до 9,5 м. Морена, залегающая на отметках 55-65 м, представлена серыми и бурыми песчанистыми суглинками с оскольчато-щебнистой отдельностью, с беспорядочно вкрапленными редкими гравием и галькой в кровле.

В основании морены, на отметке около 58,5 м, найден крупный пень хвойного дерева, который датирован в 38750 ± 1350 лет (СОАН-322)¹.

Вероятная схема сопоставления обнажений у Кирьяса и Куль-Егана между собой, а также с разрезами по Средней Оби предложена на рис. 1 и 2. Слои криотурбированных белесых алевроитов, аналогов ленточных глин, и морена Куль-Егана попадают в интервал между 44,7 и 36,3 тыс.лет. В этот же интервал укладываются слои ленточных глин и перекрывающих их озерных осадков Средней Оби. Для отложений под ленточными глинами получены даты 44,7 тыс.лет, а верхний рубеж козюлинской толщи падает на интервал между 42,4 тыс.лет (ее кровля у дер. Прохоркино) и 34,2 тыс.лет (перекрывающие слои у дер. Соколовки; см. выше).

Таким образом, козюлинская толща отчетливо делится на две части. Ее низы, сложенные алевроитами с торфом и пнями деревьев и имеющие возраст 44,7 тыс. лет и более, относятся к одному из ранних потеплений средневалдайского времени (Бреслав и др., 1971), а также к интерстадиалам среднего вюрма и висконсина, сопоставляясь, возможно, с интерстадиалом порт-толбот I (Dreimanis, 1969, 1970). Отложения верхней части (ленточные и перекрывающие их глины) образуют, очевидно, парагенетический комплекс приледниковых, озерных и ледниковых осадков, сопоставляющихся по возрасту с одной из самых ранних стадий оледенения среднего вюрма и среднего висконсина.

Озерно-аллювиальная средневюрмская III надпойменная терраса

Этот уровень сформирован осадками той части бывшего самаровско-тазовского (бахтинского) надгоризонта, в составе которой отсутствуют слои ленточных глин и алевроитов с торфяниками и пнями деревьев (Сарафановские горы, Золотушка, Карга, верхи разреза по протоке Кирьяса и т.д.). Все эти отложения объединены под названием среднеобской толщи. В группе южных обнажений (выше г. Колпашево, по долине Оби) это обычно существенно песчаные осадки, залегающие на тобольских диагональных песках на отметках 93-85 м, всегда с четкими следами размыва (см. рис. 1). В северных разрезах (Карга, Кирьяс) среднеобская толща сложена переслаивающимися песками, алевроитами и глинами; ее подошва находится на отметках 47-50 м и отчетливо вложена в козюлинскую толщу (см. рис. 1, 2). Возраст отложений определяется для Кирьяса уже отмеченными датами 32240 ± 560 тыс.лет (СОАН-360). Здесь до настоящего времени выделяют около уреза Оби так называемые сизые суглинки раннечетвертичного времени, а также перекрывающие их диагональные пески, для подошвы которых (6,25 м над рекой) получена указанная дата. В литолого-фациальном отношении сизые суглинки (алевроитистые глины) и диагональные пески в Каргином Яру составляют единое целое с перекрывающими их озерно-аллювиальными осадками. И те и другие входят в состав средневюрмской среднеобской толщи.

Среднеобская толща опускается в доколь низкой надпойменной колпашевской террасы. К ней здесь относятся пески и алевроитистые глины, выступающие над урезом Оби (отметка 55 м) на 4,5-10,0 м. Они образуют нижний аллювиально-озерный ярус в трехчленном разрезе колпашевской террасы (рис. 3); его основание уходит под урез реки. Скважинами пройдены пески (до 18 м) и вскрыты базальные галечники (1,5-2,0 м) на отметке около 41 м. Принадлежат ли они к нижнему ярусу или же являются каким-то самостоятельным горизонтом, точно неизвестно. Однако их подошва находится значительно ниже основания диагональных песков (отметки 61-86 м) в долине Оби выше г. Колпашево. Поэтому возможно, что они являются аллювиальными слоями верхнеобской толщи, хотя не исключается и их казанцевский возраст.

¹ Морены в Сургутском Приобье, в том числе и по Куль-Егану, всеми относились к самаровскому, среднеплейстоценовому (рисскому) оледенению. Разумеется, приведенная дата еще не означает, что все они должны считаться теперь позднеплейстоценовыми.

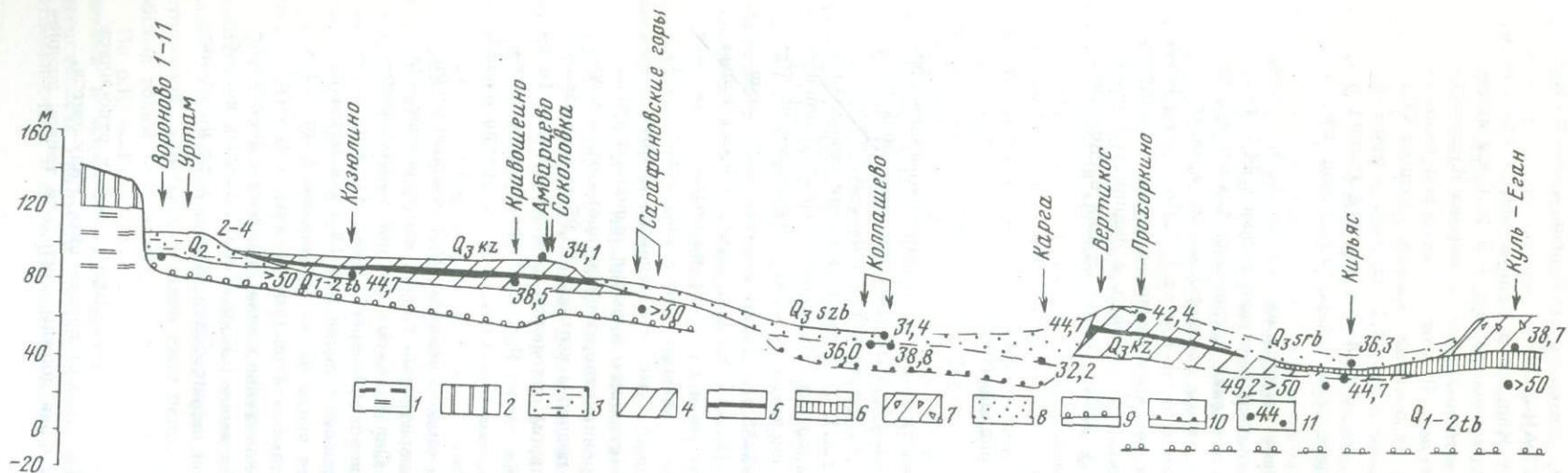


Рис. 2. Условия залегания ниже-среднеюрмской, козюлинской и среднеюрмской, среднеобской толщ в долине Средней Оби

1 - отложения кочковской свиты; 2 - то же федосовской; 3 - самаровско-газовские (рисские) осадки; 4 - ленточные глины; 5 - слой белесых алевритов; 6 - морена Куль-Егана; 7 - среднеобская толща; 8 - козюлинская толща; 9 - врез под колпашевской террасой; 11 - положение радиоуглеродных дат

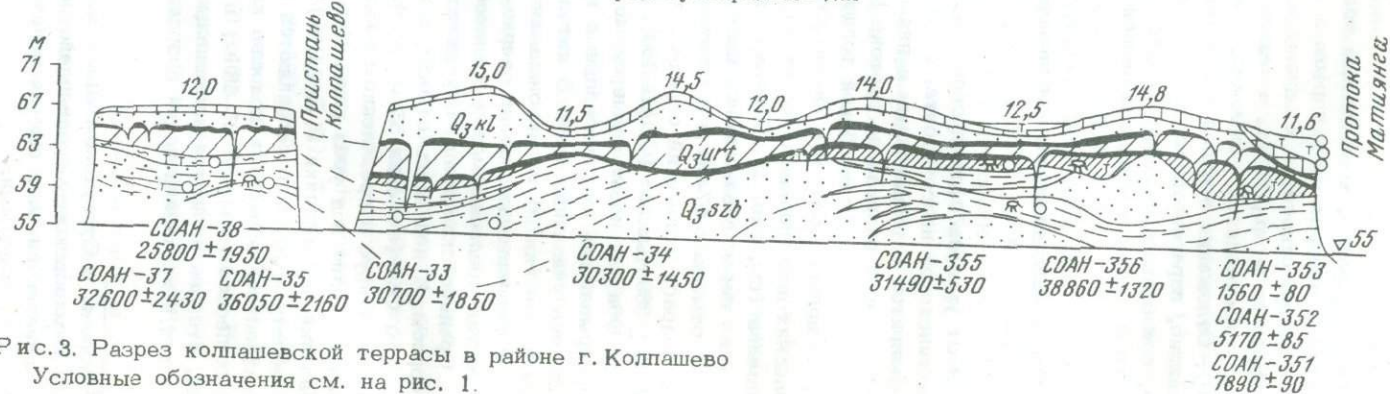


Рис. 3. Разрез колпашевской террасы в районе г. Колпашево
Условные обозначения см. на рис. 1.

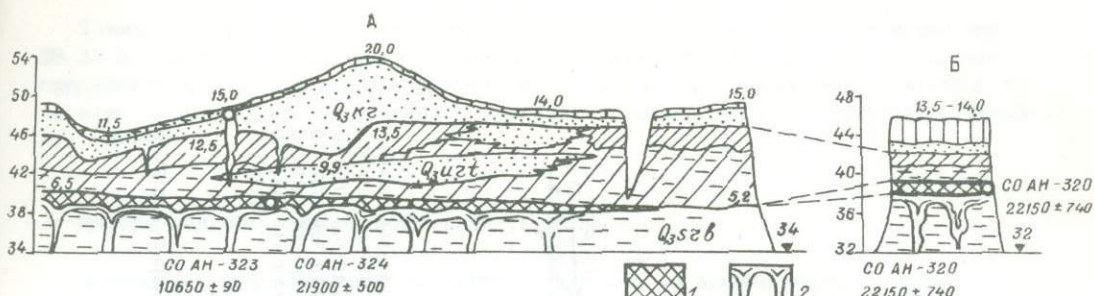


Рис. 4. Разрезы колпашевской террасы. А - по протоке Мега, Б - на левом берегу Оби около д. Покур

1 - заторфованные алевриты и алевритистые глины; 2 - полигональная система псевдоморфоз по ледяным клиньям. Остальные условные обозначения см. рис. 1

В надводной части нижнего яруса колпашевской террасы глины и пески образуют две разновозрастные генерации озерных или озерно-аллювиальных пачек (линз), вложенных одна в другую (см. рис. 3). Одна датируется в 30300 ± 1450 лет (СОАН-34) и 30700 ± 1850 лет (СОАН-33), другая - в 36050 ± 1320 лет (СОАН-356). Венчается нижний ярус погребенными торфяничками (10-20 см), гиттией, слабогумусированной лугово-болотной почвой, местами нарушенными крупными морозобойными клиньями. Кое-где в них сохранились в автохтонном или, чаще, смещенном положении обломки пней и стволов деревьев. Они датированы в 31490 ± 530 лет (СОАН-355) и 32600 ± 2430 лет (СОАН-37). Верхний возрастной предел среднеобской толщи определяется также по залеганию на ней каргинских отложений (рис. 3) - гумусированного суглинка (0,4-0,8 м) с линзами торфа и растительными остатками. Для древесины получена дата 25800 ± 1350 лет (СОАН-38).

Присутствие среднеобских пород в цоколе низкой надпойменной колпашевской террасы установлено и в других местах. Так, на Нижнем Васюгане, у дер. Волчьа Грива, они обнажены в обрыве 16-метровой ступени, поднимаясь над урезом реки на 10-11 м. Это - пески с крупными растительными остатками и перекрывающие их суглинки (2,7-3,0 м). Для древесины, взятой на высоте 1,5 м, получена дата 34975 ± 510 лет (СОАН-358). Суглинистый слой нарушен криотурбациями, которые в другом обнажении, около дер. Белый Яр, образуют довольно мощную систему псевдоморфоз по ледяным клиньям. Последние становятся особенно выразительными в еще более северных разрезах, расположенных ниже устья р. Ваха, по протоке Мега и у дер. Покур (рис. 4). Здесь наблюдаются огромные клинья шириной от 1,5 до 3,0 м, иногда до 5,0 м, с промежутками между ними в 25-30 м. Они рассекают 4-5-метровую пачку глин и алевритов и уходят в подстилающие пески, под меженный уровень Оби. Поверх криотурбированной пачки залегает слой позднекаргинских алевритов с линзами торфа, образцы которого датированы на Меге в 21900 ± 500 лет (СОАН-324) и в Покуре в 22150 ± 740 лет (СОАН-320).

В покурском разрезе каргинский слой не затронут криогенными нарушениями, поэтому его нижняя граница отчетлива. В обнажении на Меге каргинский торфяник местами разорван над клиньями и смещен вместе с вмещающими породами. Очевидно, это вторичное явление, связанное с вытаяванием жильных льдов и заполнением полостей вышележащими осадками. Поэтому каргинские и подстилающие их среднеобские осадки воспринимаются как единое целое. Между тем помимо отмеченной даты 21,9 тыс. лет имеется и другая - 33100 ± 2300 лет (МГУ, ИОАН-132), близкая к полученным для торфяника, венчающего у г. Колпашево среднеобскую толщу (см. выше). По-видимому, на Меге датированы разновозрастные торфяники. Например, в колпашевском разрезе (ниже пристани) два торфяника датированы в 25,8 и 32,6 тыс. лет, но разделены в одном месте прослоем песка мощностью всего 0,3-0,5 м (см. рис. 3,4).

Мы полагаем, что полигональная система псевдоморфоз, развитая по кровле среднеобских озерных глин, имеет докаргинский возраст и связана с так называемым конощельским похолоданием (30-33 тыс. лет), по Н.В.Кинд (1971).

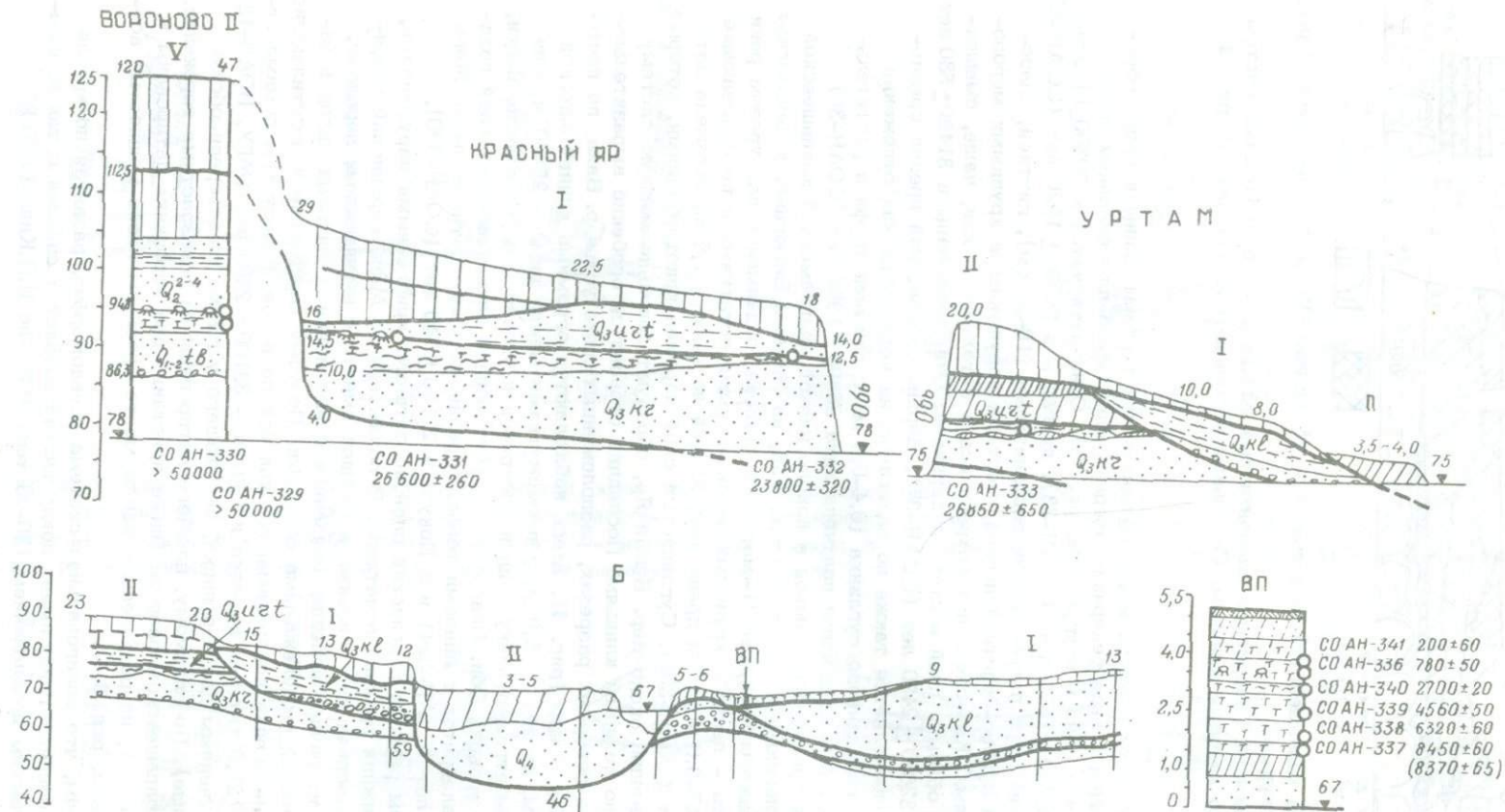


Рис. 5. Строение низких надпойменных террас. А - в районе Вороново-Уртам; Б - в устье р. Томи; ВП - разрез высокой докольной поймы

Условные обозначения см. на рис. 1

Таким образом, среднеобской толще соответствует возрастной интервал от 38–36 до 30–28 тыс. лет, т.е. она может быть сопоставлена со средней частью средневалдайского горизонта (Бреслав и др., 1971) и, видимо, формировалась в течение малохетского потепления и частично коношельского похолодания в Западной Сибири.

Низкие надпойменные и пойменная террасы

Долина Средней Оби четко очерчена в рельефе на уровне низких надпойменных и пойменной террас. Среди надпойменных можно выделить уртамский и колпашевский уровни.

Уртамская, II надпойменная, терраса сохранилась в довольно редких пунктах. Ее наиболее обширные и обнаженные сегменты находятся на левобережье Оби ниже Воронова Яра I и II, у деревень Красный Яр и Уртам (рис. 5). Высота террасы 18–20 м, у тылового шва – до 25–29 м за счет увеличения мощности лёссовидного покрова; отметки над уровнем моря 90–105 м.

Терраса имеет двухъярусное строение. Нижний ярус по набору и соотношению фаций вполне соответствует нормально построенной аллювиальной свите. В основании залегают разнородные косослоистые пески с прослоями галечников (руслотная фация), которые вверх по разрезу замещены осадками прирусловой субфации глинистых песков, переслаивающихся с наилками и намывными торфяничниками (1–2 см). Общая мощность русловых отложений от 12 до 18 м. Выше залегают пачка (1,2–4,6 м) слоистых пойменных глин и алевроитов с линзами старичных илов, торфа, гиттии, со скоплениями раковин сибирских вальват. Местами встречаются пни, обломки стволов и сучьев деревьев. По простиранию торфяник (10–30 см) замещается погребенной почвой. В обнажении у дер. Уртам в пойменно-старичных осадках развиты пластические перемещения (илов), оползни и криогенные текстуры. Для образцов торфа и древесины получены даты: из разреза у дер. Красный Яр – 23800 ± 320 лет (СОАН–332) и 26600 ± 260 лет (СОАН–331), у дер. Уртам – 26850 ± 650 лет (СОАН–333). Таким образом, нормальный аллювий нижнего яруса уртамской террасы имеет каргинский возраст. Он залегают в ее цоколе на отметках от 70–75 до 90–93 м.

Верхний ярус, непосредственно формирующий тело террасы, сложен осадками совершенно иного состава и генезиса. В обнажении у дер. Красный Яр они представлены пачкой (5–7 м) переслаивающихся глинистых песков и суглинков, а в уртамском разрезе – слоистыми суглинками (4–5 м). И в тех и в других наблюдаются многочисленные криогенные текстуры и отсутствуют какие-либо органические остатки. Очевидно, это преимущественно озерные осадки, залегающие сейчас на отметках от 80 до 105 м и сформировавшиеся в перигляциальных условиях в послекаргинское время, т.е. не ранее 20–22 тыс. лет назад.

Уртамская терраса прислонена к V надпойменному уровню в районе Воронова Яра II, в нее вложены песчаные осадки колпашевского уровня. Это определяет ее верхнюю границу около 15–16 тыс. лет (см. ниже).

Вниз по долине Оби уртамский уровень прослеживается только до устья р. Томи. Севернее, в Колпашевско–Нарымском Приобье, уртамская терраса отсутствует.

Колпашевская, I надпойменная, терраса широко распространена в долине Средней Оби. В Колпашевском и Нарымском Приобье ее обширные (в особенности левобережные) сегменты шириной 20 км соизмеримы местами с площадью, занятой поймой. На левобережье Оби она тянется непрерывно, а вдоль правого берега, от устья р. Томи до впадения р. Ваха и далее вниз по Оби, прерывиста. Относительная высота террасы изменяется от 10–12 до 15–18 м, а у тылового шва иногда поднимается до 19–21 м. Отметки над уровнем моря снижаются вниз по обской долине с 75–80 (85) м в районе устья р. Томи до 45–50 (55) м ниже устья р. Ваха, в районе оз. Саматлор, г. Нижневартовска и пос. Мегиона (см. рис. 3,4).

В стратотипическом разрезе у г. Колпашево терраса имеет трехъярусное строение. Нижний, среднеобский ярус описан выше. Над ним на отметках 60–65 м на погребенных почвах и торфяниках залегают осадки среднего яруса мощностью от 2,5 до 5,0 м. Они выделяются желто-бурой окраской и представлены глинистыми

и пылеватыми, реже песчанистыми суглинками и супесями, слоистыми, известковистыми и в разной степени облессованными. В них часто встречаются прослойки песков, иногда тонкослоистых, ленточноподобных глин и алевроитов. Кровля суглинков разбита клиньями, которые проникают отчасти в подстилающие глины и пески (второй снизу горизонт криотурбаций).

Отложения среднего яруса лежат поверх каргинского слоя (см. выше и рис. 3) и, видимо, являются послекаргинскими. По всей вероятности, это преимущественно озерные осадки, залегающие трансгрессивно, с перерывом, но без существенного размыва на подстилающих почвах и торфяниках. Иной характер имеет кровля среднего, послекаргинского яруса. Она сильно размыва, неровная, с многочисленными мелкими и крупными промоинами.

Верхний ярус колпашевской террасы сложен песками, на которых непосредственно сформирована ее поверхность и мезорельеф. Пески светло-желтые и серые, хорошо отсортированные, преимущественно кварцевые, мелкозернистые, без каких-либо органических включений, с монотонной горизонтальной слоистостью, подчеркнутой прослоечками (1-3 см) иловатых супесей. Иногда встречаются пачки более грубых песков с косой, диагональной и пологоволнистой слоистостью, видимо, преимущественно перигляциально-аллювиальные, частично озерные. Пески имеют изменчивую мощность, от 1,5 до 10 (12) м. Эти колебания определяют изменения высотных отметок террасы, существование высокой 15-18-метровой (до 19-21 м) и низкой 10-12-метровой (до 15 м) ступеней. На юге, в Томском Приобье, ступени четко не обособлены, а увеличение мощности песков к тыловому шву изменяет лишь поперечный уклон террасы. Но уже в районе г. Колпашево разновысотные ступени местами разделены пологими склонами. Далее к северу, ниже устья Ваха в районе оз. Саматлор, г. Нижневартовска и пос. Мегиона, мезорельеф террасы становится более напряженным, появляются невысокие уступы, имеющие в плане изломанные, дугообразные очертания. По-видимому, песчаный плащ, единый на юге, начинает распадаться в северном направлении на два самостоятельных и несколько разновозрастных горизонта.

Для долины Оби ниже устья р. Ваха, для обнажений на протоке Мега и у дер. Покур, удалось получить дополнительные радиоуглеродные даты среднего и верхнего ярусов колпашевской террасы, согласно которым они должны быть заключены между 21,9-22,1 тыс. лет (подстилающий каргинский слой; см. рис. 4) и 10650 ± 90 лет (СОАН-323). Последняя дата получена для обломка древесины из маломощного (0,5-1,2 м) слоя гумусированных супесей и песков, сильно деформированного морозобойными клиньями. Слой залегает на песках верхнего яруса, выстлая склоны и дно небольших депрессионных понижений на поверхности террасы.

Оба яруса сформировались в перигляциальных условиях и разделены размывом, причем средний сложен преимущественно озерными осадками. Это дает основание отнести его образование ко времени максимального продвижения на обском севере зырянских ледников, перегораживавших Обскую долину, в которой появлялись подпрудные бассейны. Это происходило, судя по времени проявления максимальной гыдынской (малохетской) стадии на севере Западной Сибири, а также позднего вюрма (бологовско-ендровских и брандербургско-франкфуртских стадий) и висконсина (ранний вудфорд), в интервале от 20 (22) до 16 (18) тыс. лет (Вигдорчик и др., 1971; Кинд, 1971; Dreimanis, 1969, 1970).

Таким образом, средний ярус можно датировать примерно в 16 (18)-20 (22) тыс. лет. Он, очевидно, одновозрастен осадкам уртамской террасы и поэтому может быть назван "уртамские слои". По аналогии пески верхнего яруса можно выделить в колпашевские слои. Они накапливались после перерыва, поэтому их нижняя возрастная граница должна быть несколько моложе 16-18 тыс. лет. Верхний рубеж несомненно древнее даты 10650 ± 90 лет, так как осадки, которые характеризует эта дата, вложены в лёссовидный покров колпашевской террасы, и по сути дела указанная дата является верхним возрастным пределом последних. Это делает вероятным сопоставление лёссовидных суглинков с верхним дриасом Европы (11,4-10,3 тыс. лет) или со стадиями валдерс в Северной Америке и норильской в Западной Сибири (Кинд, 1971; Голдтуэйт и др., 1968). Таким образом, колпашевские пески относятся, видимо, к интервалу между 11,5 и 15 (16) тыс. лет.

Из сказанного следует, что осадки уртамской пачки переходят в поколь колпашевской террасы. В поколях обеих террас находятся и каргинские аллювиальные отложения. Выстилая погребенную долину, они распространены от Воронова Яра I и II до устья р.Томи на отметках, снижающихся с 75–80 до 55–60 м. Ниже по Оби, у г.Колпашево, обнажена, очевидно, лишь прибортовая часть долины на отметках 60–63 м. Севернее, на левом берегу Оби, у дер.Старый Каргасок, кровля каргинского аллювия находится на отметке около 50 м. По древесине отсюда получена дата 28480 ± 350 лет (СОАН-359). Подошва отложений опущена под урез Оби предположительно до отметки 36 м. Ниже устья р.Ваха, в обнажениях на протоке Мега и у дер.Покур, старично-озерные каргинские осадки залегают на отметках 38–40 м. Сама долина здесь не вскрыта, и ее дно должно находиться на более низких отметках. Действительно, в этом районе скважинами вскрыта переуглубленная долина, дно которой фиксируется на отметках в диапазоне от минус 20 до плюс 20–25 м, преимущественно на трех уровнях: минус 10 – минус 20 м; около 0 м (минус 5 – плюс 2 м); от 15–20 до 25 м. Последний уровень дна часто встречается под колпашевской террасой. Возможно, на отметках 15–25 м в Вахском Приобье лежит подошва среднеобской толщи. Напомним, что в районе г.Колпашево врез установлен до отметок около 41–42 м. В этом случае два других уровня дна погребенной долины могут отвечать каргинскому, а также казанцевскому и тобольскому врезам. Возможно, что тобольский врез – самый глубокий, и тогда дно каргинской долины следует видеть в среднем уровне, на отметках около 0 м.

Пойменная терраса исключительно широко распространена в долине Средней Оби. Она образует громадные сегменты, прослеживаясь непрерывными полосами шириной от 10–15 до 40–45 км как вдоль левого, так и по правому берегу. Относительная высота поймы остается постоянной. Повсеместно отчетливо выражены два уровня: высокий – 4,5–5,5-метровый и низкий – от 1,5 до 3,5 м, максимально 4 м. Абсолютные отметки закономерно снижаются вниз по Обской долине – от 70–75 м около устья р. Томи до 60–65 м у г.Колпашево и до 37–38 м у пос.Мегиона. Плотик аллювия под низким уровнем опущен ниже уреза реки в среднем на 20–23 м. Его абсолютные отметки снижаются вниз по долине с 46–50 м в устье р.Томи до 12–15 м в Сургутском Приобье. Общая мощность отложений поймы составляет 30–35 м.

Между разновысокими ступенями пойменной террасы не всегда можно уловить четкую границу, но они безошибочно различаются по типу разреза. В обнажениях высокой поймы обычно наблюдается сочетание русловых, старичных и пойменных фаций, представленных специфическими осадками; в разрезах низкой поймы преобладают русловые песчаные и прирусловые супесчаные отложения, прикрытые сверху пойменными наилками.

Другим важным различием является постоянное и исключительное присутствие только в разрезах высокой поймы погребенной луговой почвы, замещающейся по простираению торфяником. Она приурочена к кровле старичных алевроитов и глин или прослеживается вдоль контакта русловых песчаных и пойменных суглинистых осадков и образует весьма выдержанный, регионально распространенный горизонт. Мощность погребенной почвы не превышает 0,2–0,3 м, а торфяники залегают крупными линзами до 2,5 м.

Любопытно, что торфяники и вмещающие их осадки пойменной фации местами перекрывают низкие сегменты I надпойменной террасы. Типичным примером может быть пойма (5,2–5,5 м) на правом берегу Оби, в устье р.Томи (см. рис. 5). Здесь над урезом реки в межень выступают на высоту 1,0–1,5 м галечники и пески; их перекрывает пачка (4,0–4,5 м) слоистых суглинков, супесей и песков, в которую вложена огромная залежь торфа длиной 1,5 км и мощностью до 2,5 м. Для торфяника получена серия дат: подошва – 8450 ± 60 лет (СОАН-337), кровля – 200 ± 50 лет (СОАН-341).

Следует отметить, что для колпашевской, I надпойменной, террасы очень характерны подобные торфяники, залегающие на ее поверхности в плоских эрозионных ложбинах. Так, на протоке Матиянга торфяник заполняет ложбину, на дне которой залегают пески и гиттия, вложенные в лёссовидный покров террасы (см. рис. 3,4,5). Он датирован в подошве в 7890 ± 90 лет (СОАН-351), а на 30 см

ниже кровли — в 1560 ± 80 лет (СОАН-353). Основание торфяника, залегающего в аналогичной позиции на р. Васюгане, у дер. Волчья Грива, имеет возраст 8075 ± 40 лет (СОАН-357).

Таким образом, намечаются еще два интересных события в истории формирования колпашевской террасы. Очевидно, в самом конце позднего плейстоцена и в начале голоцена ее поверхность подверглась слабому расчленению. Возможно, это было так или иначе связано с формированием ее субаэрального покрова (см. ниже). Позднее, 9–8 тыс. лет назад, началось интенсивное заболачивание террасы, и в первую очередь понижений в ее пределах. Необычайно широкое развитие болот помимо благоприятных климатических условий, несомненно, было обусловлено слабым дренированием. Это свидетельствует об отсутствии в то время разветвленной речной сети и, может быть, глубоко врезанной магистральной Оби.

Комплекс покровных образований

Все надпойменные ступени Средней Оби прикрыты сверху лёссовидными суглинками. Мощность покрова довольно закономерно уменьшается с 20–25 м на V надпойменном уровне, 10–15 м на IV, III, II надпойменных уровнях до 0,5–1,5 (3) м на низкой, колпашевской террасе. Упрощается и его строение. На высоких (V, IV и III) поверхностях в нем прослеживаются по крайней мере две погребенные почвы, разделяющие лёссовую толщу на три пачки. Нижняя почва, вероятно, каргинская. Об этом можно судить по дате 24600 ± 675 лет (СОАН-350), полученной для мелких растительных остатков из гумусированного слоя, обнажающегося в овраге у дер. Михайловской в районе Сарафановских гор (см. рис. 1). Слой заключен в овражном аллювии, поверх которого лежит погребенная почва (очевидно, верхняя), перекрытая пачкой лёссовидных суглинков. Прямых указаний на возраст верхней погребенной почвы нет; однако, судя по тому, что эта почва спускается на колпашевскую террасу, где прикрыта только верхней пачкой лёссовидных суглинков, верхняя граница которых датирована в 10,6 тыс. лет (см. выше), она может быть аллередской. Соответственно нижняя пачка лёссовидных суглинков, очевидно, докаргинская. Она присутствует в разрезах V надпойменного уровня, и ее нет на уртамской террасе. Средняя пачка, послекаргинская, присутствует на всех уровнях, кроме колпашевского, а верхняя, вероятнее всего, соответствует верхнему дриасу Европы.

Заключение

Большая часть бахтинского надгоризонта в долине Средней Оби имеет ранне (?) — среднеюрмский возраст. Среднеюрмские отложения подразделены на козюлинскую и среднеобскую толщи. Первая датируется от 36–38 до 50 тыс. лет (возможно, и более), а вторая — от 36–38 до 28–30 тыс. лет. В составе и той и другой имеются слои, формировавшиеся как в теплой, так и в перигляциальной климатической обстановке. Их можно сопоставить с отдельными стадиями и межстадиями средневалдайского горизонта, со среднеюрмскими и висконсинскими отложениями.

Омоложение части самаровско-тазовских отложений косвенно свидетельствует, что и какая-то часть диагональных песков на Средней Оби имеет не миндельрисский, а ресс-юрмский, казанцевский возраст.

В долине Средней Оби выделяется пять надпойменных уровней. Высокие V, IV и III ступени сформировались соответственно в ресское, ранне-среднеюрмское и среднеюрмское время. Низкие, II — уртамская и I — колпашевская, ступени имеют послекаргинский возраст и датированы соответственно в 20 (22), 16 (18) и примерно 15,0–11,5 тыс. лет.*

Образованию террас предшествовали врезы. Так, под V надпойменной поверхностью лежат отложения тобольской свиты, по возрасту не древнее конца минделя, миндель-рисса, а под IV — казанцевские осадки, которые еще предстоит выделить из состава так называемых диагональных песков. Формированию III надпойменной ступени предшествовал врез примерно в середине среднего вюрма, а II ступени — в каргинское время.

Чередование врезаний и аккумуляций привело к тому, что V, IV и II надпойменные поверхности вложены одна в другую. Только I надпойменная, колпашевская, терраса имеет наложенный характер. В Нарымско-Сургутском Приобье в ее доколе сверху вниз последовательно залегают уртамские, каргинские и верхнеобские слои, вложенные один в другой. Отсутствие четких следов врезания позволяет считать, что колпашевская терраса формировалась в условиях повышения базиса эрозии.

В конце позднего плейстоцена и в начале голоцена намечается фаза субэвразийского развития долины Средней Оби при значительном, если не полном замирании речного стока. Об этом свидетельствует покров молодых лёссов, перекрывающий на уровне колпашевской террасы дно позднплейстоценовой обской долины.

В раннем голоцене, около 9-8 тыс. лет назад, началось другое феноменальное явление - заболачивание огромной территории в бассейне Средней Оби. Помимо благоприятных климатических условий это было обусловлено недостаточным, слабым дренированием территории, отсутствием разветвленной речной сети и, может быть, современной Оби. Среднеобский бассейн и сейчас еще является переувлажненным и заболоченным районом. Дренированы только приречные участки. Вероятно, это связано с тем, что современные реки оформились сравнительно недавно, во второй половине голоцена, когда произошло врезание их русел и образование заливаемых пойм.

Литература

- Архипов С.А. Палеогеография Западно-Сибирской низменности в антропогенном периоде. Опыт составления серии палеогеографических карт. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965.
- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971.
- Бреслав С.Л., Заррина Е.П., Краснов И.И. Периодизация и геохронология позднего плейстоцена Северо-Запада европейской части СССР. - В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., Изд. Географ. об-ва СССР, 1971.
- Богдашов В.А., Дидрихс Е.А., Домникова Е.И. Стратиграфическая схема четвертичных отложений Кеть-Томского Приобья. - В кн.: Решения и труды межвед. совещ. дораб. уточнен. страт. схем Зап.-Сиб. низм. Л., Гостоптехиздат, 1961.
- Букреева Г.Ф. Спорово-пыльцевая характеристика четвертичных отложений обнажения у с.Вороново на р.Оби. - В кн.: Четвертичный период в Сибири. М., "Наука", 1966.
- Вигдорчик М.И., Ауслендер В.Г., Долуханов П.М., Знаменская О.М., Резник В.С., Агранова Д.А., Гайгерова Л.А. Геохронология и периодизация плейстоцена северо-запада Русской равнины. - В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. - Л., Изд. Географ. об-ва, 1971.
- Вотах М.Р. Разрез четвертичных отложений у с.Вертикос (Висков Яр) на р.Оби. - В кн.: Четверт. геол. и геоморфол. Сибири. Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, вып. 27, 1962.
- Вотах М.Р., Стрижова А.И., Сухорукова С.С. Литолого-фациальная и палинологическая характеристика разрезов средне- и верхнечетвертичных отложений у сел. Амбаршево и Соколовка на р.Оби. - В кн.: Четвертичный период в Сибири. М., "Наука", 1966.
- Голдтуэйт Р., Дрейманис А., Форсайт Дж., Каррой П., Уайт Дж. Плейстоценовые отложения ледникового языка Эри. - В кн.: Четвертичный период в США. М., "Мир", 1968.
- Земцов А.А. Стратиграфия четвертичных отложений Среднего Приобья. - В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965.
- Кинд Н.В. Изменение климата и оледенения в верхнем антропогене (абсолютная геохронология). Автореф. докт. дисс. М., 1971.
- Мизеров Б.В. К стратиграфии кайнозойских отложений района с.Вороново на Оби. - Уч.зап.Томск. геол.упр., № 11, 1948.
- Мизеров Б.В. Основные этапы осадконакопления четвертичного периода аккумулятивных равнин Нарымского Приобья. - В кн.: Четвертичный период в Сибири. М., "Наука", 1966.
- Мизеров Б.В., Черноусов С.Н., Абрамов С.П., Сухорукова С.С., Вотах М.Р. Аллювиальные и озерно-аллювиальные кайнозойские отложения Среднего Приобья. Новосибирск, "Наука", 1971.
- Мотузко А.Н. Фауна млекопитающих верхнего плиоцена, нижнего и начала среднего плейстоцена вледниковой области Западной Сибири и ее палеогеографическое значение. Автореф. канд. дисс. М., 1971.
- Нагорский М.П. Материалы к стратиграфии нижне- и среднечетвертичных отложений Томского Приобья. - Вест. Зап.-Сиб. геол. управ., 1962, № 2.
- Никитин П.А. Четвертичные семенные флоры берегов р.Оби. - Материалы по геол. Зап. Сибири, № 12 (54), 1940.
- Никитин В.П. Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды). - В кн.: История развития растительности вледниковой зоны Западной Сибирской низменности в позднплиоценовое и четвертичное время. М., "Наука", 1970.
- Dreimaniš A. The last ice age in the eastern Great Lakes region, North America. VIII Congress INQUA, Resumes des Communications, Paris, 1969.
- Dreimaniš A. Last ice age deposits in the Port-Stanley mar-area, Ontario, Report of Activities, Part A: Geological Survey of Canada, Paper 71-1, Part A. 1970.
- Vogel J.C., Zagwijn W.H. Groningen Radiocarbon Dates IV. Amer. Journ. Soc. Radiocarbon, Suppl. 9, 1967.

СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГОЛОЦЕНОВОГО ТОРФЯНИКА У С. ГОРНО-СЛИНКИНА НА ИРТЫШЕ

И.А. Волков, Е.Е. Гуртовая, Л.В. Фирсов,
В.А. Панычев, Л.А. Орлова

В статье приведены результаты геологического, палинологического изучения и радиоуглеродного датирования торфяника, расположенного у северной границы подзоны южной тайги Западно-Сибирской равнины, на правом берегу Иртыша, севернее пос. Комарица (58°45' с.ш.), в 3 км к северо-западу от с. Горно-Слинкина.

Описание разреза, отбор образцов на спорово-пыльцевой анализ и проб для определения абсолютного возраста проведены И.А. Волковым, палинологические исследования и палеоботанические реконструкции – Е.Е. Гуртовой. Радиоуглеродный возраст определен в лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР Л.В. Фирсовым, В.А. Панычевым, Л.А. Орловой. На палинологический анализ отобраны образцы практически через 0,2 м по разрезу, для радиоуглеродных определений взяты пробы торфа из секций толщиной не более 5 см или из древесины пней. Все значения возраста отсчитаны от 1970 г.

Западнее с. Горно-Слинкина Иртыш имеет неширокую (около 1,5 км) левобережную пойму и проходит среди обширной поверхности, возвышающейся на 10–15 м над меженным урезом реки. Эту поверхность часто ошибочно принимают за I надпойменную террасу реки, в действительности же она занимает всю центральную и восточную части Кондинской низины и является позднеледниковой озерной аккумулятивной равниной, впоследствии сильно заболоченной (Волков, 1971).

Севернее пос. Комарица простирается обширное сфагновое болото с редкими угнетенными соснами диаметром до 5–7 см. Поверхность болота расположена на высоте 9–11 м над меженным уровнем Иртыша и не заливается даже в самые высокие половодья. В интенсивно размываемом правом прирусловом обрыве на протяжении 4 км обнажен торф и подстилающие его отложения.

Мощность торфа непостоянна, что обусловлено неровностями рельефа подошвы залежи. В нижней по течению реки части обнажения торф постепенно выклинивается и переходит по простиранию в хорошо развитую почву мощностью 0,4–0,5 м. Гумусированный слой почвы отчасти уходит под торфяник. В 2 км ниже села, где описан разрез и отобраны образцы, поверхность отложений, подстилающих торфяник, снижена. Мощность торфа здесь максимальна, до 5,3 м. Вблизи реки поверхность болота просела на 0,5–1,0 м. Вдали от реки мощность торфяника, вероятно, близка к 6 м. В береговом обрыве обнажены следующие слои (рисунок; сверху вниз):

- А. 0,0 – 1,0 м. Торф сфагновый, слаборазложившийся, встречаются мелкие пни деревьев. В основании слоя – пневый горизонт и сильно разложившаяся торфяная масса с примесью минеральных частиц.
- Б. 1,0–3,0 м. Среднеразложившийся, преимущественно сфагновый светло-бурый торф с полосами разной окраски, толщиной 10–15 см. Встречаются пни мелких сосен. В основании слоя – лесная подстилка, осоковые стебли, пни диаметром до 20 см.
- В. 3,0–4,0 м. Среднеразложившийся бурый торф, преимущественно сфагновый, с примесью травянистого. Пней нет. В основании слоя резкий переход к травянистому торфу.
- Г. 4,0–5,3 м. Темно-бурый сильно разложившийся, преимущественно травянистый торф с неясной горизонтальной слоистостью. В основании – черный прослой сильно разложившегося гумусированного травянистого торфа толщиной 0,2–0,3 м, ниже – много сгнивших корней осок и других влаголюбивых растений.
- Д. 5,3–9,0 м. Суглинок серый и голубовато-серый, местами переходящий в глину. Встречаются четкие, преимущественно горизонтальные прослои тонко- и мелкозернистого песка со знаками ряби. Особенности состава и слоистости свидетельствуют о накоплении отложений в озерной обстановке. Ниже, до меженного уреза реки (1 м) – оплывина.

Эти слои хорошо прослеживаются вдоль обнажения и отражают определенные временные этапы развития торфяника. Особенности строения торфа и подстилающих озерных отложений позволяют до некоторой степени охарактеризовать условия формирования торфяника, а радиоуглеродные даты — установить основные моменты, когда происходило их изменение.

Как указано, в центральной части торфяника поверхность подстилающих его озерных отложений снижена. Первоначально здесь было понижение с пологими склонами. Налегание торфа в краевой части залежи на гумусированный слой древней субэраэральная почвы свидетельствует, что накоплению торфа здесь предшествовал более или менее длительный этап субэраэрального почвообразования в условиях умеренного увлажнения.

Залегающий в основании центральной части торфяника черный гумусированный прослой с большим количеством разложившихся корней влаголюбивых травянистых растений сформирован, вероятно всего, одновременно с субэраэральной почвой на склонах понижения. Две радиоуглеродные даты указывают соответственно на начало и конец накопления этого гумусированного прослоя: 9000 ± 100 лет (СОАН-395) и 8825 ± 60 лет (СОАН-394). Отсутствие слоистого пойменного наилка свидетельствует, что дно понижения не заливалось в паводки, в настоящее же время оно расположено ниже уровня половодий. Очевидно, в то время уровни половодий Иртыша и его протоков были более низкими.

Залегающий выше преимущественно травянистый торф слоя Г накопился в низовом травянистом болоте и, судя по высокой степени разложения материала, в благоприятных климатических условиях. Значения возраста 7460 ± 95 лет (СОАН-393) для средней и 6480 ± 55 лет (СОАН-392) для верхней частей слоя свидетельствуют, что его накопление приходилось на промежуток времени примерно от 8,8 до 6,5 тыс. лет назад, т.е. охватывало 2,3 тыс. лет, а вместе со временем образования гумусированного прослоя — около 2,5 тыс. лет.

Состав торфа слоя В, ограниченного сверху лесной подстилкой и пневым горизонтом, указывает на то, что бывшее ранее травянистое болото изменилось в сфагновое. Низкая степень разложения материала свидетельствует о похолодании и увеличении влажности климата. Радиоуглеродная дата 5950 ± 35 лет (СОАН-391) для средней части слоя свидетельствует, что нижняя его часть накопилась за время около 530 лет. Другая дата, 5040 ± 70 лет (СОАН-390), полученная для пневого горизонта, говорит о более медленном накоплении верхней части слоя, примерно за тысячу лет. Около 5 тыс. лет назад болото временно высохло и покрылось лесом, климат был значительно теплее и суше, чем раньше.

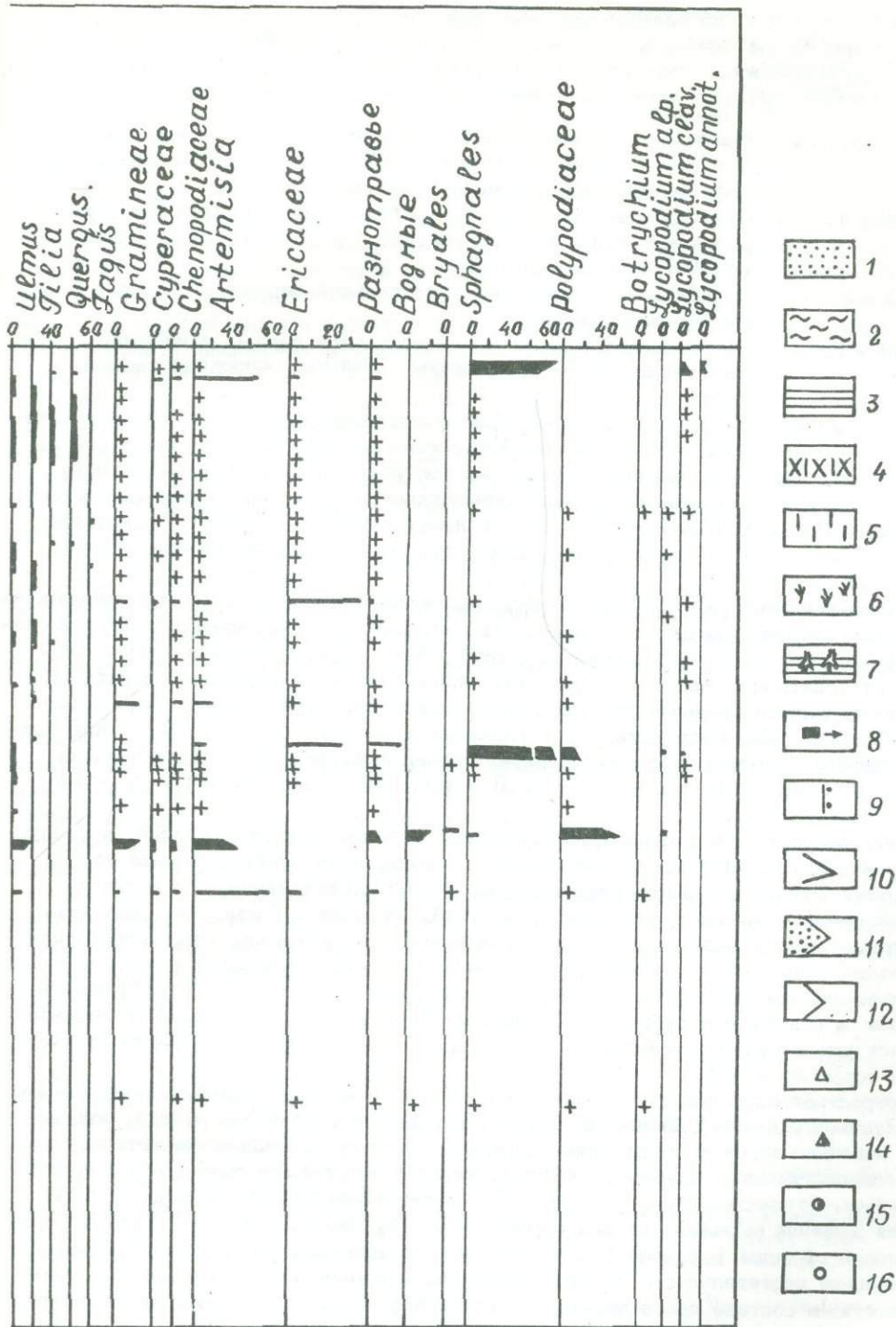
Сфагновый торф слоя Б, содержащий редкие пни угнетенных деревьев, накопился в условиях верхового сфагнового болота. Степень разложения материала минимальна в средней части слоя и указывает на ухудшение климатических условий. Даты 4470 ± 35 лет (СОАН-389) для нижней, 3830 ± 100 лет (СОАН-388) для средней, 2390 ± 50 лет (СОАН-387) для верхних частей слоя свидетельствуют, что нижний метр торфа накопился за 1220 лет, следующие же 0,8 м — за 1540 лет.

Перекрывающая слой Б лесная подстилка (в 20 см выше пробы СОАН-387) с пневым горизонтом образовалась вероятно, 2,2 тыс. лет назад. В это время болото вновь пересохло и покрылось лесом, что также, по-видимому, было связано с некоторым потеплением климата и уменьшением его влажности.

Перекрывающий лесную подстилку слой А накапливался довольно медленно, о чем свидетельствует дата 900 ± 55 лет (СОАН-386). На накопление нижних 30 см торфа ушло около 1,3 тыс. лет, на верхние 70 см — около 900 лет, однако нужно учесть, что верхняя часть торфа весьма слабо уплотнена.

Радиоуглеродные даты показывают, что время накопления торфяника близ с. Горно-Слинкина соответствуют большей части голоцена. Торф начал накапливаться около 9 тыс. лет назад, т.е. одновременно с началом формирования залежи у с. Большое Першино (9,2 тыс. лет назад; Нейштадт, 1967). Вначале болото было низовым, травянистым, позднее — верховым, сфагновым. Нижняя лесная подстилка образовалась в самом начале суббореального, а верхняя — в самом начале субатлантического времени по шкале Т.Нильссона (Nilsson, 1964).

Более полную характеристику растительности и климатических условий времени формирования торфяника получаем по палинологическим данным. Торф наполнен



ка с пнями; 8 - проба на радиоуглеродную датировку; 9 - образцы на спорово-пыльцевой анализ; 10 - сумма пыльцы древесных и кустарниковых растений. 11 - сумма пыльцы травянистых и кустарничковых растений; 12 - сумма спор; 13 - пыльца ели; 14 - пыльца пихты; 15 - пыльца кедра (сосны сибирской); 16 - пыльца березы

пыльцой и спорами, но большинство образцов из нижней и средней частей слоя Д - немые. Число зерен в подсчетах доходило до 450-500. Динамика основных компонентов в спорово-пыльцевых спектрах довольно однообразна (см. рисунок). Снизу вверх по разрезу можно выделить следующие пыльцевые зоны:

- I. 5,5 - 4,6 м. Максимум пыльцы травянистых растений. Абсолютный минимум для данного разреза пыльцы сосны и абсолютный максимум пыльцы ели и кустарниковой березы.
- II. 4,6 - 4,0 м. Преобладание пыльцы сосны. Абсолютный минимум для данного разреза пыльцы высокоствольной березы. Довольно значительная (до 8%) доля пыльцы ели.
- III. 4,0 - 3,0 м. Преобладание пыльцы высокоствольной березы. Появление пыльцы широколиственных.
- IV. 3,0 - 2,2 м. Преобладание пыльцы высокоствольной березы, появление пыльцы *Quercus*, *Tilia*. Максимум пыльцы широколиственных пород.
- V. 2,2 - 1,6 м. Второй максимум пыльцы высокоствольной березы. Уменьшение доли пыльцы сосны. Отсутствие пыльцы широколиственных пород.
- VI. 1,6 - 0,8 м. Преобладание пыльцы березы, абсолютный максимум пыльцы темнохвойных пород, увеличение пыльцы широколиственных пород.
- VII. 0,8 - 0,3 м. Одинаковое соотношение пыльцы березы и сосны. Уменьшение количества пыльцы широколиственных и темнохвойных пород.

Эти зоны характеризуют фазы развития растительности, сходные с отраженными на диаграммах других голоценовых торфяников центральной части Западно-Сибирской равнины (Нейштадт, 1957, 1967; Хотинский, 1966, 1968). Радиоуглеродные даты позволяют установить временные подразделения палинологических зон и сопоставить их с основными подразделениями голоцена Европы, по схеме Блитта-Серендера в трактовке Т.Нильссона. Посредством интерполяции, с учетом скорости накопления торфа, получены следующие даты для верхних границ выделенных палинологических зон (в тыс. лет от 1970 г.): I - 7,8; II - 6,5; III - 5,0; IV - 4,1; V - 3,1; VI - 1,4.

Сопоставление зон с основными периодами голоцена Европы приводит к следующим заключениям. Накопление торфа зоны I закончилось приблизительно на 400 лет позже конца бореального периода; торф зон II и III накапливался в атлантическое время. Учитывая, что дата СОАН - 390, близкая к 5 тыс. лет, получена для уровня лесной подстилки, которая накапливалась значительно медленнее торфа, можно считать, что верхняя граница зоны III хорошо совпадает с концом атлантического периода (5,2 тыс. лет). Вышележащий торф зон IV, V и VI накапливался в основном в суббореальное время. Торф верхней части зоны VI накапливался уже в начале субатлантического периода, на который приходится отложение и торфа зоны VII.

Возрастная корреляция спорово-пыльцевой диаграммы со схемами, полученными для Русской равнины (Хотинский, 1969) и Скандинавии (Nilsson, 1964), показывает довольно хорошее совпадение основных моментов изменения растительности. По палинологическим данным достаточно четко улавливаются границы между бореальным, атлантическим, суббореальным и субатлантическим периодами. Так, первая граница выражена на диаграмме сменой лугово-травянистого типа спектра на лесной от зоны I к зоне II. Вторая граница фиксирована не только резким изменением растительности самого болота, но и изменением окружающей растительности: в составе лесов появились липа и вяз. Третьему рубежу отвечает увеличение роли темнохвойных и новое появление широколиственных пород (вяза, липы, дуба) в составе лесов; временно резко изменился также и характер растительности на самом болоте (лесная подстилка).

Геологические и палинологические данные позволяют произвести реконструкцию палеогеографических условий времени накопления торфа и тем самым до некоторой степени обрисовать специфику природной обстановки голоцена центральных районов Западной Сибири.

Торфяник на ранних этапах формировался в условиях низового болота с преобладанием травянистой растительности. Наличие в основании торфа в окраинных час-

тах болота гумусированной погребенной почвы, а в центральной – хорошо разложившегося гумусированного прослойка говорит о том, что климат в конце бореального времени был несколько теплее и суше, чем теперь. Данный вывод, однако, не подтверждается данными палинологии. Устанавливается, что бореальный период отличался развитием лугово-степных формаций со значительным участием карликовой березки, а это говорит о некотором увлажнении климата и о возможном похолодании.

Также и для конца бореального и начала атлантического времени намечается некоторое увеличение влажности и похолодание климата. Об этом свидетельствует уменьшение степени разложения, осветление травянистого торфа вверх по разрезу и быстрое изменение его состава на сфагново-травянистый около 6,5 тыс. лет назад. На спорово-пыльцевой диаграмме этому моменту соответствует сокращение пылцы древесных пород и резкое увеличение споросфагновых мхов в верхней части второй и нижней части третьей зоны. Максимум влажности и похолодания имел место, вероятно, около 6,5 – 7,0 тыс. лет назад.

В середине и особенно в конце атлантического времени началось постепенное потепление и уменьшение влажности, и эти изменения достигли максимума около 5 тыс. лет назад, когда образовалась лесная подстилка с пневым горизонтом. В середине атлантического периода в составе лесов южнотаежного типа появляются широколиственные породы (вяз, дуб, липа), а конце его – эти породы получают свое максимальное развитие.

Несколько позже начала суббореального периода произошло новое заметное похолодание климата и увеличение его влажности, что ознаменовалось отложением светло-бурого, относительно слабо разложившегося торфа выше лесной подстилки. В составе южнотаежных лесов появляются элементы темнохвойной тайги и исчезают широколиственные породы. По радиуглеродным датам максимум похолодания имел место 3–4 тыс. лет назад.

Конец суббореального и начало субатлантического периода были временем очередного потепления климата при неустойчивой, но в целом довольно высокой его влажности. С этими изменениями связано образование около 2,2 тыс. лет назад прослойка хорошо разложившегося торфа, лесной подстилки с горизонтом пней на глубине около 1 м от нынешней поверхности болота. В это время происходит максимальное развитие темнохвойных пород, а также вновь появляются широколиственные породы в составе лесов (вяз, липа и даже дуб).

Субатлантический период вырисовывается как время постепенного ухудшения климатических условий, на его середину и конец приходится отложение слабо разложившегося светлого сфагнового торфа. Произраставшие в начале периода широколиственные породы в конце его исчезли.

Литература

- Волков И.А. О колебаниях климата позднеледниковья и раннего голоцена на юге Западно-Сибирской равнины. – Геология и геофизика, 1971, № 8.
- Нейштадт М.И. История лесов и палеогеография СССР в голоцене. М., Изд-во АН СССР, 1957.
- Нейштадт М.И. Об абсолютном возрасте торфяных болот в Западной Сибири. – *Revue Roumaine de Biologie Serie Botanique* 12, 1967, N 2-3.
- Хотинский Н.А. Некоторые вопросы хронологии и палеогеографии голоцена Среднего Урала. – Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, 1968, № 35.
- Хотинский Н.А. Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта-Сернандера. – В кн.: Голоцен (к VIII конгрессу INQUA в Париже, 1969 г.). М., "Наука", 1969.
- Хотинский Н.А., Девириц А.Л., Маркова Н.Г. Абсолютная хронология голоцена Среднего Урала. – Докл. АН СССР, 1966, т.171, № 4,5,6.
- Nilsson T. Standardpollendiagramme und C^{14} Datierungen aus dem Ageröds Mosse im mittleren Schonen. – *Lunds Univ. Arsskrift*, N. F., 1964, avd. 2, bd. 59, N 7.

И. А. Волков, В. С. Волкова, Е. Е. Гуртовая

До последнего времени среди исследователей Западной Сибири господствовало мнение, что верхняя часть отложений западной части Обь-Иртышского междуречья формировалась в среднечетвертичное время (Волкова, 1966; Зубаков, 1972) или во время казанцевского межледниковья (Волкова, 1966, 1968; Волкова, Букреева, 1970; Никитин, 1970, Архипов, 1971). В генетическом отношении осадки обычно рассматривались как озерно-аллювиальные, т.е. как накопившиеся в результате совместного проявления озерных и речных процессов (Мартынов, 1966; Николаев, 1963, 1970).

Во многих наших работах (Волков, Волкова, 1964, 1965 и др.) было показано, что речные процессы в формировании верхней части отложений междуречья почти не принимали участия. Эти отложения накапливались главным образом в едином древнем озерном бассейне (Мансийском озере), трансгрессии которого проявлялись в низовьях Иртыша и Оби неоднократно и имели в основном ледниково-подпрудную природу. Сходные представления имеют и некоторые другие исследователи (Архипов, Худяков, 1961; Архипов, 1971; Каплянская, Тарноградский, 1961; Заррина и др., 1961). Работы по проектированию и строительству железной дороги Тюмень-Сургут показали, что на междуречных пространствах западной части Тобольского "материка" речные осадки в верхней части разрезов встречаются весьма редко. Преобладают монотонные по составу осадки озерного типа. Таким образом, была подтверждена правильность представлений тех исследователей, которые рассматривали верхнюю толщу региона как озерную.

Для выяснения времени и характера осадконакопления западной части Обь-Иртышского междуречья (Тобольского "материка") важное значение имеет изучение разрезов правого берега Иртыша на его широтном и приустьевом меридиональном участках. В этих разрезах видно, что верхняя толща междуречья обычно отделена от более древних отложений слоем осадков, содержащим большое количество растительных остатков, или гумусированным горизонтом (погребенной почвой). В разрезе близ пос. Горная Суббота указанный гумусированный горизонт переходит по простираению в погребенный торфяник, который в свое время впервые был изучен В.С.Волковой (1966).

В.С.Волкова (1964, 1966) из погребенного торфяника у пос. Горная Суббота изучила ископаемые споры и пыльцу. Состав их указывает на климатические условия, близкие к современным или даже теплее современных. Учитывая стратиграфическое положение торфяника и данные палинологического анализа, В.С.Волкова сочла необходимым рассмотреть время накопления торфа как самаровско-тазовское межледниковье.

По мере накопления нового фактического материала представления о возрастной позиции торфяника менялись. По сборам В.С.Волковой В.П.Никитиным была определена семенная флора, состав которой оказался близким к флоре диагональных песков, входящих в состав тобольского горизонта. На основании сходства флор В.П.Никитин (Волкова, 1968) заключил, что возраст отложений, вмещающих флору, дорисский. Такому мнению противоречит стратиграфическое положение торфяника. Последний залегает в разрезе значительно выше диагональных песков и отделен от них толщей ленточных глин, накапливавшихся во время максимального оледенения Западно-Сибирской равнины.

Анализ палинологических материалов и флоры в целом по Западной Сибири убедил В.С.Волкову, что так называемые руководящие виды флоры диагональных песков в действительности возрастного значения не имеют. Многие теплолюбивые виды появлялись вновь с возобновлением благоприятных для их произрастания условий в среднем и позднем плейстоцене. Учитывая присутствие ряда теплолюбивых видов, ныне отсутствующих во флоре Западно-Сибирской равнины, В.С.Волкова высказалась за казанцевский возраст флоры и вмещающего ее торфяника разреза у пос. Горная Суббота (Архипов, 1971; Волкова, 1966, 1968; Волкова, Букреева, 1970).

В.П.Никитин повторно отобрал и изучил семенную флору из погребенного торфяника. Он обнаружил здесь очень богатый и интересный видовой состав. Были определены, например, непереотложенные мегаспоры *Asolla interglacialica* Nikit. Ранее карпологи считали, что этот вид не перенес похолодания времени максимального оледенения и окончательно вымер на территории Западно-Сибирской равнины в конце миндель-рисса (Никитин, 1970, стр. 308). Находки указанных мегаспор и ряда других форм подтвердили правильность предположения В.С.Волковой (1968) о том, что многие теплолюбивые виды не имеют стратиграфического значения. В.П.Никитин на основании присутствия хорошо вызревших семян теплолюбивых — наяд, кувшинок, кубышек, водокраса, а также несомненно термофильного вида *Aldrovanda vesiculosa*, семена которого впервые были обнаружены в Сибири, пришел к заключению, что эта сравнительно вымершая теплолюбивая флора произрастала во время казанцевского (рисс-вюрмского) межледниковья (Никитин, 1970, стр. 309). Климат им определяется как умеренно прохладный, но, несомненно, более мягкий, чем современный климат низовьев Иртыша на 60° с.ш. Присутствие семян сосны и лиственницы, отсутствие остатков пихты и ели, а также общий видовой состав флоры позволили В.П.Никитину заключить, что во время накопления торфа произрастал смешанный лес, в котором преобладающую роль играла береза бородавчатая.

В целом исследования В.С.Волковой и В.П.Никитина показали, что накопление погребенного торфяника протекало в условиях климата, близкого к современному и даже несколько более мягкого, чем теперь. Следовательно, это было не интерстадиальное, а межледниковое время. Хотя оба исследователя отнесли образование торфяника к казанцевскому межледниковью, полной уверенности в этом не было. Некоторые особенности строения рельефа низовьев Иртыша противоречат такой датировке. И.А.Волков подчеркивал, например, что поверхность озерной равнины Тобольского материка на юге непосредственно переходит в площадки вторых надпойменных речных террас, имеющих позднечетвертичный возраст. Такие особенности строения рельефа свидетельствуют, что верхняя толща вместе с подстилающей ее погребенной почвой и торфяниками в низовьях Иртыша накапливалась не в начале, а в конце позднечетвертичного времени.

Исследования последних лет принесли новый фактический материал, который заставляет пересмотреть господствовавшее ранее мнение о времени накопления верхней толщи междуречий юга Западно-Сибирской равнины. Из осадков, залегающих на значительной высоте над уровнем современной гидросети, были получены конечные радиоуглеродные датировки, свидетельствующие о том, что перекрывающие датированные образования осадки накапливались не в среднетертичное время и не в начале позднечетвертичного, а в конце последней ледниковой эпохи (каргинско-сартанское время). В связи с этим разрез у пос. Горная Суббота был вновь изучен И.А.Волковым, который отобрал серию образцов на спорово-пыльцевой анализ из верхней толщи разреза (включая торф и подстилающие его отложения), а из нижней, средней и верхней частей погребенного торфяника взял три образца на определение абсолютного возраста радиоуглеродным методом. Палинологические исследования были проведены Е.Е.Гуртовой. Определение абсолютного возраста было выполнено в лаборатории абсолютной геохронологии ИГиГ СО АН СССР.

И.А.Волков приводит следующее описание разреза. В 6 км ниже пос. Горная Суббота высокий правый берег Иртыша прорезан оврагом. Правый, обнаженный склон оврага в 50–100 м выше устья имеет общую относительную высоту около 35 м. Сверху вниз здесь обнажены следующие слои (рисунок):

- А. 0–2 м. Желтовато-бурый покровный алевроит и легкий суглинок. Внизу встречаются более или менее параллельные поверхности междуречья, прослой ожелезненного суглинка. Основание слоя резкое.
- Б. 2–7 м. Песок светло-серый и желтовато-серый, мелкозернистый, хорошо отсортированный. Изредка встречаются тонкие прослой вязкого темного буровато-серого суглинка толщиной до 3–5 см. Слоистость горизонтальная. В верхней части слоя кое-где есть мелкие нарушения слоистости, возможно связанные с мерзлотными процессами. От основания слоя вниз внедряются морозобойные клинья глубиной до 1 м. Полости их выполнены глиной с примесью песка. Основание слоя резкое.

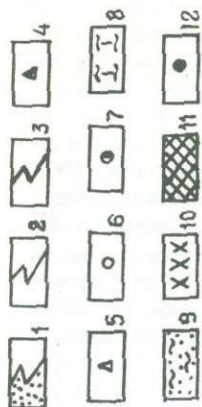
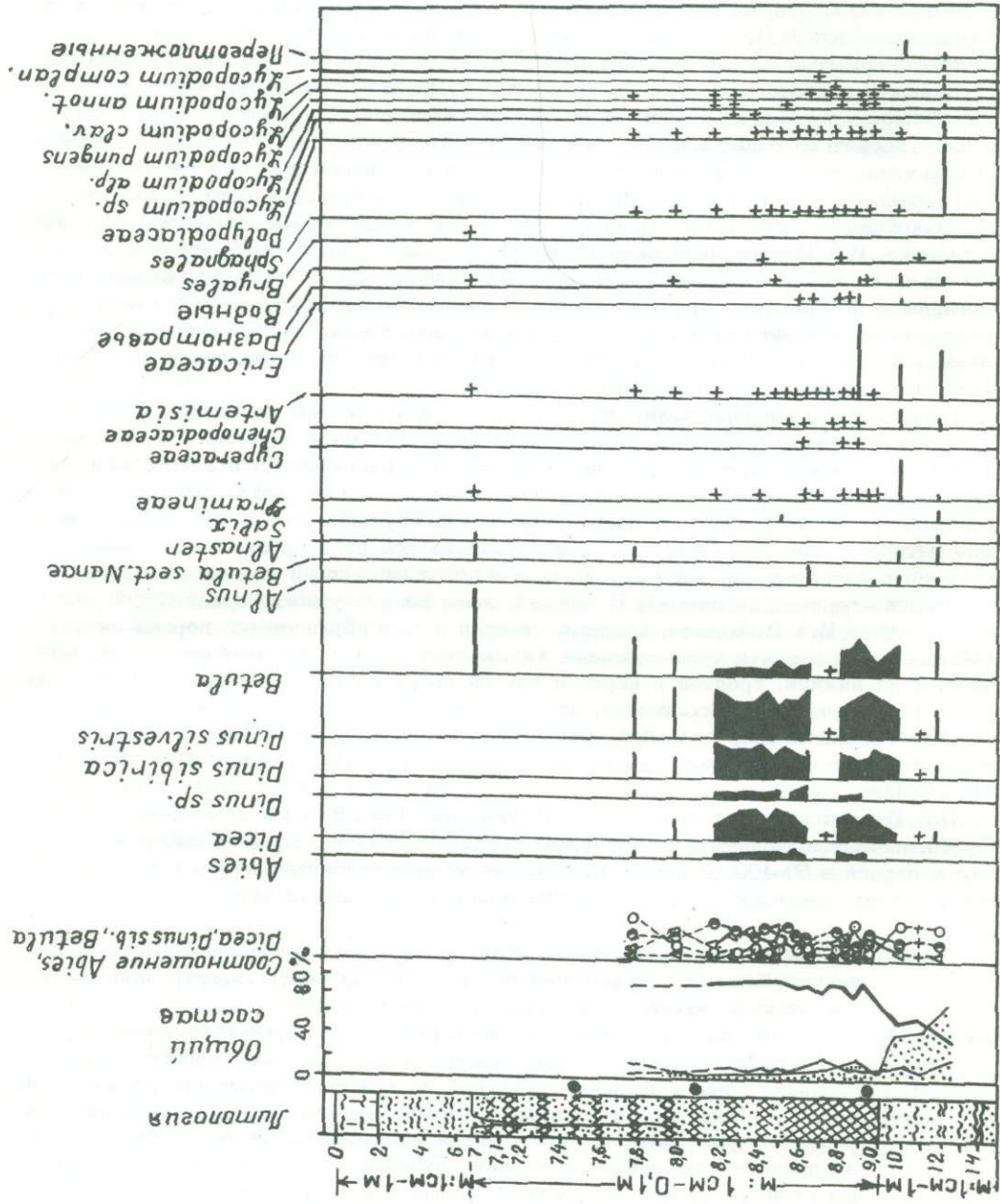


Рисунок. Спорово-пыльцевая диаграмма погребенного торфяника в разрезе у пос. Горная Суббота

1 - сумма пыльцы травянисто-кустарниковых растений; 2 - сумма спор; 3 - сумма пыльцы древесных растений; 4 - пыльца ели; 5 - пыльца пихты; 6 - пыльца березы; 7 - пыльца сибирской сосны; 8 - покровный суглинок; 9 - песок с прослоями алевролита и суглинка; 10 - намывной торф с прослоями тонкозернистого песка; 11 - торф плотный; 12 - место взятия пробы на абсолютный возраст



В. 7–9 м. Серый и голубовато-серый суглинок и глинистый песок с растительным детритом и прослойками намывного торфа. Количество последних увеличивается вниз по разрезу. Мощностъ и состав слоя непостоянны. Слоистость в общем горизонтальная. С глубины 8,5 м залегает торф плотный, намывной. Встречаются обломки мелких ветвей деревьев. Основание слоя резкое.

Г. 9–15 м. Суглинок легкий, темный, буровато-серый, с частыми тонкими прослоями алевролита и тонкозернистого песка. Слоистость горизонтальная ленточного типа, местами послойно нарушенная сингенетическими подводными оползнями. Толща с резким переходом залегает на косослоистых песках тобольской свиты, слагающей всю нижнюю часть видимого разреза.

Палинологическим исследованиям были подвергнуты осадки от бровки обнажения до глубины 13 м. К сожалению, образцы в интервале 2,0–7,8 м оказались полностью лишенными пыльцы и спор. В палинологическом отношении исследованная толща довольно четко подразделяется на две части.

Для нижней части (интервал 13,0–8,9 м) характерен сближенный ход кривых в общей части спектра. В составе древесной части спектра господствует пыльца сосны обыкновенной, далее в убывающем порядке – пыльца древовидной березы и сибирского кедра. Пыльца ели обнаружена в количестве 3–5%. В меньших (до 20%) количествах присутствует пыльца кустарниковой березы. В составе травянистых доминирует пыльца злаков. Споры представлены сфагнумами, единично встречаются споры *Lycopodium alpinum*. По-видимому, осадки этой части разреза формировались в условиях менее благоприятных, чем современные. Были распространены островные северотаежные леса с участками лесотундры.

Для верхней части (интервал 8,9–7,8 м) характерен ярко выраженный лесной тип спектров. Во всех образцах в общем составе спектра пыльца древесных пород достигает 70%. Из состава спектров исчезает пыльца кустарников. По различиям в соотношении пыльцы темнохвойных пород и мелколиственных на спорово-пыльцевой диаграмме верхней части разреза выделяются три фазы в развитии растительности. В интервале 8,9–8,7 м роль темнохвойных не так велика, хотя в отдельных случаях количество пыльцы ели достигает 20%. Содержание пыльцы кедра равно 15–20%. Пихта присутствует в количестве 3–5%. Состав спектра, скорее всего, говорит о развитии среднетаежных лесов современного типа.

В интервале 8,7–8,3 м пыльца темнохвойных пород в спектре достигает максимума. Ель и сибирский кедр присутствуют в равных количествах. В ряде образцов количество пыльцы пихты составляет 10%. Такой характер спектра свидетельствует, по-видимому, о распространении темнохвойных пихтово-кедрово-еловых формаций с примесью сосны и березы.

Наконец, в интервале 8,3–7,8 м в составе спектра уменьшается количество пыльцы темнохвойных пород. Доминирующую роль начинает играть пыльца березы. В составе спектра появляется пыльца кустарниковой березы. Таким образом, по составу спектра растительность приближается уже к северотаежной.

Итак, подстилающие торфяник отложения, состоящие из суглинка с прослоями песка (слой Г), формировались в климатических условиях менее благоприятных, чем современные. Были распространены островные леса типа лесотундры. Начало формирования торфяника протекало в более благоприятной обстановке потепления, близкой к современной, когда были развиты среднетаежные леса. Формирование средних слоев торфяника происходило также в климатической обстановке, близкой к современной. Произрастали среднетаежные леса с максимальным развитием темнохвойных пород ели, сибирского кедра и пихты. Верхние слои торфяника формировались уже в обстановке некоторого похолодания. Среднетаежные леса сменились северотаежными.

Палинологические данные, полученные Е.Е. Гуртовой, выявили несколько иные этапы формирования растительности по сравнению с теми, которые намечены В.С. Волковой и О.В. Матвеевой (Архипов, 1971). Так, фаза среднетаежных лесов с максимальным господством темнохвойных пород свидетельствует о климате несколько более прохладном и влажном, чем современный. Это обстоятельство

заставляет Е.Е.Гуртову сомневаться в том, что торфяник формировался во время казанцевского межледниковья. Л.В.Голубева (1960), В.С.Волкова (1965), М.П.Гричук (1961) и другие исследователи подчеркивали, что на территории Западной Сибири темнохвойные леса с большим участием в древостое ели, сибирского кедра и пихты были особенно характерны для времени оптимума каргинского интерстадиала. В связи с этим и время формирования погребенного торфяника у пос. Горная Суббота следует относить не к казанцевскому межледниковью, а к каргинскому интерстадиалу.

В целом накопленные палеофитологические данные довольно однозначно свидетельствуют о формировании погребенного торфяника в условиях климата, близкого к современному. Расхождения во мнениях касаются лишь точной климатической характеристики. В.С.Волкова и В.П.Никитин считают, что торфяник формировался в условиях межледниковья, а Е.Е.Гуртова — очень теплого интерстадиала, при этом спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о растительности, близкой по составу к таковой каргинского интерстадиала Западной Сибири.

Решающее значение для выяснения времени накопления погребенного торфяника имеют радиоуглеродные определения. Для анализа из нижней, средней и верхней частей погребенного торфяника были отобраны пробы торфа вместе с содержащимися в нем мелкими веточками и щепками древесины. Все три образца получили конечные радиоуглеродные датировки (лаборатория геохронологии ИГиГ СО АН СССР, сообщение № 595). Для нижней пробы получена дата 24000 ± 600 лет (СОАН-295), для средней — 32200 ± 700 лет (СОАН-294) и для верхней — 26500 ± 470 лет (СОАН-293). В.А.Панычев, производивший определения, отмечает, что две верхние даты находятся в стратиграфическом согласии, а датировка нижнего образца (СОАН-295), омоложена в результате недостаточно аккуратного отбора пробы или в процессе химической подготовки этой пробы к анализу.

И.А.Волков, производивший отбор проб из разреза, считает необходимым добавить к этому, что торфяник в месте отбора образцов имеет четкую горизонтальную слоистость. Она указывает на намывной характер материала, слагающего торф. Первичные же источники этого материала неизвестны. Возможно, торфяник формировался в результате переотложения не только современного ему, но отчасти и древнего материала. Это также могло повлиять на результаты определения абсолютного возраста в сторону его удревления. Мнение о значительном омоложении возраста нижней пробы основано на предположении, что пробы из средней и верхней частей торфяника более или менее точно отражают время накопления материала. Возможно, однако, что одна или обе эти пробы несколько удревлены.

Будущее покажет, насколько реально полученные даты отражают действительный возраст погребенного торфяника. Тем не менее нет никаких оснований считать, что все три датировки сильно омоложены и что возраст торфяника в действительности "запредельный". Наоборот, полученные датировки дают возможность вполне уверенно предполагать, что погребенный торфяник разреза у пос. Горная Суббота и погребенная почва, в которую он переходит, образовались во время длительного каргинского интерстадиала, т.е. в отрезок времени 50–25 тыс. лет назад.

Толща отложений, перекрывающая погребенный торфяник и почву, имеет, по нашим представлениям, озерный генезис. Ее накоплению в районе рассматриваемого разреза предшествовал временный субаэральный перерыв, протекавший в условиях сурового климата. Тогда образовались морозобойные клинья, основания слоя Б. Позже эти клинья и торфяник были перекрыты озерными осадками, накопление которых вначале также протекало в условиях холодного климата. Озерное осадконакопление на отметках, значительно превышающих уровень деятельности современных рек, можно связывать только с ледниковым подпруживанием низовьев долины Оби. Следовательно, формирование озерных осадков, перекрывающих торфяник, происходило в ледниковую стадию, во время которой край ледника располагался восточнее низовьев Оби. Это могла быть ледниковая стадия времени похолодания "коношелье" (34–32 тыс. лет назад) или главная максимальная стадия сартанского оледенения (24–16 тыс. лет назад).

Ввиду того, что верхняя толща Тобольского "материка", перекрывающая торфяник, не имеет внутри себя ясных следов регионально прослеживающегося субаэрального перерыва, который бы соответствовал длительному интерстадиалу или межледниковью, есть основания считать, что накопление торфяника закончилось в конце каргинского межледниковья, а верхняя толща материка накопилась во время сартанского оледенения.

Литература

- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971.
- Архипов С.А., Худяков Г.И. Об основных принципах расчленения и корреляции антропогенных отложений Тобольского Прииртышья и Белогорского "материка" на р. Оби. - Решения и труды Межвед. совещ. по дораб. и уточн. стратигр. схем Зап.-Сиб. низм. Л., Гостехиздат, 1961.
- Волков И.А., Волкова В.С. О позднеплейстоценовом озере-море на юге Западно-Сибирской низменности. - Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 44. Новосибирск, 1964 (ротапринт).
- Волков И.А., Волкова В.С. Фазы обводнения внеледниковой полосы Западно-Сибирской низменности. - В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965.
- Волкова В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1964.
- Волкова В.С. История развития растительности и основные этапы палеогеографии в низовьях Иртыша в четвертичное время. - В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965.
- Волкова В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, "Наука", 1966.
- Волкова В.С. О роли руководящих видов флоры "диагональных песков" и их значении для расчленения и корреляции четвертичных отложений Западной Сибири. - В сб.: Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, "Наука", 1968.
- Волкова В.С. Геологическое строение позднеплиоценовых и четвертичных отложений основных страторайонов. - В кн.: История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. М., "Наука", 1970.
- Волкова В.С., Букреева Г.Ф. Западная часть Обь-Иртышского междуречья (Тобольское Прииртышье). - В кн.: История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. М., "Наука", 1970.
- Голубева Л.В. Спорово-пыльцевые спектры четвертичных отложений северо-западной части Западно-Сибирской низменности. - Труды Геол. ин-та АН СССР, вып. 31, 1960.
- Гричук М.П. Основные черты изменения растительного покрова Сибири в течение четвертичного периода. - В сб.: Палеогеография четвертичного периода СССР. Изд-во МГУ, 1961.
- Заррина Е.П., Каплянская Ф.А., Краснов И.И., Миханков Ю.М., Тарноградский В.Д. Перигляциальная формация Западно-Сибирской низменности. - Материалы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 4, Четвертичн. геол. и геоморфол. Л., 1961.
- Зубаков В.А. Стратиграфия и абсолютный возраст новейших отложений Западно-Сибирской низменности. М., "Недра", 1972.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. К палеогеографии четвертичного периода внеледниковой области Западно-Сибирской низменности. - Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 64, 1961.
- Мартынов В.А. Верхнеплиоценовые и четвертичные отложения южной части Западно-Сибирской низменности. - В сб.: Четвертичный период в Сибири. М., "Наука", 1966.
- Никитин В.П. Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды). - В кн. История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднеплиоценовое и четвертичное время. М., "Наука", 1970.
- Николаев В.А. Геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности (автореф. монографии). Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1963.
- Николаев В.А. Геоморфологическое районирование Западно-Сибирской равнины. - В кн.: Западно-Сибирская равнина (серия "История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока"). М., "Наука", 1970.

ПОЗДНЕПЛЕЙСТОЦЕНОВЫЕ—ГОЛОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ
УС. МАМОНОВА, Р. БЕРДЬ (БАССЕЙН ВЕРХНЕЙ ОБИ)

Л.В. Фирсов, В.А. Панычев

В долине р. Берди (правый приток Оби выше Новосибирска) отложения позднего ледникового и послеледникового слагают хорошо выраженную в рельефе надпойменную аккумулятивную террасу. Возле районного центра Маслянино и выше по течению реки ее высота изменяется незначительно, в пределах 8–12 м. Современные меандры врезаны в эти отложения, и в постоянно подмываемых уступах террасы обнажен весь комплекс осадков, перекрывающих более древние синевато-серые глины. Цоколь террасы то скрыт под уровнем реки, но не глубоко, то выступает из-под него на 0,5–1,0 м. Даже на коротких участках разница в высоте цоколя бывает значительной и видно, что поверхность глин размыта. Какова их мощность, неизвестно, возможно, довольно значительная; долина реки переуглублена, и современное русло еще не достигло ее коренного ложа.

Несколько лет назад километрах в пяти-шести выше с. Мамонова, поблизости от дер. Усть-Травянки, сотрудник Томского университета Э.В. Алексева нашла в отложениях террасы под слоем торфа или в нем самом и ниже уреза реки остатки скелета мамонта (рис. 1). Судьба этой находки не ясна, сообщений в печати о ней, вроде бы, не появлялось, и то, что возле Мамонова был найден мамонт (чисто случайное созвучие; название поселка происходит, по-видимому, от "мамоны"), нам стало известно от В.Н. Сакса и его сотрудников — С.Л. Троицкого и И.А. Волкова.

Вместе с В.Н. Саксом и И.А. Волковым мы осмотрели местонахождение и отобрали три пробы для радиоуглеродного датирования, затем еще дважды возвращались к меандрам Берди у Усть-Травянки, уточняя неясные детали стратиграфии и разыскивая дополнительные образцы для датирования.

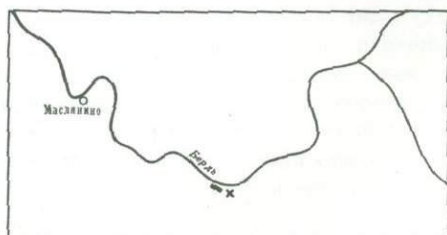
Большая меандра (условно назовем ее так) у Усть-Травянки показывает сложный переход от поверхности террасы к пойме и современному руслу реки. Схематически это отражено на рис. 2. Высокая (до 4–5 м) пойма имеет ступенчатый профиль. Ступени отражают стадии углубления реки и представляют собой чисто эрозионные образования в толще осадков террасы. Уступы террасы лучше всего оформлены с внешней стороны у крутых поворотов большой и соседних меандр. Обнажения между точками документации 26–28 (рис. 2) почти непрерывны на протяжении полукилометра, местонахождение скелета мамонта помечено точкой 30.

Толща осадков слоиста, литологически разнородна по вертикали, но основные ее горизонты хорошо выдержаны вдоль и поперек долины.

Даже в нескольких километрах ниже по реке, возле Мамонова и на окраине Маслянино, чередование слоев имеет много общего со стратиграфией в районе большой меандры. Приводим обобщенный разрез сверху вниз, нумеруя слои в обратном порядке, более удобным для хроностратиграфических сопоставлений (рис. 3); латеральные изменения в каждом случае оговорены особо.

13. Современная почва, луговая, богатая гумусом, на супесчаном субстрате; в среднем мощностью 0,25–0,30 м, в понижениях поверхности террасы — до 0,5 м.

Рис. 1. Место находки скелета мамонта (отмечено крестом) и обнажения вдоль так называемой (условно) большой меандры р. Бердь (отмечены толстой линией)



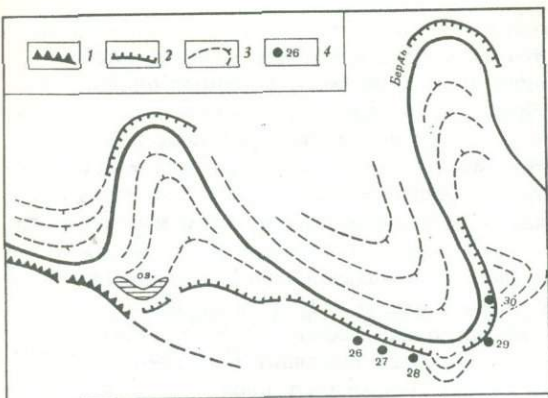


Рис. 2. Схематический план так называемой большой меандры р. Бердь

1 - коренной борт долины (выходы филлитовидных сланцев); 2 - хорошо выраженные уступы первой надпойменной террасы; 3 - серия ступеней высокой (до 5 м) поймы; 4 - номера точек документации (см. рис. 4)

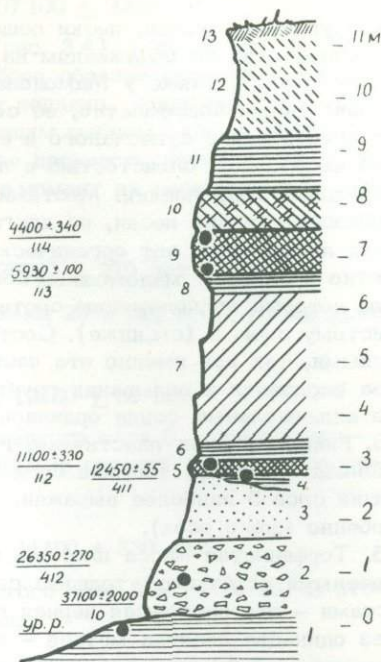


Рис. 3. Обобщенный разрез осадков первой надпойменной террасы р. Бердь выше Мамоново

Дробью показаны радиоуглеродные даты (в числителе - дата и допуск, в знаменателе - номер пробы СО АН СССР, место проб на разрезе показано черными кружками), 1-13 - нумерация слоев (объяснения см. в тексте)

12. Супесь (местами более суглинистая) однородная, желтовато-серая, без органических остатков, с несколькими (один-три) тонкими горизонтами, обогащенными гидроокислами железа. Толщина слоя в среднем 1,8-2,0 м, меняется от 0,5 до 3 м вследствие поверхностного размыва. Гидроокисные горизонты (по 0,05-0,15 м) находятся в нижней и средней частях слоя и представляют собой, по-видимому, отметки уровня грунтовых вод в прошлом. Под каждым из них супесь сильно обогащена глинистым материалом, и эти "горизонты вмывания" придают изначально бесструктурному грунту слоистый вид.

11. Глина плотная, иловатая, темно-серая, однородная или с тонкими прослойками песчаного материала. Мощность около 1,0 м, местами уменьшается до 0,3-0,4 м и максимальна там, где подстилающий торф имеет наибольшую толщину. В свежих изломах заметна горизонтальная микрослоистость глины, свойственная пойменным или старичным осадкам.

10. Торф в основном древесный, средней плотности, бурый, со значительной примесью песчаного и илистого материала, с прослойками песка и ила. Толщина слоя изменяется от 0,4 до 0,8 м; в торфе распознаются листья осок, ивы, кора березы (много).

9. Торф древесный, плотный, темно-бурый, с меньшей примесью песчаного и илистого материала, с остатками березовой коры, листьями (осок, кустарниковых и древесных пород), хвоей. Средняя толщина слоя 0,85 м, колебания ее на всем протяжении обнажений незначительны. Слои 9 и 10 представляют собой мощную (от 1,2 до 1,9 м) торфяную залежь низинного, возможно даже старичного, происхождения, занимавшую зону долины у левого склона. Заметим, что и ближайшая современная старица с постоянно идущим в ней быстрым накоплением растительного детрита лежит в этой же зоне (см. рис. 2). Ближе к оси долины торфяник, по всей вероятности, выклинивался, и в правой ее части его могло не быть.

8. Глина плотная, пластичная, голубовато-серая, 0,3-0,5 м. Повсеместно представляет собой субстрат торфяника, имеет сходство со старичными осадками.

7. Суглинки, супеси, пески общей мощностью от 2,5 до 4,5 м, в среднем — 3,0 м. Эта пачка, судя по обнажениям на других участках большой меандры и на соседних меандрах, а также у Мамонова, Маслянина и ниже по реке, распространена в долине Берди повсеместно, ее состав и структура изменчивы, но общим остается преобладание супесчаного и суглинистого материала, то однородного, то с четко выраженной слоистостью и литологическими изменениями по вертикали и в латеральном направлении. Местами (например, в районе точек 28 и 29, см. рис. 2) преобладают рыжие пески, на других участках — палевые суглинки, но и в тех и других практически нет органических остатков. В районе Маслянина в суглинках заметно несколько маломощных погребенных почв с небольшой концентрацией гумуса, которые по положению соответствуют торфу слоев 9 и 10 и почвенно-торфянистому слою 5 (см. ниже). Состав и структура пачки 7 остаются во многом неясными, так как именно эта часть разреза хуже всего выглядит в обнажениях из-за оползания и оплывания грунта. Осадки скорее напоминают пролювиальные, а не аллювиальные фашии ординарного типа.

6. Глина плотная, пластичная, голубовато-серая (в свежих изломах и влагонасыщенная — синяя); толщина слоя до 0,35–0,40 м и максимальна там, где подстилающий слой 5 наиболее выражен. В глине рассеяны разложенные веточки и листья (особенно много осок).

5. Торфянистая масса плотная, темно-бурая, древесно-осоковая, с крупными древесными остатками; толщина слоя до 0,30 м, состав его и мощность изменчивы. Местами — это настоящая черная гиттия, рядом — бурая намывная труха, а еще через один-два десятка метров — всего лишь не очень контрастная почва. Тем не менее слой 5 есть везде. Он представляет собой, по-видимому, напойменное образование, подобное тем, который характеризуют небольшие и очень ровные заливные луга с торфянистыми и иловатыми мочажинами. Кстати, и на современной пойме Берди такие уголья попадаются на каждом шагу.

4. Глина такого же типа, как в слое 6, но только там, где мощность намывного торфа слоя 5 или осадки типа гиттии наибольшие. Глина заполняет часто только карманы (промоины) в подстилающем песке.

3. Песок средне-крупнозернистый, сверху желтый, внизу палевый, горизонтально-слоистый, не очень полно промыт от тонких частиц (типа фашии прирусловых осадков поймы); средняя мощность слоя 0,8–0,9 м, изменяется от 0,1 до 1,5 м; растительные остатки только сверху, но исключительно редко.

2. Щебень кристаллических (филлитовидных) сланцев, разномерный, очень слабо окатанный, со значительной примесью крупного песка; средняя мощность слоя около 1,5 м, изменяется от 0,5 до 2,0 м и больше; в щебне попадаются обломки древесины, а слой в целом представляет собой русловый (или прирусловый) аллювий, перенесенный на незначительное расстояние. Филлитовидные сланцы в коренном залегании обнажены на левом склоне долины в районе большой меандры и выше. Судя по степени обработки обломков в слое 2, щебень переносился речным потоком не более чем на несколько километров.

1. Глина плотная, во влажном состоянии пластичная, однородная, синевато-серая; видимая мощность до 1,5 м (учитывая выходы и под уровнем реки); кровля неровная, с четкими следами размыва; в верхней части либо первоначально включены, либо позднее вмыты обломки древесины, даже целые стволы деревьев; впрочем, находки их редки.

Строение толщи осадков примечательно в нескольких отношениях. Прежде всего тот факт, что подстилающие глины слоя 1 (лучше сказать толщи, по-видимому, многометровой) являются цоколем многих террас вообще в бассейне верхней Оби и кровля их везде более или менее резко размыва, свидетельствует об отложении перекрывающих осадков после какого-то поворотного эпизода в развитии речной сети. Далее, перекрывающие осадки обладают признаками, которые отражают направленное изменение фациальных условий, но не постепенно-непрерывное, а прерывистое и более сложное, чем просто смена руслового аллювия пойменным и т.д. Затем, в этой смене такие значимые эпизоды, как торфообразование, имели место по крайней мере дважды, правда, выражены они были по-разному.

В конечном итоге после трехкратного поиска подходящих для датирования материалов мы располагаем сейчас восемью пробами из отложений надпойменной террасы. Их положение таково (возраст отсчитан от 1970 г.):

СОАН-10 37 100 ± 2000 лет

Ствол дерева в верхней части глин слоя 1 (см. рис. 3,4), в точке 27, на высоте 0,1-0,3 м над уровнем реки в межень. При отборе образца древесины необходимо было убедиться, что ствол не вмят в глины недавно, например при ледоходе. Он находился почти на контакте с перекрывающим щебнем слоя 2, выступающая из-под обрыва, но ни этот факт, ни значительная древность даты не исключают того, что ствол мог быть вмят в глины либо в момент их размыва, либо при последующем отложении щебня.

СОАН-412 26350 ± 270 лет

Обломки древесины из щебня слоя 2, между точками 28 и 29, в 0,7 м над уровнем реки в межень.

СОАН-411 12450 ± 55 лет

Мелкие обломки древесины из нижней части почвенного слоя 5, приблизительно в точке 29, около 2,5 м над уровнем реки. Древесные остатки в этом слое падаются часто.

СОАН-112 11100 ± 330 лет

Мелкие древесные остатки из почвенно-торфянистого слоя 5 в точке 26. В этом месте черная илистая масса слоя имеет вид гиттии.

СОАН-11 12820 ± 500 лет

Торф сильноразложившийся, почти черный, залегают под уровнем реки в точке 30. Именно здесь были найдены кости мамонта. Реальное отклонение результатов двукратного датирования было много меньше (+35 лет), чем расчетный допуск к дате. Стратиграфия в точке 30 не совсем ясна, но почвенно-торфянистый слой 5 и данный слой торфа представляют собой, конечно, синхронные образования (см. ниже).

СОАН-113 5930 ± 100 лет

Торф темно-бурый, плотный, с древесными остатками и корой березы, из нижней части (0,00-0,10 м) слоя 9 в точке 28.

СОАН-114 4400 ± 340 лет

Торф темно-бурый, плотный, с древесными остатками и корой березы с примесью песчаного материала, из верхней части (0,75-0,85 м) слоя 9 в точке 28.

СОАН-9 6780 ± 145 лет

Торф из слоя 9 приблизительно в точке 27. Эта дата древнее СОАН-113 и, возможно, заключает в себе ошибку (одна из первых, которые лаборатория получила еще в 1969 г., осваивая радиоуглеродный метод датирования). Однако нельзя исключить и то, что в древесных торфах намывного происхождения на одном уровне, но в разных пунктах залежи может быть заключен материал разного возраста, что вряд ли имеет место, например, в автохтонных травяно-моховых торфах.

Радиоуглеродные даты четко соответствуют определенным моментам позднеледниковья и голоцена.

О времени накопления глин слоя (толщи) 1 пока нельзя сделать уверенного заключения; дата 37100 ± 2000 лет (СОАН-10)¹ приходится на середину каргинского межстадиала (по схеме Н.В. Кинд - каргинского межледниковья, от 50 до 25 тыс. лет), то это, конечно, еще не значит, что глины являются каргинскими. Если ствол дерева был вмят в пластичные глины во время их размыва - а это очень вероятно, - то дата СОАН-10 указывает именно на это событие и, возможно, на начало

¹ Н.В. Кинд. Изменение климата и оледенения в верхнем антропогене (абсолютная геохронология). Автореф. докт. дисс. М., 1971.

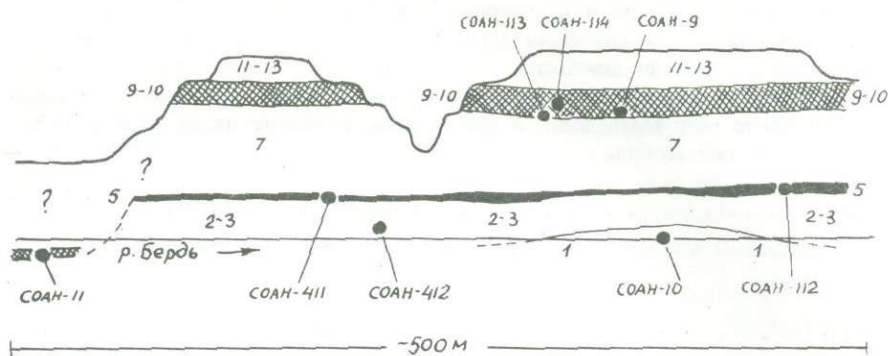


Рис. 4. Фас уступа первой надпойменной террасы р. Бердь выше Мамоново (схема) отношение вертикального масштаба к горизонтальному приблизительно 7. Черные кружки - пункты отбора проб СОАН 1,2-3,5,7,9-10,11-13 - номера слоев разреза толщи (на рис. 3); 30,29,28,27,26 (над рисунком) - номера точек документации (см. рис. 2)

отложения щебня слоя 2. Сами глины могут быть и более древними (зырянскими, казанцевскими).

Эпоха отложения щебня слоя 2 устанавливается как по СОАН-10, так по СОАН-412 (26350 ± 270 лет), она приходится на вторую половину каргинского межстадиала, на его заключительную фазу потепления, возможно, на начало сарганского оледенения. По-видимому, именно сарганскими являются пески слоя 3. Проверить это предположение мы не можем, ибо органических остатков в песках не найдено, однако вся эпоха сарганского оледенения заключена между СОАН-112, с одной стороны, и СОАН-112, 411 - с другой.

Даты почвенно-торфянистого слоя 5 11100 ± 330 лет (СОАН-112), 12450 ± 55 лет (СОАН-411) приходятся на начало послеледниковья (аллеред) или на заключительные моменты сарганской эпохи - в разных схемах по-разному. Развитие почвы и торфянистые накопления говорят о потеплении климата, возможно, не очень продолжительном, но достаточно заметном, проявившемся по всей Сибири в предголоценовое время (по схеме Н.В. Кинд - кокоревское и таймырское потепления в позднесарганское время).

Эпоха накопления суглинков слоя (пачки) 7 заключена между указанными выше датами СОАН-112, 411 и датой торфа из основания слоя 9 5930 ± 100 лет (СОАН-113) или даже 6780 ± 145 лет (СОАН-9), т.е. между 11 и 6 тыс. лет. Это время раннего голоцена почти повсеместно на Евразийском континенте знаменовалось неустойчивостью климата с тенденцией к его потеплению и пролювиальности. Накопления суглинков можно представить себе как следствие интенсификации выветривания и площадного смыва осадков на водоразделах и склонах долины, в конечном итоге - как следствие климатических изменений. Подчеркнем еще раз, что осадки слоя 7 имеют сходство с пролювиальными.

Радиоуглеродные даты торфа слоя 9 5930 ± 100 лет (СОАН-113), 4400 ± 340 лет (СОАН-114), а также 6780 ± 145 лет (СОАН-9) приходятся на эпоху климатического оптимума раннего голоцена; завершение торфонакопления (слой 10) следует отнести, по аналогии с другими торфяниками, ко времени 2-3 тыс. лет назад.

Таким образом, комплекс осадков I надпойменной террасы (исключая слой 1, как предшествующий) охватывает по крайней мере последние 30 тыс. лет - от каргинской эпохи до позднего голоцена включительно.

Несколько замечаний о дате СОАН-11 и стратиграфии точки 30. Это наименее ясное место приходится на старую меандру (см. рис. 2, 4), на которой после высоких паводков еще и сейчас сохраняется озерко. В точке поворота современной

меандры постоянно идет подмыв и оползание берега. Слой низинного торфа, в котором или под которым были обнаружены кости мамонта, лежит под уровнем реки и не менее чем на 3,0-3,5 ниже почвенно-торфянистого слоя 5. Даты СОАН-11, 112, 411 не оставляют сомнения, что это синхронные образования ближайшего послеледниковья (аллереда). Берег в точке 30 совсем не обнажен, и пока остается гадать, чем вызвано разновысотное положение торфа и слоя 5. Возможно, в точке 30 находится глубокая древняя промоина - старица, заполненная торфом и другими осадками, куда и свалился неосторожный мамонт, но не менее вероятно, что дело обстоит проще: современный (или недавний) оползень - а они проявлены по уступу I надпойменной террасы во многих пунктах - сместил блок грунта на 3-4 м вниз в изгибе меандры и слой торфа в точке 30 представляет собой тот же почвенно-торфянистый слой 5, который прослежен в точках 26-29. Целесообразнее остановиться (пока) на этом варианте объяснения.

В дальнейшем желательно, даже необходимо провести радиоуглеродную датировку торфяной залежи и других горизонтов толщи осадков I надпойменной террасы и привлечь к их изучению палинолога, с тем чтобы получить стандартную спорово-пыльцевую диаграмму для голоцена Предалтайской равнины.

УДК 55.93 (571.15) + 551.796

РАДИОУГЛЕРОДНЫЙ ВОЗРАСТ КАЛМАНСКОЙ СВИТЫ БИЙСКО-БАРНАУЛЬСКОЙ ВПАДИНЫ

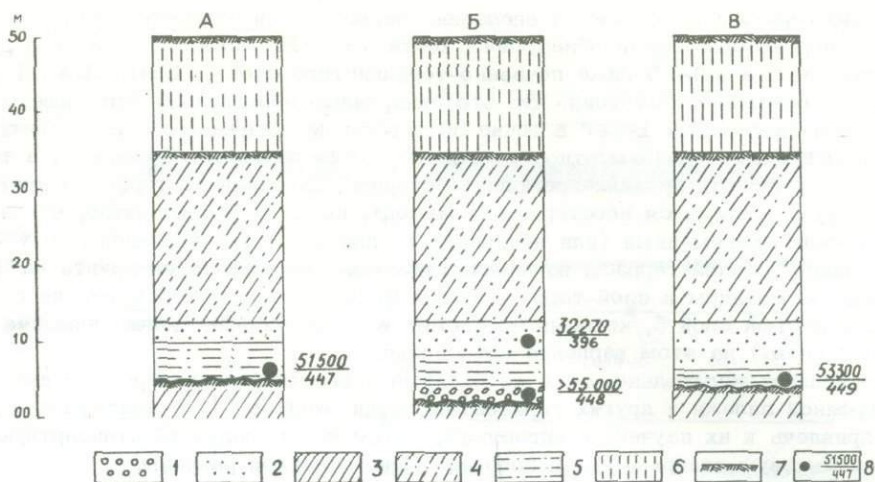
В.А. Панычев, Л.А. Орлова

Четвертичным отложениям Бийско-Барнаульской впадины посвящен ряд работ (Православлев, 1933; Нагорский, 1941; Адаменко, 1967). Такое внимание к этим отложениям не случайно. Здесь имеются прекрасные разрезы, доступные для всестороннего изучения, сама же впадина является связующим звеном между двумя такими крупными регионами, как Западно-Сибирская низменность и Горный Алтай. Четвертичная история Бийско-Барнаульской впадины имеет много общего с ними и представляет известный интерес для увязки основных событий, протекающих на этих территориях.

В статье приведены радиоуглеродные даты для отложений, обнажающихся в районе сел. Калманка и Калистратиха на Оби. Группа обнажений на этом участке примечательна тем, что именно в них были сделаны находки фауны, которые в общем подтверждали сложившееся мнение о возрасте и стратиграфии отложений плато.

Впервые расчленение четвертичных отложений Верхнего Приобья, или Степного плато, проведено П.А. Православлевым (1933), но в то время биостратиграфическое обоснование разрезов было еще недостаточным. П.А. Православлев выделил три свиты (А, В, С) и распространял их на обширную территорию всего Верхнего Приобья; отложения на участке Калманка - Калистратиха соответствовали всем трем свитам, возраст которых принимался как среднечетвертичный. Схемы Православлева придерживались вплоть до 1960 г.

Только после того, как В.Е. Рясина (1962) сообщила о находках в других разрезах отложений Степного плато костных остатков представителей халпровского, таманского и тираспольского фаунистических комплексов в стратиграфическую схему были внесены коррективы. Слой в обнажениях между селами Калманка и Калистратиха стали рассматривать как выполнение древней погребенной долины, выработанной в осадках плато (Малолетко, 1963; Зудин, Панычев, 1968). В дальнейшем они были выделены О.М. Адаменко в калманскую свиту, которая прослежена также буровыми скважинами и между селами Поспелиха и Калманка. Геоморфо-



Размеры калманской свиты между селами Калистратиха и Калманка (А, Б, В)

1 - глиняные окатыши, 2 - пески, 3 - суглинки, 4 - переслаивание суглинков, супесей и тонких песков, 5 - илы, 6 - лёссы, 7 - почвенные горизонты, 8 - радиоуглеродные даты и положение их в разрезах

логически особенно четко выражена зона причленения выполняющих погребенную долину осадков к склону Степного плато. К ней приурочены характерные коленообразные изгибы левых притоков современного Алея. Так, р.Клепчаха при выходе в древнюю долину Алея у с.Успенского меняет направление почти на 90° и на протяжении 15 км течет вдоль зоны причленения. Аналогично поведение р.Горевки, повторяющей изгибы древнего Алея, так же ведут себя и другие степные речки - Язевка, Чистюнька и Большая Калманка.

Именно отложения древней долины вскрыты Обью на участке между селами Калманки и Калистратиха (рисунок). У русла реки здесь обнажены следующие слои в уступе террасы высотой до 50 м (внизу вверх):

1. Суглинки темно-бурые, плотные, неслоистые, с редкими остатками обожженных и обугленных растительных остатков, с раковинами моллюсков *Valvata macrostoma* Steenb., *V. piscinalis* Müll, *Planorbis planorbis* L., *Limnaea ovata* Grap., *Bithynia tentaculata* L. и др. В кровле повсеместно развита погребенная почва; местами она размыта и сохранилась только нижняя ее часть. Мощность суглинков в пределах разреза меняется от 2,5 до 5,0 м (кочковская свита; в схеме Православлена - свита С).
2. Песчано-суглинистая пачка, в основании с характерными крупными и мелкими глиняными окатышами и илистыми темно-синими осадками. По четкому контакту на них налегают разнозернистые желтовато-бурые пески, которые выше переслаиваются с желтовато-бурыми суглинками. Отложения имеют тонкую горизонтально-слоистую текстуру, слоистость "затухает" вверх по разрезу. В кровле развита слабогумусированная почва степного типа. Общая мощность пачки 30 м (калманская свита; в схеме Православлева - свита В).
3. Суглинки желтовато-бурые, пористые, лёссовидные, с неясной горизонтальной и волнисто-косой слоистостью, мощность 15 м (калманская свита; в схеме Православлева - свита А).

Для отложения пачки 2 характерно большое количество растительных остатков как в виде тонких прослоев, так и в виде крупных линз намывной трухи. Эти же отложения содержат массу раковин моллюсков и костей крупных и мелких млекопитающих. Практически все находки крупных млекопитающих были сделаны в базальных отложениях пачки 2. Изучены также семенные и спорово-пыльцевые комп-

лексы. Анализ этого материала и его интерпретация содержатся в работе С.А.Архипова (1971). Отметим, что все исследователи признают смешанный состав фауны: в отложениях присутствуют остатки крупных млекопитающих от тираспольского до верхнепалеолитического комплекса (Адаменко, 1967). В.С. Зажигин, изучавший остатки мелких млекопитающих, замечает, что наряду с заканчивающими свое существование в среднем эоплейстоцене тушканчиками рода *Plioseir topoda*, полевками *Mimomys cf. minor* и цокорем *Prosilphneus* здесь присутствует степная пеструшка *Lagurus lagurus*, которая появляется только в хазарском фаунистическом комплексе (Архипов, 1971). О.Ю. Кочуро, изучавшая фауну остракод, указывает, что совместно с характерными для кочковского времени *Hyocypris bella* Sharapova, *Limnocythere vara* Liepin, *L. grinfeldi* Liepin, *Cyprea* sp. nov. присутствуют средневерхнечетвертичные *Limnocythere postconcava* Neg., *L. majjthensis* Neg и др.

Вместе с тем общепризнанным считается тобольский (миндель-рисс) возраст этих отложений. Поэтому совершенно неожиданной оказалась радиоуглеродная дата 21500 ± 200 лет (СОАН-319) для образца древесины, предоставленного лаборатории А.Н. Зудным и С.А. Архиповым. Образец относится к слою 2, к одной из линз намывной трухи.

Для проверки указанной даты мы ознакомились с приведенным выше разрезом на месте; отобраны четыре пробы и получили следующие даты:

СОАН-447 51500 ± 4700 лет

Левый берег Оби у с.Калманка. Мелкие растительные остатки с размытой поверхности погребенной почвы, на высоте 5,0 м над уровнем реки (базальные слои пачки 2 - кровля пачки 1).

СОАН-448 больше 55 тыс.лет

Там же, выше по течению реки на 0,7-0,8 км, базальные образования, представленные крупными глиняными окатышами. Остатки крупных стволов деревьев, ветки мелких кустарников из базального слоя (с глиняными окатышами) пачки 2, в 3 м над уровнем реки.

СОАН-396 32270 ± 500 лет

Там же, где СОАН-448, на высоте 12,0 м над уровнем реки. Намывная труха из тонких (до 5 см) прослоев.

СОАН-449 53300 ± 6000 лет

Там же, выше по течению на 0,3-0,4 км от СОАН-448, близ устья р.Калманки, на высоте 5,0 м над уровнем реки. Намывная труха из крупной линзы, залегающей в темно-синих илистых осадках базального слоя пачки 2.

Судя по радиоуглеродным датам, отложения калманской свиты соответствуют карукюлакским межледниковым отложениям юго-западной Эстонии (Кияк и др., 1970), межстадиальным отложениям Калининско-Ярославского Поволжья (Арсланов и др., 1970), средневалдайскому аллювию II надпойменной террасы Днепра у г.Рогачева (Арсланов и др., 1971), каргинским аллювиальным отложениям севера Западной Сибири, возрастной интервал которых, по последним данным, - от 23-24 до 50 тыс.лет и более.

В настоящее время можно считать доказанным существенное изменение климата на протяжении этого отрезка времени. Оптимум потепления приходится примерно на 40 тыс.лет. Однако одними исследователями он рассматривается как межстадиальный, другими - как межледниковый. Эстонскими исследователями на основании спорово-пыльцевых данных установлено, что во время климатического оптимума карукюлакского межледниковья получили распространение леса с господством хвойных пород, но со значительной долей (более 35%) пыльцы широколиственных пород. Климат в то время здесь был теплее современного и близок к оптимуму голоцена.

Карпологиические, спорово-пыльцевые и радиологические исследования образований II надпойменной таррасы Днепра привели белорусских геологов к мнению о их

межстадиальном характере. В разрезе у Красной горки выделено несколько фаз развития растительного покрова. Во время наиболее теплых фаз в долине Днепра были распространены сосновые и березовые леса с примесью ольхи, карликовой березки, толокнянки, гвоздики. На междуречье же в это время лесами были покрыты только участки, наиболее благоприятные для простирающихся северотаежной растительности, на остальной территории преобладали травяной покров степного облика, типичный для перигляциальных областей.

О межстадиальном характере отложений того же времени говорят и исследователи Калининско-Ярославского Поволжья. В разрезах у г.Калинина и ст.Шестихино выделены межстадиальные слои, характеризующиеся спорово-пыльцевыми спектрами лесного типа с преобладанием ели и незначительным развитием широколиственных пород — дуба, липы. Установлена также смена растительных группировок начиная от тундровых к постепенному потеплению, затем к климатическому оптимуму и, наконец, к последующему похолоданию. Такой ритм изменений повторялся во время межстадиала несколько раз. К исходным выводам приходит Н.В.Кинд для севера Западной Сибири. Она выявляет неоднократную смену климата в течение каргинского межстадиального времени. Относительно короткие фазы похолодания сменялись более продолжительными потеплениями. Спорово-пыльцевые комплексы в осадках калманской свиты (Вотах, 1970) свидетельствуют о таких же изменениях климата (даже ритмичных) Предалтайской равнины в каргинское время. М.Р.Вотах приходит к заключению о неоднократной смене растительности, о направленности изменений (от степного типа к лесостепному и лесному и затем снова от степного к лесостепному). Первый ритм характерен для времени накопления базальных слоев разреза, второй — для песков и суглинков, содержащих в кровле погребенную почву. Лёссовидные отложения свиты (слой 3), перекрывающие погребенную почву, исходя из общих теоретических положений (синхронности оледенений и лёссовобразования), мы датируем сартанским временем.

Таким образом, прямое определение возраста калманской свиты и сопоставление спорово-пыльцевых комплексов из этих отложений с другими приводят к выводу о ее каргинско-сартанском возрасте.

Прекрасная обнаженность этого участка и доступность для всестороннего изучения отложений могут служить примером стратотипических разрезов при геохронологических исследованиях верхнего плейстоцена южной половины Западно-Сибирской низменности. Здесь следует продолжить более углубленные карпологические и спорово-пыльцевые исследования.

Литература

- Адаменко О.М. Основные закономерности геологического развития Кулундинской впадины. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1967.
- Арсланов Х.А. и др. Новые данные о возрасте верхнелейстоценовых отложений в Калининско-Ярославском Поволжье. — Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 5.
- Арсланов Х.А. и др. Палеогеография Белоруссии в ранние фазы формирования средневалдайских генераций аллювия второй надпойменной террасы Днепра. — Докл. АН СССР, 1971, т. 200, № 6.
- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971.
- Вотах М.Р. История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднелистоценовое и четвертичное время. М., "Наука", 1970.
- Зудин А.Н., Панычев В.А. Особенности разреза Приобского степного плато у с.Калистратиха. — В сб.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., "Наука", 1968.
- Кияк К., Пуннинг М.М. и др. Новые данные по геологии Карукюла (юго-западная Эстония). — Изв. АН ЭССР, 1970, № 4.
- Малолетко А.М. Палеогеография Предалтайской равнины в четвертичном периоде. — Труды Комис. по изуч. четвертичн. периода, вып. XXII, 1963.
- Нагорский М.П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины. — В сб. Материалы по геологии Сибири, № 13. Томск, 1941.
- Православлев П.А. Приобье Кулундинской степи. — В сб.: Материалы по геологии Западно-Сибирского края, вып. 6, Томск, 1933.
- Рякина В.Е. Новые находки четвертичной фауны млекопитающих в верхнем Приобье. — Докл. АН СССР, 1962, т. 200, № 5.

И.А. Волков, В.С. Волкова, Е.Е. Гуртовая

Разрезы района городов Ханты-Мансийска и Самарова давно привлекают внимание исследователей, так как здесь обнажены экзотически залегающие крупные глыбы палеогеновых пород, а также широко представлены отложения, в изобилии содержащие валуны и гальку (валунные супеси и суглинки). До последнего времени среди исследователей нет единого мнения о причинах указанных особенностей строения разрезов рассматриваемого района, хотя без правильного истолкования этих особенностей нельзя получить реальное представление об истории осадко-накопления, эволюции рельефа и палеогеографии всего севера Западной Сибири в четвертичное время.

Результаты исследований раннего периода обобщены В.Г. Васильевым (1939, 1946). В этих кратких, но весьма содержательных работах критически рассмотрены взгляды предшественников, а также приведен важный новый фактический материал. В указанных работах охарактеризовано строение видимой части разрезов так называемых Пионерской и Самаровской гор-склонов останца обтеkania в районе устья Иртыша. На приложенных к тексту профилях изображены условия залегания основных стратиграфических компонентов разреза. В.Г. Васильев показал, что в береговых обнажениях Иртыша присутствуют эоценовые породы. Они залегают в виде экзотических прослоев и глыб, в той или иной степени нарушенных сильным боковым давлением. Эти породы перекрыты четвертичными отложениями, среди которых различаются типичные субэаральные морены, флювиогляциальные и озерно-ледниковые осадки времени максимального (рисского) оледенения Западной Сибири. Основное внимание уделено изучению отложений, которые подстилают эоценовые породы. Г.В. Васильев пришел к выводу, что эти отложения также имеют четвертичный возраст. Они формировались, вероятно, в начале эпохи максимального оледенения отчасти за счет перемыва местных третичных пород, а отчасти в результате приноса нового кластического материала. На основании изучения литературных данных, всестороннего исследования естественных обнажений и разрезов двух буровых скважин В.Г. Васильев приходит к общему заключению, что в районе Самарова и Ханты-Мансийска расположены напорные моренные образования, включающие ледниковые оторженцы эоценовой опоки. Морена и опоки были отложены среднечетвертичным (максимальным) ледником, двигавшимся с Урала.

Дальнейшие исследования (Сакс, 1948, 1953; Яковлева, 1961; Архипов, 1964; Шацкий, 1965; Волкова, 1966, и др.) показали правильность представлений В.Г. Васильева. Вместе с тем выявились и некоторые новые особенности геологического строения рассматриваемого района. Так, например, в пределах останца было пробурено несколько скважин в целях поиска водоносных горизонтов. В результате изучения каротажных диаграмм этих скважин, проходившихся без отбора керна, геологи И.Л. Кузин и Н.Г. Чочиа высказали предположения, резко отличные от взглядов большинства других исследователей. Они пришли к заключению, что эоценовые опоквидные породы в районе устья Иртыша находятся в коренном залегании. Сам останец сложен в основном дочетвертичными породами, образующими здесь небольшую по размерам антиклинальную складку, прямо выраженную в рельефе. Опоквидные глины, которые большинство исследователей считают эоценовыми, они отнесли к позднему олигоцену и, возможно, неогену (Кузин и Чочиа, 1966).

Повторное всестороннее изучение состава и палеонтологических остатков опоквидных глин (Шацкий, 1965) показало, что эти породы вопреки предположениям И.Л. Кузина и Н.Г. Чочиа залегают в виде экзотических тел, имеют, вероятнее всего, эоценовый возраст и являются ледниковыми оторженцами. Нижнетуртасская подсвита верхнего олигодена или неогена вскрыта буровыми скважинами значительно ниже глыб опоквидных пород, а эоценовые отложения в коренном залегании в районе Ханты-Мансийска встречены разведочными скважинами лишь на глубине свыше 400 м. Многие другие исследователи, изучавшие в последние годы геологическое строение района устья Иртыша, также пришли к заключению о ледниковой природе валунсодержащих отложений и глыб опоквидных пород рассматриваемого

района (Стрелков, 1965; Волкова, 1966; Архипов, 1971, и др.). Между тем до последнего времени во многих работах высказываются предположения о том, что генезис отложений рассматриваемого района не связан с деятельностью ледников. Среди таких работ интересна статья Р.Б. Крапивнера (1969).

Р.Б. Крапивнер привел новые данные, полученные в результате геологической съемки и бурения. К тексту приложены три профиля. На одном из них приведен составленный по материалам бурения разрез останца вдоль дороги из Ханты-Мансийска в Самарово, а на других двух вновь изображены обнажения Самаровской и Пионерской гор. В нижней части останца буровые скважины вскрыли отложения, содержащие валуногалечный материал. Эти отложения, рассматриваемые большинством исследователей как морена, Р.Б. Крапивнер отнес к выделенной им совместно с И.Л. Зайонцем (Зайонц, Крапивнер, 1967) мужиноуральской свите. По мнению Р.Б. Крапивнера, свита имеет миоценовый возраст и морское происхождение.

Мужиноуральская свита района Ханты-Мансийска и Самарова подразделена на три части. В верхней и особенно в нижней частях наряду с плохо сортированными суглинками с примесью песка, гравия, гальки и валунов широко представлены осадки, отлагавшиеся в водной среде и имеющие ленточную слоистость. В средней части свиты преобладают алевроиты с прослоями песка. Отложения мужиноуральской свиты сильно деформированы. В одних местах они залегают почти горизонтально, а в других имеют наклон $5-10^{\circ}$, а иногда до $30-35^{\circ}$. Встречается много наклонных и параллельных по отношению к слоистости трещин и зеркал скольжения с бороздами сдвига.

Выше мужиноуральской свиты, раздробленная верхняя часть которой расположена на абсолютных отметках $30-60$ м, залегают опоковидные глины эоценового возраста. Эоценовые породы в разных скважинах имеют весьма непостоянную мощность и перекрыты различными по составу отложениями салехардской свиты. Эта свита, по мнению Р.А. Крапивнера, имеет морской генезис и плиоценовый возраст. Состав осадков нижней части свиты различен. В основании лежат пески, а выше - суглинки с гальками и валунами. Они перекрыты песками. Верхняя часть сложена "облессованными" макропористыми супесями и суглинками.

Рисунки обнажений Пионерской и Самаровской гор, приведенные Р.Б. Крапивнером, существенно отличны от таковых В.Г. Васильева и других исследователей. Оба рисунка изображают лишь часть каждого обнажения. Так, на профиле района Пионерской горы приведена только нижняя по течению Иртыша часть длиной около 250 м, хотя у В.Г. Васильева показано обнажение протяженностью 570 м.

В районе Самаровской горы дан также только фрагмент разреза, имеющий длину 170 м. В левой части рисунка изображена правильная синклиальная складка. На профиле В.Г. Васильева показан разрез протяженностью 650 м, причем правильных складок на нем нигде не отмечено. Достаточно развернутой характеристики условий залегания выделенных свит в естественных обнажениях в тексте Р.Б. Крапивнера не приводится.

Р.Б. Крапивнер полагает, что эоценовые опоковидные глины залегают внутри неогеновых пород. Они подстилаются миоценовыми, а перекрываются плиоценовыми отложениями. Конкретного объяснения таких особенностей залегания слоев не приведено. Высказано только предположение, что эти особенности связаны с новейшими тектоническими движениями. Нет заключения о том, где первоначально формировались опоковидные глины и откуда они переместились в район устья Иртыша.

Изложенный Р.Б. Крапивнером фактический материал в целом существенно дополняет сведения о геологическом строении рассматриваемого района, однако его палеогеографические построения не могут быть приняты. Отложения, подстилающие и перекрывающие эоценовые породы, объединены в свиты в значительной степени механически. Так, например, в составе мужиноуральской свиты присутствуют и пачка хорошо сортированных осадков, отлагавшихся в водной среде, и плохо сортированные, содержащие валуно-галечный материал суглинки. В салехардскую свиту включены валунные суглинки и резко отличные от них по составу и условиям залегания покровные осадки. Нет достаточно убедительных биоостраиграфических характеристик свит. Приводить развернутую критику представлений Р.Б. Крапивнера и других антигляциалистов нет необходимости. Это уже сделано в одной из публикаций (Архипов и др., 1971). В настоящей статье рассматриваются лишь результаты исследований авторов.

В.С. Волкова и Е.Е. Гуртовая в 1968 г. вновь изучили материалы бурения района Ханты-Мансийска. Они просмотрели с отбором образцов любезно предоставленный в их распоряжение Р.Б. Крапивнером керн скв. 11. Эта скважина пройдена в наиболее возвышенной части останца, в г. Ханты-Мансийске у здания Народного суда (альтитуда устья скважины 115 м). Изучение скважины керна позволило В.С. Волковой дать свою стратиграфическую разбивку разреза и толкование слоев, несколько отличное от такового Р.Б. Крапивнера. В разрезе скв. 11 были выделены следующие слои (рис. 1).

- 1Q₃. 0,0-3,8 м. Песок бурый, мелкозернистый.
3,8-4,0 м. Алеврит коричневый, имеющий, характерную комковатую текстуру (погребенная почва).
4,0-6,0 м. Суглинок желтовато-серый, пористый, пронизанный корневыми канальцами, пятнами окрашен железистыми растворами.
6,0-12,5 м. Суглинок зеленовато-серый, со скрытой горизонтальной слоистостью. При ударе порода распадается на отдельные плитки. По плоскостям наслоения — тонкие примазки песка, гумуса и виванита.
- g1Q₃. 12,5-16,5 м. Суглинок коричневатозеленый, неясно горизонтально-слоистый, с прослоями песка и гравия. На глубине 16 м суглинок становится плотным, темно-серым, плохо сортированным. Увеличивается количество гравия, встречается также одиночная галька. Беспорядочно разбросаны гнезда светло-серого пеллитового материала. В целом порода имеет низкую степень сортировки материала и представляет собой абляционную морену континентального ледника.
- pedQ₃ 16,5-17,0 м. Суглинок темно-серый, имеющий гороховидную текстуру. Возможно, это погребенная почва.
- fg1Q₂⁴ 17,0-19,0 м. Керна нет, шлам из гравия и песка.
g1Q₂⁴ 19,0-24,5 м. Суглинок темно-серый, иногда черный, плохо сортированный. В изобилии встречаются частицы гравия, плохо окатанной гальки белого кварца, черного кремния и кристаллических пород.
24,5-33,7 м. Суглинок светло-серый, плотный, насыщенный гравием и гальками кристаллических пород. Обломочный материал плохо окатан. На глубине 33,7 м встречены валуны и обломки скальных пород.
33,7-37,6 м. Алеврит серый, плотный, неслоистый, содержит частицы гравия и гальку. Пройден валун долерита (длина керна 15 см).
37,6-38,6 м. Ниже валуна вновь залегает суглинок серый, плотный, с примесью гравия и гальки. На глубине 38,6 м — скопление валунного материала.
- lg1Q₂³ 38,6-42,0 м. Алеврит зеленовато-серый, ленточно-слоистый.
- fg1Q₂³ 42,0-43,4 м. Песок серый, пылеватый, слюдястый, с частицами гравия, мелкой галькой, примазками растительного детрита. На глубине 43,4 м — прослой хорошо промытого разнозернистого песка.
43,4-45,0 м. Алеврит серый, плотный, с частицами гравия, галькой кристаллических пород. Отдельные гальки кварца имеют поперечник до 4 см.
45,0-48,3 м. Песок серый, разнозернистый, много частиц гравия и мелкой гальки. Встречаются окатыши из третичной глины. В основании слоя — горизонт перемыва (шлам из гравия и гальки).
- Pg₂. 48,3-55,0 м. Супесь темно-серая, иногда почти черная. В керне порода плотная, но легко рассыпается. Материал тонкий, мучнистый. В черной породе встречаются обломки светлого серого суглинка, напоминающего по облику семейкинскую свиту. Вслед за С.Б. Щацким (1965) В.С. Волкова относит данный слой супеси к эоцену (люлинворская свита).
55,0-62,0 м. Опока светло-серая, иногда белая.
62,0-67,8 м. Супесь черная, слюдястая, с гнездами желтовато-серой супеси и песка. Местами видна слоистость типа ленточной. На

глубине 67 м супесь становится более глинистой, темно-серой, почти черной, с гнездами серого пеллитового материала. Порода данного интервала В.С. Волкова, учитывая ее облик, относит также к эоцену.

- 67,8–72,7 м. Глина темно-серая, плотная, брекчиевидная, с гнездами ржавого песка, с кусками опок. Видны многочисленные трещины дробления и зеркала скольжения.
- $g1Q_3^2$ 72,7–82,5 м. Алеврит светло-серый, плотный, много гальки и валунов диаметра. В основании слоя, на глубине 85,4 м – прослойка песка серого, разнородного, с крошкой опок и вивианитом.
- 82,5–87,3 м. Суглинок темно-серый, с валунами и галькой. Сортировка материала плохая. Пройден валун (длина зерна 10 см).
- $1+g1Q_1^1$ 87,3–92,0 м. Алеврит светло-серый, плотный, с мелкой галькой и гравием. Несмотря на плохую сортировку, видна слоистость, на глубине больше 91,0 м порода при ударе рассыпается на плитки толщиной до 0,5 см.
- $1g1Q_1$ 92,0–97,0 м. Суглинок светлый, зеленовато-серый, плотный, жирный, с тонкой горизонтальной слоистостью.
- $1Q_1?$ 97,0–110,0 м. Пеллит светло-серый, горизонтально-слоистый. Слоистость образована тонкими прослойками слюдяного алеврита и тонкозернистого песка. Порода распадается по ним на тонкие плитки; местами плоскости плиток окрашены гумусом.

В разрезе скважины В.С. Волкова описала шесть толщ различного возраста и генезиса: 1) (0–12,5 м) – озерная верхнечетвертичная; 2) (12,5–17,0 м) – предположительно ледниковая верхнечетвертичная; 3) (17,0–48,3 м) – ледниковая, озерно- и водно-ледниковая максимального (рисского) оледенения, возможно, его тазовской стадии; 4) (48,3–72,7 м) – палеогеновая (ледниковый отторженец); 5) (72,7–87,3 м) – ледниковая максимального (рисского) оледенения, его главной стадии; 6) (87,3–110,0 м) – бассейновой морены раннечетвертичного оледенения, переходящая вниз в озерную, также раннечетвертичную.

Отобранные из скважины образцы были подвергнуты литолого-минералогическому, спорово-пыльцевому и микрофаунистическому анализу. Литолого-минералогический и петрографический состав пород был изучен Е.В. Шумиловой (1972), пыльцу и споры изучила Е.Е. Гуртовая, остатки микрофауны не были обнаружены.

Е.В. Шумиловой в результате проведенных ею исследований в разрезе скважины выделены те же стратиграфические единицы, что и В.С. Волковой. Отдельные слои объединены в шесть пачек (мощности округлены до 1 м), границы пачек даны по высоте проанализированных образцов).

Осадки в интервале 0–17 м (VI пачка) рассматриваются как полигенетическое образование. Порода представляет собой лёссовидный глинистый алеврит с примесью песчаных зерен, основную роль в накоплении которого играли то озерные, то делювиальные процессы. Размер зерен варьирует от глинистых частиц до 0,70–0,21 мм а иногда и до 0,315–0,364 мм. В легкой фракции преобладает кварц, есть также плагиоклаз и щелочные полевые шпаты, много слюд и хлорита. Содержание роговой обманки колеблется от 23 до 26%. Тяжелая фракция представлена эпидот-амфиболитовыми минералами. Присутствуют пироксены по всей толще. В отличие от нижележащих пород в лёссовидных образованиях не встречаются обломки опок, изверженных и метаморфических пород. Характерно низкое содержание бора (0,0052–0,0062%) в глинистой фракции, что свидетельствует о накоплении осадка в пресноводном бассейне.

Совершенно отличную от вышележащих отложений литолого-петрографическую характеристику имеют породы в интервалах 19–48 и 73–92 м. Для осадков этих интервалов, соответственно описываемых Е.В. Шумиловой как пачки V и II, характерна низкая сортировка материала, полимиктовый состав, высокая степень насыщенности грубопесчаным и гравийно-галечным материалом, состоящим из пород местного происхождения и пород, чуждых этому району. В шлифах видно, что в породе в большом количестве присутствуют обломки опок и опоквидных глин (от 29 до 87), метаморфических и изверженных пород Урала (кремнисто-углистые

сланцы - от 1 до 9, кремнисто-слюдистые сланцы - от 2 до 9, хлоритовые сланцы - от 3 до 11, амфиболы - от 2 до 5, кислые изверженные породы - от 3 до 11 и др.). Указанные обломки отсутствуют в лёссовидных суглинках, а также в опоках (интервал 48-73 м) и породах I пачки (интервал 92-104 м). Присутствуют также хорошо окатанные зерна кварца, по степени окатанности сходные с зернами кварца из атлымской свиты.

Рентгеноструктурный анализ показал весьма однообразный состав глинистых минералов. Последние представлены гидрослюдой диоктаэдрического типа с небольшой примесью монтмориллонита и каолинита. Легкая фракция породы представлена полевыми шпатами и кварцем. Кроме кварца встречены зерна с включением силлимонита, амфиболов, указывающих на их происхождение из кристаллических сланцев Урала. Очень разнообразны цирконы, что свидетельствует, по мнению Е.В. Шумиловой, о большом разнообразии материнских пород. Содержание роговых обманок не превышает в верхней и нижней пачках пород 15-20%. В общем состав легких минералов весьма сходен с составом аналогичной фракции из лёссовидных суглинков и пород I пачки. Отличие заключается только в очень неустойчивом составе количественных соотношений (кварца, амфиболов, плагиоклазов и других минералов).

Комплекс минералов тяжелой фракции амфибол-эпидотовый. Выход тяжелой фракции по сравнению с таковой из лёссовидных суглинков резко увеличивается (в 2 и более раз). Особенно показательным является низкое содержание бора в породах (от 0,0048 до 0,0068%). Оно говорит против их морского генезиса. Минеральный, петрографический состав и степень сортировки материала показали ошибочность предположений о морском генезисе пород и подтвердили правильность полевых описаний их В.С. Волковой как моренных, водно-ледниковых и озерно-ледниковых образований. Они установлены соответственно в интервалах 38,6-42,0 и 42,0-48,3 м и отвечают, по-видимому, кратковременному отступанию ледника, перед которым образовался приледниковый бассейн.

В интервале 73-92 м (V пачка) кроме континентальной морены также устанавливаются осадки иного генезиса. На глубине 87 м ледниковые образования постепенно сменяются бассейновой мореной - моренными осадками, претерпевшими некоторое переотложение в озерной обстановке (интервал 87-92 м). Эти отложения вниз в свою очередь переходят в ленточные глины (интервал 92-96 м).

Среди результатов литологических исследований, в целом сходных с выводами полевых наблюдений, важное значение имеет заключение о том, что материал накапливался как за счет переотложения местных палеогеновых и меловых пород равнины, так и за счет дальнего переноса материала с Северного Урала. О сносе с Урала убедительно свидетельствуют обломки и валуны древних осадочных пород, метаморфических сланцев и серпентинитов, широко развитых на Пай-Хое.

Толща опок, опоконидных глин и черных глин (интервал 48-73 м, пачки III и IV) разделяет два моренных горизонта. Относительно палеогенового возраста этих образований не возникло никаких сомнений даже у "маринистов". Последние только никак не могли объяснить нелепое положение эоценовых глин между породами, возраст которых они определяли как миоценовый и плиоценовый. Литологические исследования убедительно показали, что эти породы принесены с Урала. В отличие от выше- и нижележащих осадков в пределах всего интервала совершенно нет крупного обломочного материала и кварца. Нет также каолинита или отмечаются только его следы. Совсем отсутствует кварц, что характерно для всего указанного интервала. В пределах пачки IV (интервал 64-73 м) глинистая часть состоит из гидрослюд диоктаэдрического типа с некоторой примесью монтмориллонита. Содержание бора по сравнению с другими осадками, вскрытыми скважиной, очень высокое (0,0201-0,0231%). Оно указывает на морское происхождение пород. По общему облику и составу опок и опоконидных глин весьма сходны с люлинворской свитой эоцена, а подстилающие их черные глины - с талицкой свитой палеоцена, широко распространенной в Зауралье.

Своеобразным составом отличаются породы, вскрытые скважиной ниже моренной толщи, подстилающей палеоген (интервал 92-104 м, I пачка). Крупный обломочный материал в этих породах отсутствует. Минералогический состав легкой фракции представлен полевыми шпатами и кварцем. В группе полевых шпатов преобладают

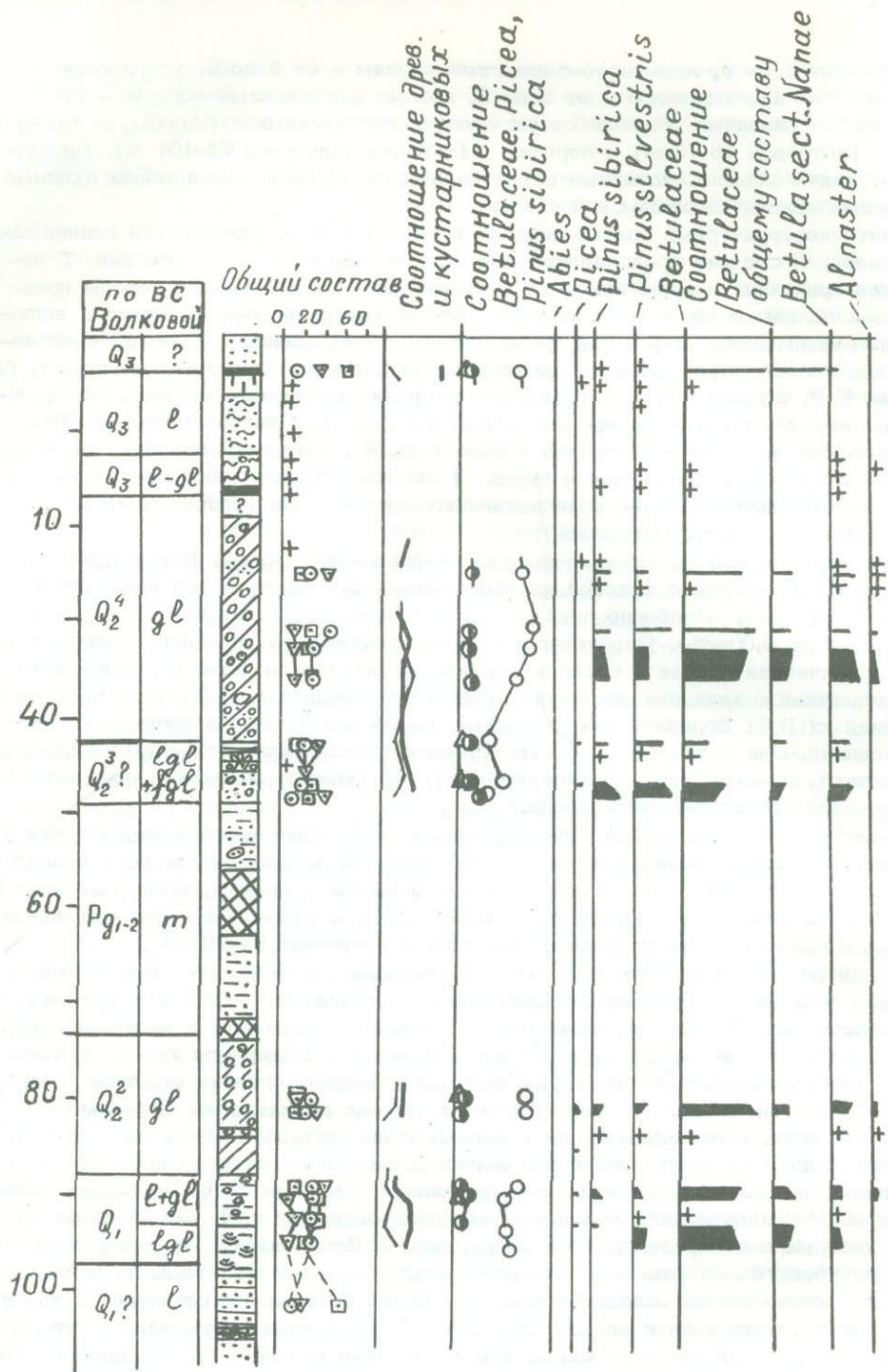
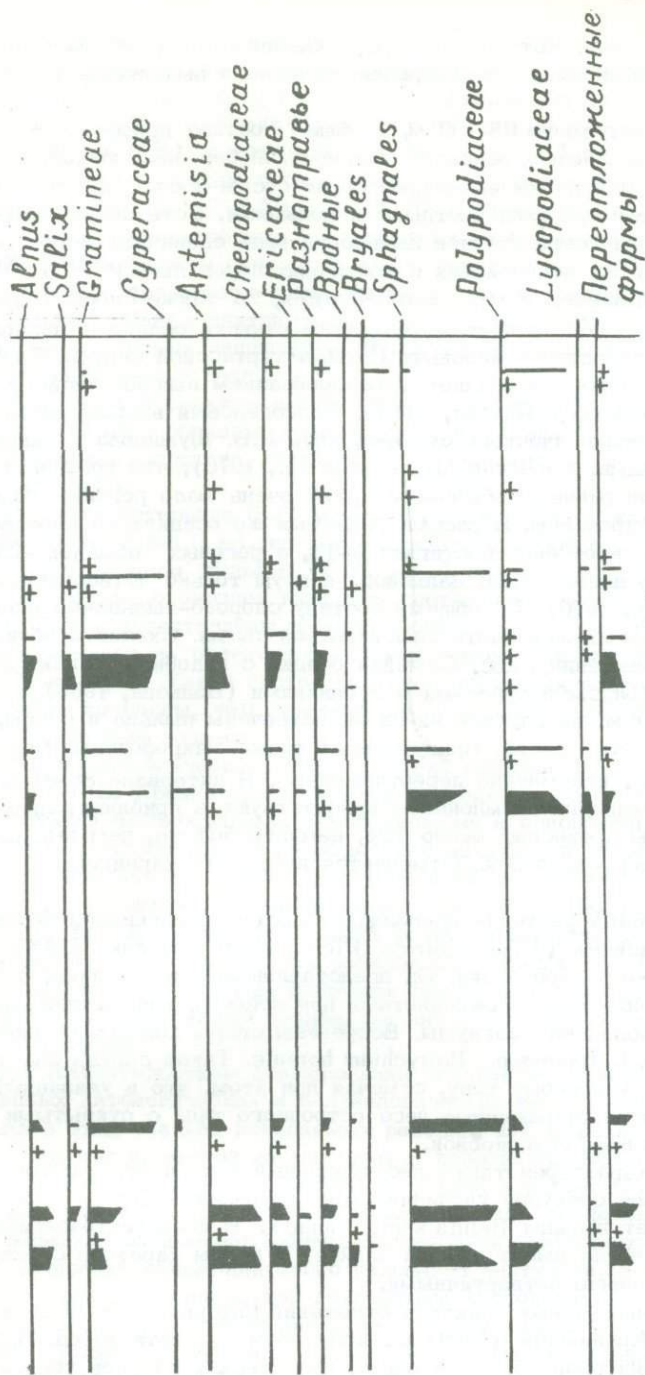


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма скв. 11, расположенной в верхней части останца в г. Ханты-Мансийске

1 - песок; 2 - погребенная почва; 3 - лёссовидный суглинок; 4 - суглинок слоистый; 5 - суглинок с прослоями песка и гравия; 6 - суглинок с галькой и валунами; 7 - алеврит ленточнослоистый; 8 - песок с растительным детритом; 9 - алеврит не-

кислые плагиоклазы. Значительную роль играют слюды (5-8%). Много роговой обманки (23-26%). Комплекс минералов тяжелой фракции амфибол-эпидотовый. Минералы глинистой части представлены смесью каолинитового материала, гидрослюда и монтмориллонита. Низкое содержание бора (0,0032%) указывает на накопление осадков в пресном бассейне.



сортированный с обломками кристаллических пород; 10 - супесь; 11 - опока; 12 - алеврит плотный с гальками и валунами; 13 - суглинок горизонтальнослоистый; 14 - пеллит; 15 - сумма пыльцы древесных пород; 16 - сумма пыльцы травянисто-кустарничковых растений; 17 - сумма спор; 18 - пыльца кустарничковых растений; 19 - пыльца древесных растений

Е.В. Шумилова полагает, что обе морены (интервалы 19-48 и 73-92 м) отлагались в период максимального, самаровского оледенения. Залегающие ниже I пачки осадки она считает третичными, не уточняя их возраста.

В целях определения возраста вскрытых скважиной пород и выяснения климатических условий их формирования весь отобранный керн был исследован на содер-

жание ископаемой пыльцы и спор. Хотя весь разрез скважины содержит мало пыльцы и спор, а состав спектров довольно однообразен, отчетливо выделяется ряд интервалов.

В основании скважины, на глубине 98–102 м, в общем составе преобладает пыльца древесных пород, представленная в основном древовидной березой, ольхой, ивой. Роль хвойных весьма мала. Встречены единичные зерна сосны и ели. Пыльца трав представлена злаками, маревыми, сложноцветными и полынями. Есть споры сфагновых мхов. Наряду с заведомо четвертичной пыльцой в виде единичных зерен встречается также перестолбованная из мезозойских и третичных пород пыльца *Ilex*, *Nyssa*, *Corylus*, *Tilia*, *Fagus*, *Araliaceae*, *Extratrilporopollenites*, а также споры *Lygodium*.

В целом состав пыльцы и спор не дает возможности отнести осадки к палеогену и сопоставить их с широко развитой в низовьях Иртыша туртасской свитой. Спектры этой свиты характеризуются большим обилием и разнообразием пыльцы хвойных и широколиственных пород (Волкова и Панова, 1964). Палеогеновый возраст не подтверждается и данными минералогического состава, хотя Е.В. Шумилова и склонна считать эти породы третичными. Известно (Волкова и др., 1970), что третичные отложения Западно-Сибирской равнины обычно содержат очень мало роговых обманок. В их составе отсутствуют пироксены. В рассматриваемых же осадках количество моноклиновых и ромбических пироксенов достигает 3–5%, а роговых обманок – 23–26%. Такой состав минералов (по данным И.И. Задковой) присущ только четвертичным образованиям (Волкова и др., 1970). По общему составу спорово-пыльцевые спектры весьма близки к спектрам нижней части семейкинской свиты. Сходен и облик породы. Так, например, в обнажении у пос. Семейка осадки с подобными спектрами также представлены тонкослоистыми супесями и суглинками (Волкова, 1966).

Выше по разрезу скважины, на глубине 92–98 м, встречаются пыльца и споры, характерные для четвертичного периода. Присутствуют также микрофосилы мезозойского и третичного возраста, несомненно перестолбованные. В интервале 88–94 м в общем составе спектров основные компоненты присутствуют в приблизительно равных количествах. Пыльцы древесных около 40%, немного больше, чем пыльцы травянистых. Количество спор около 20%. Отмечается пыльца кустарниковых растений (5–10%).

В составе пыльцы древесных растений преобладает пыльца древовидной березы. Количество пыльцы темнохвойных (*Pinus sibirica*, *Picea*) очень невелико (10%). Состав травянистых довольно разнообразен. Он представлен пыльцой злаков, осок, маревых, зонтичных, крестоцветных, сложноцветных при преобладании пыльцы полыней. В составе спор преобладают сфагнумы. Встречены споры холодовыносливых плаунов *Lycopodium alpinum*, *L. appressum*, *Botrychium boreale*. Такой состав спектра мы склонны отнести к лесотундровому типу, отмечая при этом, что в указанный отрезок времени были развиты разреженные леса островного типа с открытыми пространствами из травостепных группировок.

Для интервала 79–84 м характерен также лесотундровый тип спектра, с той лишь разницей, что в составе спектров увеличивается содержание пыльцы кустарниковых (в основном за счет пыльцы *Betula sect. Nanae*). В составе травянистых растений доминирующее значение имеет пыльца злаков. В целом характер спектров позволяет считать их несомненно четвертичными.

Итак, характер спорово-пыльцевых спектров отложений интервала 73–92 м не подтверждает мнения Р.Б. Крапивнера (1969) о миоценовом возрасте пород. Присутствие в спектрах кустарниковой березы и ольхи, арктических плаунов убедительно свидетельствует о том, что вмещающий их осадок накапливался в четвертичное время. Указанные виды экологически совершенно несовместимы с умеренно теплолюбивой флорой миоцена. Против миоценового возраста вмещающих эти остатки отложений говорит также находка Т.Д. Колесниковой двух плодов заведомо четвертичного вида *Azolla interglacialica* (Крапивнер, 1969).

Отложения в интервале 48–73 м, представленные опоками, опокovidными и черными глинами, отлагались в глубоком море. Все образцы этих пород оказались немymi. Эта же особенность характерна, как известно, для аналогичных пород Зауралья (Ли и др., 1960).

В валунных суглинках и алевролитах интервала 19–48 м распределение пыльцы крайне неравномерное. Общий состав спор и пыльцы характеризуется сближенными значениями кривых пыльцы древесных, кустарниково-травянистых растений и спор. Обычно первое место занимают споры. Среди пыльцы древесных пород преобладают зерна березы (до 50%), затем пыльца сосны (12–25%) и в очень небольшом количестве присутствует пыльца сибирского кедра. Значительно (до 25%) количество пыльцы *Betula sect. nanae* и *Alnaster* (5–10%). На глубине 45–48 м отмечается большое количество спор холодолюбивых тундровых плаунов *Lycopodium alpinum*, *L. pungens*, *L. appressum*. Обнаружены споры северного гроздовника (*Botrychium boreale*). Характерно высокое содержание спор сфагновых мхов. Состав пыльцы и спор, их соотношение в общем составе и внутри групп позволяют заключить, что спектры отражают развитие лесотундровых ландшафтов. В настоящее время на данной территории развиты среднетаежные леса.

Рассматриваемые спектры весьма близки спектрам из чурымской свиты В.С. Волковой (1966). Таким образом, палинологические данные, так же как и данные изучения минерального состава, опровергают предположение о плиоценовом возрасте осадков интервала.

В отложениях интервала 0–17 м пыльцы и спор нет. Исключение составляет погребенная почва (3,8–4,0 м), из которой извлечено большое количество пыльцы ели и пихты и немного пыльцы *Betula sect. Nanae*. Пыльцы травянистых растений также мало, что не позволяет выяснить соотношение между отдельными представителями. Споры представлены папоротниками и зелеными мхами. В целом состав спектров указывает на развитие березовых лесов с незначительной примесью темнохвойных пород. Такой состав растительности свидетельствует о климате несколько более холодном, чем современный. Следовательно, осадки интервала также имеют четвертичный возраст.

В целом палинологическая характеристика разреза скв. 11 не подтверждает точки зрения Р.Б. Крапивнера о наличии неогеновых пород в разрезе останца. Отложения останца несопоставимы с миоценовыми и плиоценовыми не только по флористическому составу, но и по общей направленности развития растительности. В позднем олигоцене и миоцене происходила последовательная, постепенная деградация тургайской широколиственной флоры (Волкова, 1966). Осадки же, слагающие останец, формировались в условиях резких климатических колебаний, так же как и четвертичные осадки других районов Обского Севера (Гуртова, 1970). Новый тип растительности (преобладание представителей арктической флоры) появился только в четвертичный период. Он ничего общего не имеет с растительностью третичного периода.

Другим доказательством формирования осадков останца в условиях оледенений, кроме данных литологических и палинологических исследований, является полное отсутствие в этих осадках ископаемых раковин, как морских, так и пресноводных. Огромные объемы промытой на микрофауну породы оказались полностью пустыми.

Некоторые новые данные о строении останца в районе Самарова и Ханты-Мансийска были получены в результате экспедиционных исследований, проведенных И.А. Волковым. Полевые наблюдения подтвердили правильность приведенного Г.В. Васильевым описания обнажений этого района. В частности, в юго-восточной части останца, в районе Самарова, под покровными лёссовидными алевролитами и тонкозернистыми песками залегают пески флювио-гляциального облика, валунные супеси и суглинки (морена) и сильно нарушенная разрывами крупная глыба опоковидной глины. Ниже опоковидной глины залегают черная глина и другой слой валунного суглинка (морены). И опоковидная глина, и особенно подстилающие ее отложения сильно нарушены. Они избилуют наклонными и горизонтальными трещинами и поверхностями скольжения, а местами раздроблены до состояния брекчии и глыб. Такие особенности структуры можно объяснить лишь тем, что опока и подстилающая ее черная глина под влиянием колоссального бокового давления перемещались горизонтально по подстилающим мерзлым отложениям.

При изучении обнажений в районе Самарова производились многократные замесы падения слоистости опоковидной глины. Они показали, что первично-горизонтальная слоистость глины, а следовательно, и вся глыба в целом полого наклонены на северо-запад. Лишь в восточной части обнажения наклон меняется на южный, как это правильно показано С.Б. Шапким (1965).

Весьма интересны для понимания генезиса отложений, слагающих останец, разрезы его восточной и северо-восточной частей. Один из таких разрезов находится в самой восточной части г.Самарово, где терраса, на которой расположен этот город, уже выклинивается. Здесь, в нижней части склона останца, вскрыто до 15 м плохо сортированной неслоистой супеси с примесью гравия, преимущественно неокатанной гальки и валунов (морены). Многие обломки скальных пород несут ясные следы притирания в виде штрихов по шлифованным поверхностям. Вся толща отложений раздроблена до состояния брекчии и мелких неокатанных глыб. Она изобилует многочисленными трещинами, которые часто пересекаются, ограничивая отдельные блоки. Столь сильное дробление породы свидетельствует, что в момент бокового давления и передвижения она находилась в мерзлом состоянии.

Несколько разрезов, изученных в восточной и северо-восточной частях останца, имеют строение, существенно отличное от разрезов Пионерской и Самаровской гор. Так, например, в 1 км к северу от г.Самарова, в приустевой части протоки Горной, в районе стоянки плавмастерской рыбоконсервного комбината, расположен овраг, в котором вскрыты отложения, слагающие слой останца. Изучение ряда обнажений тальвега и склонов оврага позволило составить здесь следующий сводный разрез (сверху вниз):

А. Лёссовидный алевроит глинистый, желтовато-серый, слабо сцементированный железисто-глинистым цементом, имеющий ясно выраженную вертикальную трещиноватость. Встречаются следы корней травянистых растений. Внизу — горизонтальные прослой глинистого желтовато-серого разнозернистого песка толщиной до 2 см. Основание слоя скрыто под осыпью.

Б. Суглинок серый, сильно песчаный, с примесью гравия, щебня, гальки и валунов (морена). В верхней части слоя много неокатанной щебенки из опоквидной глины. Здесь встречена также крупная линза щебня из опоквидной глины видимой мощностью до 6 м. В нижней части слоя морены увеличивается количество валунов. Многие валуны имеют характерную уютообразную форму. Встречаются поверхности притирания, изборозжденные параллельными штрихами. Много щебенки из опоквидной глины. Есть валуны поперечником до 1 м. Основание слоя скрыто под оплывиной.

В. Толща очень плотных голубовато-серых, темно-серых, местами почти черных легких суглинков и алевроитов. Состав и степень сортировки материала непостоянны. В верхней части слоя встречаются горизонтальные прослой хорошо сортированного разнозернистого песка толщиной до 1 см. Обычно сортировка материала хорошая, но есть прослой, где материал весьма плохо отсортирован: много частиц песка, гравия, встречаются мелкие (до 0,5 см) окатыши черной опоквидной глины. Иногда состав материала приближается к типичной морене. Слоистость суглинка и алевроита в целом горизонтальная. Встречаются галька и мелкие валуны, нередко со следами притирания и с параллельными штрихами. В средней и нижней частях слоя горизонтальная слоистость выражена весьма четко (рис. 2). Преобладает очень плотный, хорошо сортированный алевроит и легкий суглинок с частыми тончайшими (до 1-2 мм) прослоями тонкозернистого слюдяного песка. В сухом состоянии порода легко распадается на тонкие плитки. На плоскостях плиток часто видны скопления мелкого растительного детрита. В средней и нижней частях слоя также изредка встречаются галька и мелкие валуны. Нижняя часть слоя скрывается под наносами оврага и бечевником протоки на высоте около 10 м над меженью Иртыша.

Слой А и Б рассматриваемого разреза, несомненно, относятся к двум соответствующим толщам осадков, имеющим сплошное распространение в пределах останца. Верхняя толща лежит на поверхности останца и его склонах в виде покрова. Ниже лежащие осадки (слой В) относятся, вероятнее всего, к толще ледниковых и водноледниковых отложений, перекрывающих глыбу палеогеновых пород. Эоценовые породы, мощность которых в естественных разрезах и буровых скважинах юго-западной и центральной частей останца весьма значительна, в рассматриваемом разрезе практически отсутствуют.

Слагающие нижнюю часть разреза плотные горизонтально-слоистые легкие суглинки и алевроиты (слой В) в естественных разрезах Пионерской и Самаровской гор либо отсутствуют, либо залегают на небольшой высоте над уровнем Иртыша.



Рис. 2. Плотный горизонтальнослоистый суглинок с гальками и валунами (бассейновая морена), вскрытый в тальвеге оврага в восточной части Самаровской "горы"

Сравнение многочисленных образцов, отобранных из слоя В, с кернами буровых скважин, а также с его описанием свидетельствует о принадлежности этого слоя к толще, которая описана Р.Б. Крапивнером как нижняя часть мужиноуральской свиты, а В.С. Волковой при изучении разреза скв. 11 – как бассейновая морена раннечетвертичной ледниковой эпохи. Следовательно, в рассматриваемом разрезе нет не только слоя эоценовых опок, но и залегающих ниже плохо сортированных отложений, которые являются мореной максимального оледенения (самаровского).

Осадки слоя В, хотя и залегают почти горизонтально, в значительной степени нарушены. В них встречается множество слабонаклонных или почти горизонтальных поверхностей разрыва, имеющих чаще всего вид типичных "зеркал скольжения". Таких разрывов особенно много в верхней части слоя, но они встречаются также и ниже, вплоть до основания видимой части разреза. Присутствие разрывов свидетельствует о том, что толща осадков испытала очень сильное вторичное боковое давление. При этом она находилась в мерзлом состоянии и реагировала на нагрузку не как пластичная, а как консолидированная порода.

На многих "зеркалах скольжения" ясно видны лунки скола и борозды сдвига. Замеры азимутов показали, что верхние блоки перемещались по нижним с северо-запада на юго-восток; следовательно, толща испытывала давление с северо-запада.

Изучение обнажений в оврагах к северу от охарактеризованного разреза показало, что во всей юго-восточной части останца прослой эоценовых пород отсутствует, а нижняя часть склона сложена раннечетвертичной бассейновой мореной. Сильно нарушенная поверхность этой толщи расположена здесь на высоте 45–50 м над межнем Иртыша, или на абсолютных отметках 65–70 м. В обнажении Самаровской горы и в центральной части останца эта поверхность расположена заметно ниже, на абсолютных отметках около 30–35 м. В северо-западной части останца, в обнажении Пионерской горы толща раннечетвертичных отложений, по-видимому, почти полностью уничтожена последующими процессами. Здесь, в нижней части склона останца, залегают эоценовые породы и отчасти подстилающая их морена максимального оледенения.

Как уже указывалось, слоистость эоценовой опоконидной глины в обнажении Самаровской горы слабонаклонна (на северо-запад). Такой же наклон слоистости

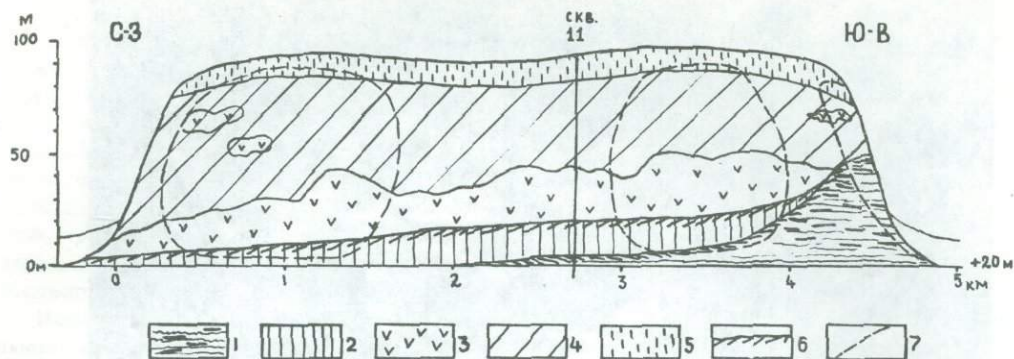


Рис. 3. Основные толщи видимой части разрезов останца гг. Ханты-мансийска и Самарово

1 - нижняя бассейновая морена с зеркалами скольжения (Q_1^2); 2 - средняя толща ледниковых и водноледниковых образований (Q_2^2); 3 - палеоценовые и эоценовые породы (ледниковые отторженцы); 4 - верхняя толща ледниковых и водноледниковых отложений (Q_2^2), возможно ($Q_2^2 + Q_3$); 5 - покрывные облёссованные озерные алевриты и тонкозернистые пески (Q_3^4); 6 - основные поверхности скольжения; 7 - обнаженные участки склонов

эоценовых пород прослеживается в целом и в обнажении Пионерской горы. В карьере кирпичного завода г. Ханты-Мансийска, в котором обнажены ледниковые и водноледниковые отложения верхней части северного склона останца, было зафиксировано пологое падение слоев на запад и северо-запад. Таким образом, несмотря на то что во многих местах элементы залегания слоев многократно несогласно меняются, в целом отложения, перекрывающие раннечетвертичную толщу, в том числе и эоценовые породы, полого наклонены на северо-запад. В юго-восточной части останца находится погребенный выступ раннечетвертичных пород.

Изучение обнажений и данных бурения позволяет выделить в осадках, слагающих останец, две поверхности скольжения молодых пород по более древним (рис. 3). Нижняя поверхность расположена в основании морены максимального оледенения, которая наползала на выступ находившихся в мерзлом состоянии раннечетвертичных пород. Последние были отчасти раздроблены колоссальным боковым давлением, которым сопровождалось это наползание.

Более молодая поверхность скольжения прослеживается в основании эоценовых отложений, а в юго-восточной части останца - ледниковых отложений, перекрывающих раннечетвертичные породы. Она обычно имеет характер зоны дробления, которая видна как в естественных обнажениях, так и в керне буровых скважин. Данная поверхность образовалась во время нового надвигания ледника, в основании которого передвигался крупный отторженец эоценовых (отчасти палеоценовых) пород. В северо-западной и центральной частях останца отторженец скользил по морене, а в юго-восточной части - по поверхности выступа раннечетвертичных пород. В то время подвергались дроблению не только раннечетвертичные породы, но и перекрывающая их морена (см. рис. 3).

В целом результаты наших исследований с учетом материалов бурения и литературных данных позволяют сделать следующие выводы.

1. Строение обнажений Пионерской и Самаровской "гор" охарактеризовано Г.В. Васильевым правильно. Буровые работы показали, что на большей территории останца распространены те же отложения, что и в береговых разрезах.

2. Слагающие верхнюю часть останца валунные супеси и суглинки, сортированные пески и параллельно-слоистые суглинки и алевриты представляют собой соответственно абляционную морену, флювиогляциальные и озерно-ледниковые осадки. Предположение о морском генезисе и плиоценовом возрасте этой толщи ошибочно. Данные литологии и палинологии убедительно показывают, что эта толща имеет среднечетвертичный возраст, формировалась в условиях непосредственного воздействия или вблизи континентального ледника.

3. Крупные глыбы и значительный по мощности прослой эоценовых (отчасти палеоценовых) пород залегают в пределах останца экзотически внутри ледниковых отложений. Третичные породы, несомненно, принесены ледником с северо-запада (вероятно, из Зауралья или с Урала). Никаких других удовлетворительных гипотез генезиса указанных пород пока нет.

4. Ниже комплекса ледниковых и приледниковых отложений с крупными отторженцами третичных пород залегают более древние четвертичные отложения. Среди них различаются субаэральная морена и залегающие стратиграфически ниже содержащие валуны и гальку слоистые водно-ледниковые осадки (бассейновая морена).

5. Предположение о миоценовом возрасте отложений, подстилающих палеогеновые породы, ошибочно. Минеральный состав и данные палинологии вполне определенно указывают на четвертичный возраст этих отложений. Общая геологическая позиция и характер содержащихся спор и пыльцы свидетельствуют, что водно-ледниковые отложения относятся к верхней части раннечетвертичной семейкинской свиты, широко распространенной южнее района устья Иртыша. Залегающая выше субаэральная морена условно рассматривается как среднечетвертичная.

6. Континентальный ледник надвигался на район устья Иртыша с северо-запада неоднократно. Наиболее древним по отношению к отложениям, слагающим останец, было продвижение ледника в раннечетвертичное время. Край ледника опускался в озерный бассейн, на дне которого отлагалась бассейновая морена. Во время двух последних среднечетвертичных продвижений край ледника оканчивался на суше. Отложения ложа находились в мерзлом состоянии, а движение ледника сопровождалось сильным боковым давлением на неровности субстрата. Ледник с донной субаэральной мореной в основании напозд на выступ раннечетвертичных отложений по сильно нарушенной, наклонной на северо-запад поверхности скольжения. При этом раннечетвертичная бассейновая морена уцелела лишь на юго-востоке. В северо-западной (проксимальной) части останца она была почти полностью уничтожена. В более позднее время произошло новое продвижение ледника. В его основании передвигались глыбы и крупный блок эоценовых и палеоценовых пород, а также донная морена. По поверхности скольжения, слабо наклонной на северо-запад, палеогеновые породы напозд на отложенную ранее морену и раннечетвертичные отложения. Возможно, часть осадков, залегающих выше палеогеновых пород, сформировалась во время новых самостоятельных продвижений ледника.

7. В целом останец представляет собой сложное ледниковое напорное образование, строение которого весьма сходно с таковым напорных ледниковых образований Русской равнины и других областей четвертичного оледенения.

Литература

- Архипов С.А. Проблема корреляции аллювиальных и ледниковых отложений Западно-Сибирской низменности. - Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 44, 1964 (ротапринт).
- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск. "Наука", 1971.
- Архипов С.А., Волкова В.С., Гольберт А.В., Гудина В.И., Сакс В.Н., Троицкий С.Л. К палеогеографии четвертичного периода в Западной Сибири. Критика основных положений антигляциализма. - Изв. Новосиб. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 5, 1971.
- Васильев В.Г. Опыт применения минералогического анализа к изучению мезо-кайнозойских рыхлых отложений Нижне-Обского бассейна. - Вестн. Зап.-Сиб. геол. упр., № 3. Новосибирск, 1939.
- Васильев В.Г. Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности и ее нефтеносность. М.-Л., Гостоптехиздат, 1946.
- Волкова В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, "Наука", 1966.
- Волкова В.С., Воробьев А.И., Задкова И.И. Строение и литологический состав четвертичных отложений запада Обь-Иртышского междуречья. Новосибирск, "Наука", 1970.
- Волкова В.С. и Панова Л.А. Строение и палинологическая характеристика основных разрезов правого берега р. Иртыша. - Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 44. Новосибирск, 1964 (ротапринт).
- Гуртовая Е.Е. Расчленение дозырянских четвертичных отложений Обского Севера по палинологическим данным. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970.
- Зайонц И.Л., Крапивнер Р.Б. Стратиграфическое расчленение ямальской серии в свете новых данных. Сб. стат. по геол. и инж. геол., вып. 6. М., "Недра", 1967.
- Крапивнер Р.Б. Новые данные о геологическом строении района Самаровского останца. - В сб.: Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., 1969 (ротапринт).
- Кузин И.Л., Чочиа Н.Г. Самаровский и Юганский "ледниковые отторженцы" Западной Сибири. - В сб.: Четвертичный период в Сибири, М., "Наука", 1966.

- Ли П.Ф., Равдоникас О.В., Певзнер В.С. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Усть-Иртышской впадины Западно-Сибирской низменности. - Труды ВСЕГЕИ, нов серия, т. 33. Л., 1960.
- Никитин В.П. Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды). - В кн.: История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднелидовое и четвертичное время. М., "Наука", 1970.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. - Труды Аркт. науч.-исслед. ин-та, вып. 201. Л., 1948.
- Сакс В.Н. Четвертичный период в Советской Арктике. - Труды Науч.-исслед. ин-та геол. Арктики, вып. 77. Л., 1953.
- Стрелков С.А. Север Сибири (серия "История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока"). М., "Наука", 1965.
- Щацкий С.Б. Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еутских на р. Б.Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска. - В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965.
- Шумилова Е.В. Литология и генезис доказанцевских четвертичных отложений низовьев Оби. Новосибирск, "Наука", 1972.
- Яковлева С.В. Карта отложений четвертичной системы Западной Сибири и сопредельных территорий масштаба 1:2500000. Объяснительная записка. М., Госгеолтехиздат, 1961.

О СОСТАВЕ И УСЛОВИЯХ ЗАЛЕГАНИЯ ВАЛУННЫХ СУГЛИНКОВ В РАЗРЕЗЕ ПИОНЕРСКОЙ ГОРЫ

Г. А. Чернов

Пионерской горой называют крутой яр на правом берегу Иртыша южнее г. Ханты-Мансийска. В юго-восточной части горы находится пионерский лагерь имени Зои Космодемьянской, по которому гора получила название. Еще дальше на юго-восток, в районе Самарова, выходят обнажения Самаровской горы. В совокупности эти участки слагают расчлененную возвышенность - "материк" - высотой 80-100 м над уровнем Иртыша. Неровная поверхность "материка" постепенно понижается на восток и круто обрывается на север, в сторону г. Ханты-Мансийска. Разрез Пионерской горы простирается почти точно с запада на восток и имеет длину около 540 м.

В схематичном виде разрез Пионерской горы состоит из трех почти горизонтально наложенных толщ (снизу вверх):

- а) палеогеновые опоковидные глины - пласт мощностью не менее 15-20 м;
- б) суглинки темно-серые и коричневые, плотные, валунные, перемежающиеся, особенно в верхней части, с супесями, песками и галечниками, - толща переменной мощности, в среднем 30 м, включает валуны кристаллических пород и отторженцы палеогеновой опоки;
- в) покровные отложения - пески, супеси, лессовидные породы, галечники, почвы переменной мощности, от 0 до 20 и более метров.

Пласт опоковидной глины и куски "верхней" опоки (рис. 1), по представлению Н. К. Высоцкого (1996), слагают ледниковые отторженцы. Эту точку зрения разделяли В. Г. Васильев (1946), С. Б. Щацкий (1965) и др. Я. С. Эдельштейн (1926), В. И. Громов и В. А. Деметьев допускали коренное залегание опоковидных глин. После проведенного в этом районе бурения стало ясно, что ниже опоковидных глин лежат четвертичные отложения, а глины эоцена в ханты-мансийской опорной скважине находятся на глубине 437-660 м. После получения этих данных противники оледенения стали уповать на неизвестность механизма отторгания и транспортировки больших масс рыхлых и хрупких по состоянию пород (Зайонц, 1967; Крапивнер, 1969) или конструировать новые теории. Признавая возможность сохранения выходов коренных дочетвертичных пород, они допускали также гравитационные оползания пластичных дочетвертичных пород по склонам древних речных долин (Кузин, Чочиа, 1964), и дизъюнктивные дислокации с выжиманием блоков древних пород в ядрах лежащих антиклинальных складок (Крапивнер, 1969), и тектонические поднятия типа свода или горста для юганского отторженца (Кузин и др., 1961).

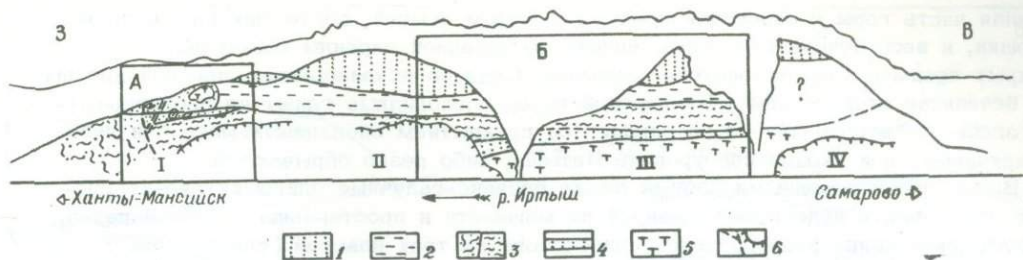


Рис. 1. Схема геологического строения Пионерской горы

1 - покровные пески, супеси с редкой галькой; 2 - флювиально преобразованная абляционная слоистая морена - перемежающиеся супеси, суглинки с галькой и валунами, пески, галечники; 3 - основная морена - валунные суглинки, горизонты валунов: а - в хаотическом залегании, б - в нормальном пластообразном залегании; 4 - кварцевые пески и галечники, переходные слои - суглинки, глины, желтый песок (в основании - редкие валуны); 5 - отторженец опоквидных глин; 6 - нарушения и границы крупных оползней

Прямоугольниками выделены участки, детализированные: А - на рис. 2, Б - на рис. 3. I-IV - естественные блоки обнажения (Васильев, 1946)

Механизм внедрения дочетвертичных пород в четвертичные рыхлые отложения для большинства исследователей ясен - транспортировка движущимся ледником. К сожалению, именно в разрезе Пионерской горы структурное положение опоквидных глин ("Нижней" опоки) казалось подозрительно согласным с вышележащими породами, а само тело опоквидных глин - чересчур большим (площадь его, как считает Р. Б. Крапивнер, составляет 10-11 км², а мощность - до 30 м). Структурное положение "верхней" опоки более определено, так как его можно наблюдать. Тем не менее при его исследовании главное значение придавалось не фактической документальной текстуре этого обнажения, а ее субъективной оценке наблюдателем. Принимая во внимание, что текстура обнажения достаточно сложна, можно понять, почему В. Г. Васильев нарисовал горизонтально стратифицированную толщу, а Р. Б. Крапивнер на том же месте - напряженнейшую складку.

Если разделить Пионерскую гору на четыре звена с запада на восток, как это делал В. Г. Васильев (см. рис. 1), то границу опоквидных глин мы увидим в восточном конце второго, в третьем и четвертом звеньях на протяжении около 300 м. На западе опоквидные глины прерываются оползнями и осыпями второго звена, а на востоке - обрезаны широким логом, являющимся естественной границей Пионерской горы. Толща опоквидных глин имеет слоистое, не нарушенное дислокациями строение. Она состоит из перемежающихся относительно тонких (0,5-0,8 м) слоев оскольчатой светло-пепельно-серой в сухом состоянии и коричнево-серой до черной во влажном глины и толстых (2,0-2,5 м) слоев темно-серых до черных опоквидных глин также оскольчатой структуры. В полуметре от кровли имеется описанный еще В. Г. Васильевым тонкий, 10-15 (до 25) см, прослой желто-зеленого среднезернистого глауконитового, как считает В. Г. Васильев, песка, окраска которого, по-видимому, обусловлена примесью лимонно-желтой охры. Этот прослой параллелен контуру кровли и прослеживается без перерыва на всем ее протяжении. Слоистая текстура опоквидных глин, как видно на рис. 2, пересекается поверхностью отторженца. Над желтым песком имеется слой 0,5-0,8 м черной опоквидной диатомовой глины, переходящей выше в бурую опоку, содержащую примесь песка и мелкой гальки, преимущественно кварцевой, и песчаные линзы. Описанные слои, по всей видимости, являются переходными. По литологии они близки опоквидным глинам и могли образоваться при их размыве. По структурному положению они примыкают к вышележащим галечно-песчаным отложениям, которые залегают на них без перерыва.

Верхняя граница опоквидных глин постепенно повышается с запада на восток, и, возможно, в этом направлении увеличивается их мощность, поскольку вся вос-

точная часть горы в основании покрыта шлейфом осыпей, состоящих из опоковой крошки, и весь бечевник Иртыша, вплоть до западной окраины Самарова, также покрыт преимущественно опоковой крошкой. Судя по исчезновению опоковой дресвы на бечевнике второго звена Пионерской горы, опоквидные глины не протягиваются здесь достаточно далеко на запад. Под прикрытием оползневых масс они либо выкручиваются и уходят под уровень Иртыша, либо резко обрываются.

Выше, над переходными слоями лежат песчано-галечные олигомиктово-кварцевые отложения в виде невыдержанной по мощности и простиранью слоистой пачки. В восточном конце второго звена они состоят из трех пластов (снизу вверх):

а) желтые крупнозернистые кварцевые пески с редкими слоями гравия и гальки; б) песок и мелкая галька переслаивающиеся; в) песок желтоватого оттенка, светлый, крупнослойный и крупнозернистый, чистый. Мощность пластов соответственно 2,7; 2,5 и 2 м. В составе среднего песчано-галечного пласта преобладают фракции 0,25–5,00 мм, составляющие в сумме 75 вес. %. Крупный гравий и мелкая галька (5 мм) составляют 8,7%. Некоторые обломки хорошо окатаны, много удлиненных галек, большая часть которых лежит в плоскости слоя. В составе преобладает кварц (87,6% по количеству зерен), ему подчинены кристаллические породы – гранитоиды, кристаллические сланцы, ультраосновные породы, средние и кислые эффузивы – 7,5%, затем – опоквидные породы, преимущественно кремнистая опока (3%) и желто-серые кварцевые песчаники (1,9%). Состав двух других пластов аналогичен, меняется только соотношение песка и гальки. В основании пачки имеются крупная, хорошо окатанная галька серого полупрозрачного кварца и хорошо окатанные валуны кристаллических пород до 30 см в поперечнике, лежащие очень редко, не соприкасаясь, и, может быть поэтому, здесь до нас не замеченные.

Высокая степень сортированности всех пород описанной пачки по гранулометрическому и петрографическому составу предполагает их образование в условиях береговой зоны с энергичным волнением. Эти условия, видимо, просуществовали недолго, сменившись континентальным режимом.

В литературе имеются указания на наличие дислокаций в западной части горы. Авторы объясняют их динамической активностью ледника (Шацкий, 1965) или неотектоническими движениями в рыхлой толще (Крапивнер, 1969). Наблюдения этой части разреза позволяют выделить участок в западной части первого звена, сложенный исключительно смятыми в складки породами, отсутствующими в восточной части звена (рис. 3). В составе этого участка кроме некоторого количества валунных суглинков имеются ленточные суглино-супеси, суглинки с включением песчаных "ледяных" валунов, пески с редкими включениями гальки, ритмично-слоистые песчано-гравийные отложения с большим содержанием неокатанных и слабоокатанных кусочков опоки и, наконец, куски кремнистой опоки – 2 штуки по несколько тонн каждая и еще 4–5 штук помельче. Наблюдения слоистости во многих местах показывают крутые, до опрокинутых, падения в разных направлениях, наличие складок и микроплойчатости. Описываемый участок расположен в верхней части горы. Он имеет длину не более 30 м, высоту 6–10 м и окружен со всех сторон слоистыми валунными суглинками, которые в правой (восточной) части разреза и снизу нормально субгоризонтально стратифицированы, а слева – в различной степени смяты и перемешаны. Если на рассматриваемом участке наблюдались преимущественно пликативные дислокации, то за его пределами в суглинках отмечается большое количество трещин со следами скольжения, изобличающих тангенциальные напряжения, сопровождаемые сокращением поверхности. Глыбы опоки залегают по-разному. Местами они облекаются песком или песчано-гравийным материалом. Их положение позволяет думать, что некогда они находились на горизонтальной поверхности суши или мелководного бассейна, быстро заполнявшегося грубыми наносами – песком, галькой, в числе которой, естественно, было много опоковой. Впоследствии эти слои были дислоцированы наступающим ледником, отторгнуты, перенесены на большое расстояние и надвинуты на морену. В песчано-гравийных отложениях надвинутого блока много кварцевой гальки, так же как и в надпоковых кварцево-олигомиктовых слоях из средней части горы. Здесь, понятно, много обломков опоки, и поэтому сходство сравниваемых слоев не выглядит явным.

В восточной части Пионерской горы наблюдались структуры, созданные либо прилипанием к склону блоков оползших пород, либо регенерацией глиняной опоки

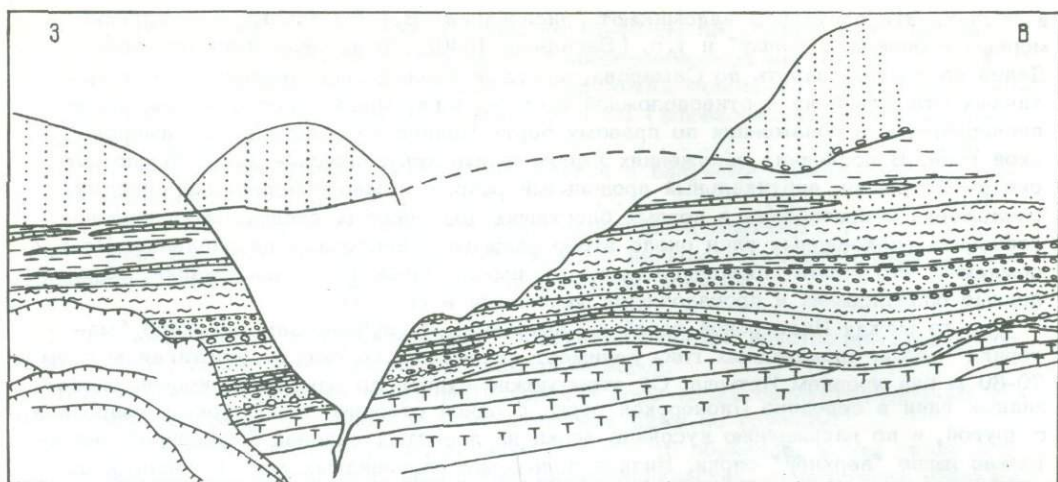
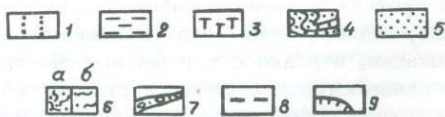
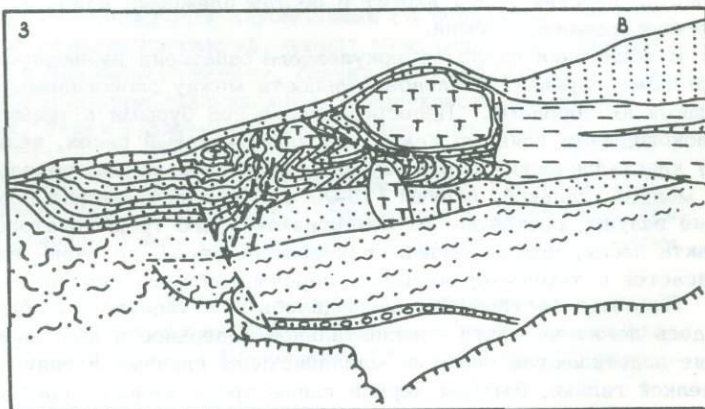


Рис. 2. Разрез центральной части Пионерской горы

1 - покровные пески и супеси; 2 - существенно-супеси с прослоями и линзами песка, суглинки с галькой и валунами; 3 - валунные суглинки, 4 - песчано-галечные ритмичные прямо- и косослоистые отложения с редкими прослоями глины; 5 - валунно-галечные прослои; 6 - пески чистые кварцевые с галечниками сортированные водные отложения; 7 - суглинки темно-серые, бурые без валунов; 8 - слой желто-зеленого песка; 9 - опоквидные глины - отторженец; 10 - границы оползней

Рис. 3. Разрез западного участка Пионерской горы

1 - покровные отложения; 2 - существенно-супеси с прослоями и линзами песка, суглинки с галькой и валунами; 3 - куски белой кремнистой опоки; 4 - пески, преимущественно ленточные, галька; 5 - пески мелко- и среднезернистые, супеси, редко с включениями мелкой гальки (3, 4, 5 - отторженец); 6 - валунные суглинки; а - дислоцированные, б - в нормальном залегании; 7 - песчано-галечный прослой; 8 - нарушения; 9 - оползень



в осыпях. Эти структуры напоминают "дислокации" В.Г.Васильева - "внедрение морены в опоковую толщу" и т.п. (Васильев, 1946), но не являются таковыми. Далее на восток, вплоть до Самарова, местами наблюдались дислокации четвертичных отложений на противоположной стороне лога, впадающего в Иртыш около пионерлагеря, в обнажениях по правому борту Чапаевского лога и на Самаровской горе. В последних обнажениях имеем целые тектонические зоны со сложной системой трещин, вертикальный продольный разрыв с многочисленными следами, скольжения и притирания в черных блестящих подопоковых глинах, выклинивание горизонта опоковидных глин около этого разрыва в восточном направлении. Несомненно, что кроме гляциодислокаций мы имеем здесь также дислокации, обусловленные оползневыми и просадочными явлениями в грунтах.

Где-то между Пионерской горой и Самаровом, в глубине Самаровского "материка" толща опоковидных глин занимает наивысшее положение, достигая высоты 70-80 м над уровнем Иртыша. Об этом можно судить по опусканию кровли опоковидных глин в середине Пионерской горы, с одной стороны, и в районе Самарова - с другой, и по нахождению кусочков опоки на лесистых склонах "материка" значительно выше "верхней" опоки. Низкое положение опоковидных глин в обнажениях между пионерлагерем и туберкулезным санаторием казалось неестественным, пока мы не убедились в том, что эти обнажения образованы путем регенерации опоковой крошки в осыпях и оползневых массах. Эти частично регенерированные породы слагают террасовидные холмы между "материком" и поймой. Они имеют высоту от 3-4 до 15 м. Вторичное накопление оползших опоковидных глин в этих обнажениях доказывается отсутствием слоистой текстуры или, наоборот, наличием текстурных признаков, указывающих на перемешивание опоковидных глин с другими песчаными и суглинистыми породами, залеганием опоковидных глин на пляжевых песках, галечниках с остатками костра, морфологией обнажений, рельефом, характерным для оползней и осыпей. Способность к регенерации характеризует только глины, распускающиеся в воде. Более стойкая разновидность глины не распускается в воде и не цементируется, но может быть окатана и входит в состав галечников. Опоковая галька, в частности, наряду с галькой и валунами кристаллических пород входит в состав пляжевых наносов, подстилающих описанные регенерированные осыпи.

В обнажении около туберкулезного санатория наблюдался оползневый блок, в котором сохранена последовательность между опоковидными глинами и подстилающими их породами. Непосредственно под бурыми и трещиноватыми в контакте опоковидными глинами лежит желтовато-ржавый песок, включающий редкую гальку кристаллических пород, куски опоковидной глины, обволоченные черной глиной с мелкой галькой, валуны (15-20 см) кристаллических пород и "ледяные" песчаные валуны, состоящие из зеленовато-серого трещиноватого песка. Далее от контакта песок, подстилающий опоковидные глины, по очень неровной границе соприкасается с темно-коричневыми мореноподобными суглинками.

Подобное соотношение наблюдалось и в Чапаевском логу. Опоковидные глины здесь лежат на почти горизонтальной поверхности коричневых суглинков, а последние подстилаются черными маслянистыми глинами и глинами с примесью песка и мелкой гальки. Выходы черной глины прослежены на протяжении 45 м вдоль ручья. Аналогичные глины обнажаются в Самаровской горе против рыбокомбината, в логу около Горной протоки Иртыша в районе плавмастерской, и в других местах. Повсюду эти породы, видимо, лежат под опоковидными глинами. Местами в них наблюдаются дислокации, нередко с хорошо выраженными следами скольжения. В обнажении около плавмастерской следы горизонтального скольжения в глинах показывают юго-восточное направление перемещения верхних слоев по азимуту 140°.

Над кварцево-олигомиктовыми песками и галечниками в разрезе Пионерской горы без видимого несогласия лежит толща сложнопостроенных, изменчивых по простираюнию темно-серых валунных суглинков. В обнажении на восточном конце второго звена разрез толщи следующий (снизу вверх):

Мощность, м

а) Суглинок темно-серый, плотный, оскольчатый, с мелкой галькой и редкими валунами (основная морена) 2,5

- б) Валунно-галечный горизонт. Валуны до 15-40 см по длинной оси. Плоские валуны лежат горизонтально (флювиально преобразованная морена) 0,4
- в) Слоистые песчано-гравийно-галечные отложения монотонного строения. Местами косые слои. Редко прослой глины до 4 см (флювиогляциальные отложения) 2,5
- г) Суглинок оскольчатый, тяжелый, с галькой и валунами гранитоидов (основная морена) 6,0
- д) Супесь валунная, с прослоями песка (абляционная морена) 2,5
- е) Пачка переслаивающейся валунной супеси с песком и галечным песком (абляционная, флювиально преобразованная слоистая морена) 7.

В основной морене содержится 55,4 % (количественных) кристаллических пород, 29,3% кварца, 15,3% опок и легких опоквидных пород.

Петрографический состав валунов Пионерской горы характеризуется средней невыборочной пробой из 56 образцов, перечисленных ниже по группам.

1. Гипербазиты, габбро-нориты, диориты - всего 16 образцов, в том числе норит порфировидный полосчатый, норит крупнокристаллический, гиперстенит цоизитовый (?), диаллагит практически мономинеральный, оливинит с антигоритом, серпентин-пироксеновая порода, серпентинит хризотилковый, габбро амфиболовое, габбро авгитовое, микрогаббро, микрогаббро роговообманковое с нематобластовой структурой, диабаз, диорит кварцево-роговообманковый катаклазированный крупнозернистый с реликтовыми диаллагом, диорит кварцевый амфиболитизированный, диорит кварцевый с игольчатыми включениями амфибола, диорит кварцевый биотитовый с роговой обманкой. Перечисленные породы количественно преобладают в составе валунов и гальки всего самаровского останца. Они характеризуют преимущественно массивы Платиноносного пояса Урала (от Полярного до Среднего Урала). Небольшие массивы габброидов силура и девона имеются и на Южном Урале. Распространение уральских пород приводится в соответствии с данными уральских петрографов по многотомному изданию "Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Труды уральских петрографических совещаний".

2. Граниты биотитовые мелкозернистые и двуслюдяные (5 образцов) - гранит мелкозернистый двуслюдяной хлоритизированный, гранит мелкозернистый биотитовый, гранит лейкократовый с дымчатым кварцем, гранит роговообманковый гнейсовидный, гранит биотитовый мелкокристаллический и среднекристаллический с мirmekитовыми структурами. Такие граниты характерны для Приполярного Урала и Тургай.

3. Гранит-порфиры (2 образца) - гранит-порфир лейкократовый с пертитизированным микроклином, гранит-порфир с зональным плагиоклазом в выделениях. Гранит-порфиры известны на Северном Урале (Березовское месторождение), Среднем Урале (р. Лобва) и в Тургае.

4. Роговообманковые порфириты (2 образца) - порфирит роговообманковый и порфирит протоклазированный серицитизированный роговообманковый - могут происходить из Ивдельского (Средний Урал) и Вишерского (Западный склон Северного Урала) районов.

5. Авгитовый порфирит (1 образец) - известен в Тагильском и Магнитогорском прогибах Среднего Урала.

6. Плагиоклаз-амфиболовые гнейсы (7 образцов) - гнейс клиноцоизит-альмандин-роговообманковый, гнейс гранато-амфиболовый с пойкилобластовой структурой, гнейс актинолит-полевошпатовый полосчатый, плагиогнейс роговообманковый гранобластовый (75-80% плагиоклаза), плагиогнейс эпидотовый хлоритизированный, плагиогнейс с роговой обманкой и альмандином, парагнейс плагиоклаз-авгит-роговообманковый. Аналогичные породы распространены на Полярном Урале.

7. Амфиболиты (2 образца) - метаамфиболит мелкокристаллический, амфиболит гранатовый с цоизитом сланцеватой нематобластовой текстуры - имеют широчайшее распространение.

8. Актинолитовые сланцы (3 образца) - сланец актинолитовый псевдоочковый, актинолит-эпидотовый сланец, сланец тремолито-цоизитовый апогаббровый. Актинолитовые сланцы отмечаются в бассейне р. Ходаты (Полярный Урал).

9. Серицитовые и хлоритовые сланцы (2 образца) – сланец кварцево-хлоритовый с силлиманитом, сланец кварцево-серицитовый микрокристаллический плейчатый порфиروبластический – более характерны для Среднего и Южного Урала.

10. Кварциты (4 образца) – кварцит брекчированный с халцедоном, содержащий нефть в тонких трещинах, кварцит с примесью рудного минерала, циркона и турмалина, кварцит вторичный с гранатом, яшма мясо-красная. Кварциты имеются на западном склоне Северного Урала, в контакте с гипербазитами, вторичные кварциты – на междуречье Вагра и Елвы (северная часть Среднего Урала).

11. В числе прочих 12 обломков оказались скарная порода, эпидозит, жильная порода с отторженцами биотитового метасланца, известняки – по одному, песчаники – 6, алевролиты – 2.

Приведенный список не противоречит распространенному представлению о том, что валуны кристаллических пород самаровской морены происходят с Северного и Полярного Урала. Обращают внимание такие особенности состава. Во-первых, средний состав валунов самаровской морены близок составу валунов из района Нижней Оби, по крайней мере на исследованном нами участке от устья Иртыша до Перегребного. Во-вторых, этот средний состав, несмотря на исключительное многообразие названий, почти лишен многих крупных групп пород, распространенных на Урале, таких, как пегматиты, щелочные интрузии и кислые эффузивы, известняки и другие, и в то же время материал валунов представлен непропорционально большим количеством габброидов.

Поскольку Урал является меридиональной структурой, многие магматические, метаморфические и осадочные формации широко представлены именно в меридиональном направлении. Это очень затрудняет нахождение действительного места происхождения валунов таких пород и объясняет тот факт, что, несмотря на многие имеющиеся описания уральских валунов, конусы их рассеяния не могут быть обозначены на карте Западно-Сибирской равнины.

Литература

- Васильев В.Г. Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности и ее нефтеносность. М., Гостоптехиздат, 1946.
- Высоцкий Н.К. Очерк третичных и послетретичных образований Западной Сибири. – Геологические исследования и разведочные работы по линии Сиб. ж.д., вып. СПб., 1896.
- Зайонц И.Л. Великий глетчер. Конец гипотезы? – Знание-сила, 1967, № 12.
- Крапивнер Р.Б. Новые данные о геологическом строении района Самаровского останца. – Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., НИИГА, 1969.
- Кузин И.Л., Рейнин И.В., Чочиа Н.Г. Основные черты палеогеографии четвертичного периода на территории Западно-Сибирской низменности в связи с вопросом об ее оледенениях. – Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 64, 1961.
- Кузин И.Л., Чочиа Н.Г. Проблема оледенений Западно-Сибирской низменности. Тез. докл. к всеобщ. совещ. по изуч. четверт. пер. Планерное заседание, 1964.
- Шацкий С.Б. Ледниковые отторженцы в четвертичных отложениях у юрт Еутских на р. Бол. Юган и вблизи г. Ханты-Мансийска. – В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965.
- Эдельштейн Я.С. Геологический очерк Западно-Сибирской равнины. – Изв. Зап.-Сиб. отд. РГО, т. V, 1926.

СТАТИСТИКА РАДИОУГЛЕРОДНЫХ ДАТ ДЛЯ ТЕРРИТОРИИ СССР

Л. А. Орлова

Радиоуглеродный метод датирования практикуется с 1946 г. Он нашел широкое применение в археологии, океанологии, гляциологии и особенно, в четвертичной геологии как для построения абсолютной хронологической шкалы позднего плейстоцена и голоцена, так и для частной корреляции отложений, форм рельефа и т.д.

В нашей стране этот метод получил развитие особенно в последнее десятилетие. Если до 1963 г. в СССР было только пять радиоуглеродных лабораторий — ГИН, ГЕОХИ (Москва); Институт археологии (Ленинград); Институт зоологии и ботаники ЭССР (Тарту), — то на четвертом Всесоюзном совещании по проблеме "Астрофизические явления и радиоуглерод", состоявшемся в октябре 1971 г. в Вильнюсе, присутствовали уже представители 22 лабораторий, либо действующих, либо готовых вступить в строй в ближайшие год-два.

Информация, поступающая от лабораторий, разбросана по многочисленным журналам, сборникам, монографиям. Это затрудняет ее поиск и использование. Издания, подобного "Radiocarbon'у", советские радиохронологи пока (и все еще) не имеют; публикация списков дат в "Бюллетене Комиссии по изучению четвертичного периода" не охватывает всей суммы результатов и отстает на два-три года; направления исследований не координированы; обмен информацией между лабораториями носит эпизодический характер. К этому нужно добавить, что только часть продукции лабораторий попадает в печать, о чем можно судить, например, по разнице между числом опубликованных дат и порядковыми номерами проб.

Поэтому довольно трудно составить представление о действительных масштабах датирования и о всем том новом, к чему приводит радиоуглеродный метод.

В публикациях 1961–1971 гг. удалось собрать сведения только о 1377 пробах для территории СССР; это число, по-видимому, вдвое-втрое меньше действительного объема продукции всех лабораторий. Однако даже оно позволяет судить о многих частностях реализации радиоуглеродного метода применительно к различным регионам и ко всей территории СССР в целом. Не касаясь тематической стороны дела и тех успехов, которыми археология и четвертичная геология обязаны радиоуглеродному методу (это известно широкому кругу специалистов), приведем некоторые статистические, в известной мере формальные, данные, с которыми, по-видимому, мало знакомы и сами радиохронологи.

В табл. 1 показано распределение проб по лабораториям и крупным регионам СССР. Наибольшая часть этой продукции приходится пока на пять-шесть лабораторий, главным образом на те, которые были организованы раньше (ГИН, МО, ТА, ЛЕ и др.) и в основном в Европейской части СССР. В Азиатской части СССР пока действуют только три-четыре лаборатории, организованные сравнительно недавно.

Распределение дат по крупным регионам не пропорционально ни их площади, ни значимости и сложности проблем, которые решаются или могут быть решены на основании радиоуглеродного датирования. Это распределение скорее отражает дислокацию лабораторий и тематическую направленность каждой из них, нежели те общие и частные задачи, которые могут быть поставлены перед радиохронологами в целом.

Почти половина (47,7%) дат приходится на Европейскую часть СССР и в общем столько же — на громадную территорию Сибири и Дальнего Востока (44,7%); удивительно мало падает их на Среднюю Азию и архипелаги полярных морей (2,3 и 2,4%).

Таблица 2 иллюстрирует распределение проб (дат) по возрастным интервалам и регионам. Максимальное их число приходится на интервал 0–10 тыс. лет, т. е. на голоцен, — 64,5%. Голоценовые отложения полнее всего датированы по всем регионам. Только отчасти это можно сопоставить с распространенностью последнедевонских осадков; более вероятно это объясняется, во-первых, тем, что в молодых отложениях чаще попадают хорошо сохранившиеся растительные (торф, древесина) и животные (кости, раковины) остатки, чем в древних, и, во-вторых, тем, что максимум внимания радиохронологи уделяют датированию разрезов голоценовых торфяников, а также некоторых археологических объектов. Доля проб, характеризующих торфяники, составляет не менее половины всего их числа для голоцена. В сочетании с палинологическими данными радиоуглеродные даты позволили построить несколько стандартных спорово-пыльцевых диаграмм и наметить основные этапы климатических изменений и изменений растительности в голоцене (разрезы торфяных залежей Аятское, Мелехово, Тесово-Нетьльское, Половецко-Купанское, Шуваловское, Берендеево болото, на Каргинском мысу и др.).

Число дат по радиоуглеродным лабораториям и регионам СССР

| Регионы | Индексы лабораторий | | | | | | | | | | | | | | Всего по регионам | |
|-------------------------------------|--------------------------|-----|-----|-----|----|--------------|----|----|----|----|----|------------------------|-----|------|-------------------|-------|
| | в Европейской части СССР | | | | | | | | | | | в Азиатской части СССР | | | | |
| | ГИН | МО | ТА | ЛЕ | Ле | МГУ- ИОАН | ЛУ | ЛГ | Vs | ТБ | Ri | СОАН | МАГ | КРИЛ | число дат | % |
| Европейская часть СССР | 102 | 127 | 182 | 45 | 21 | 15 | 31 | 15 | 19 | 14 | 8 | 77 | | | 656 | 47,7 |
| Средняя Азия | 3 | 10 | | 15 | 1 | 3 | | | | | | | | | 32 | 2,3 |
| Западная Сибирь | 8 | 25 | | 23 | 1 | 3 | 1 | 12 | 1 | | | 169 | | 1 | 244 | 17,7 |
| Восточная Сибирь | 86 | 13 | 1 | 29 | 30 | 8 | | 9 | | | | 38 | | 4 | 218 | 16,1 |
| Дальний Восток и Северо-Восток | 60 | 17 | | 18 | 8 | 4 | 1 | | | | | 28 | 13 | 1 | 150 | 10,9 |
| Острова Северного Ледовитого океана | 5 | 26 | | 1 | | 1 | | | | | | | | | 33 | 2,4 |
| Дно океанов и морей | | 6 | | 1 | 29 | 6 | | | | | | | | | 42 | 2,9 |
| Всего по лабораториям | 264 | 224 | 183 | 132 | 90 | 40 | 33 | 36 | 20 | 14 | 8 | 312 | 13 | 6 | 1375 | 100,0 |

Индексы лабораторий: ГИН – геологический институт АН СССР, Москва; МО – Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского АН СССР, Москва; ТА – Институт зоологии и ботаники ЭССР, Тарту; ЛЕ – Институт археологии АН СССР, Ленинград; МГУ – Московский государственный университет; ИОАН – Институт океанологии АН СССР, Москва; ЛУ – Ленинградский государственный университет; ЛГ – Всесоюзный геологический институт, Ленинград; Vs – Институт геологии, Вильнюс; ТБ – Тбилисский государственный университет; Ri – Всесоюзный научно-исследовательский институт морской геологии и геофизики, Рига; СОАН – Институт геологии и геофизики СО АН СССР, Новосибирск; МАГ – Северо-Восточный КНИИ СО АН СССР, Магадан; КриЛ – Институт леса и древесины СО АН СССР, Красноярск.

Таблица 2

Распределение радиоуглеродных дат по возрастным интервалам (в тыс. лет) и регионам

| Регионы | 0-2 | | 2-5 | | 5-10 | | 10-15 | |
|-------------------------------------|-----------|------|-----------|------|-----------|------|-----------|------|
| | число дат | % | число дат | % | число дат | % | число дат | % |
| Европейская часть СССР | 134 | 20,3 | 137 | 20,9 | 162 | 24,8 | 72 | 10,9 |
| Средняя Азия | 10 | 31,2 | 15 | 47,0 | 6 | 18,7 | 1 | 3,1 |
| Западная Сибирь | 26 | 10,6 | 47 | 19,2 | 46 | 18,9 | 22 | 9,0 |
| Восточная Сибирь | 15 | 6,8 | 53 | 24,1 | 57 | 25,9 | 13 | 5,9 |
| Дальний Восток и Северо-Восток | 52 | 34,7 | 39 | 26,0 | 33 | 22,0 | 8 | 5,3 |
| Острова Северного Ледовитого океана | 7 | 21,2 | 7 | 21,2 | 12 | 36,4 | - | - |
| Дно океанов и морей | 2 | 4,8 | 8 | 19,0 | 21 | 50,0 | 6 | 14,3 |
| Всего по интервалам | 246 | 17,9 | 306 | 22,2 | 337 | 24,4 | 122 | 8,9 |

Продолжение табл. 2

| Регионы | 15-25 | | 25-30 | | 35 | | Всего по регионам | |
|-------------------------------------|-----------|------|-----------|------|-----------|------|-------------------|-------|
| | число дат | % | число дат | % | число дат | % | число дат | % |
| Европейская часть СССР | 48 | 7,4 | 36 | 5,5 | 67 | 10,2 | 656 | 100,0 |
| Средняя Азия | - | - | - | - | - | - | 32 | 100,0 |
| Западная Сибирь | 30 | 12,3 | 48 | 19,8 | 25 | 10,2 | 244 | 100,0 |
| Восточная Сибирь | 10 | 4,5 | 25 | 11,7 | 47 | 21,1 | 220 | 100,0 |
| Дальний Восток и Северо-Восток | 4 | 2,7 | 4 | 2,7 | 10 | 6,6 | 150 | 100,0 |
| Острова Северного Ледовитого океана | - | - | - | - | 7 | 21,2 | 33 | 100,0 |
| Дно океанов и морей | 4 | 9,5 | - | - | 1 | 2,4 | 42 | 100,0 |
| Всего по интервалам | 96 | 7,0 | 113 | 8,2 | 157 | 11,4 | 1377 | 100,0 |

Распределение дат только, например, по Европейской части СССР также неравномерно (табл. 3). Максимум их (70%) относится к центральным районам и Прибалтике — как раз к тем областям, где сосредоточено большинство действующих лабораторий (Москва, Ленинград, Вильнюс, Тарту). На громадную территорию Украины и Белоруссии приходится 7,2% дат, причем 18 дат из 47 относятся к стоянкам "Молдова", следовательно, доля Украины и Белоруссии за вычетом этого числа сокращается до 4-4,5%. Совсем плохо обстоит дело с обеспеченностью радиоуглеродными данными южных районов. Прикаспийская область почти выпала из поля зрения радиохронологов (4,2%). То же касается и Причерноморья. Если исключить около сотни дат, полученных в 1970-1971 гг. лабораторией ИГИГ СО АН СССР (СОАН) для археологических объектов Крыма, то окажется, что по Причерноморью данных столь же мало, как и по Прикаспию. Практически не опубликовано ни одной даты

Таблица 3

Распределение радиоуглеродных дат в Европейской части СССР по районам и возрастным интервалам (в тыс. лет)

| Район | | 0-2 | 2-5 | 5-10 | 10-15 | 15-25 | 25-35 | 35 | Всего по районам | |
|-----------------------|---------|-----|-----|------|-------|-------|-------|----|------------------|-------|
| | | | | | | | | | число дат | % |
| Центр | | 12 | 32 | 34 | 22 | 23 | 17 | 34 | 174 | 26,6 |
| Север | | 2 | 3 | 3 | 6 | 3 | 2 | | 19 | 2,9 |
| Ленинградская область | | 5 | 10 | 18 | 3 | | | 4 | 40 | 6,1 |
| Прибалтика | Эстония | 18 | 37 | 76 | 6 | 2 | 5 | 5 | 149 | 22,7 |
| | Латвия | 2 | 12 | 6 | 8 | 3 | 1 | 2 | 34 | 5,2 |
| | Литва | 3 | 6 | 12 | 14 | 3 | 1 | 3 | 42 | 6,4 |
| Белоруссия, Украина | | 9 | 2 | 7 | 8 | 9 | 5 | 7 | 47 | 7,2 |
| Юг (Крым, Кавказ) | | 81 | 34 | 4 | 1 | 3 | | | 123 | 18,7 |
| Прикаспий | | 2 | 1 | 2 | 4 | 2 | 5 | 12 | 28 | 4,2 |
| Всего по интервалам | | 134 | 136 | 163 | 72 | 48 | 36 | 67 | 556 | 100,0 |

Таблица 4

Распределение радиоуглеродных дат для Сибири и Дальнего Востока по районам и возрастным интервалам (в тыс. лет)

| Район | | 0-2 | 2-5 | 5-10 | 10-15 | 15-25 | 25-35 | 35 | Всего по районам | |
|---------------------|-------------------------------|-----|-----|------|-------|-------|-------|----|------------------|-------|
| | | | | | | | | | число дат | % |
| Западная Сибирь | Западно-Сибирская низменность | 24 | 34 | 40 | 14 | 9 | 28 | 15 | 164 | 26,8 |
| | Алтайский край | 2 | 8 | 6 | 8 | 21 | 20 | 10 | 75 | 12,2 |
| | Казахстан | | 5 | | | | | | 5 | 0,8 |
| Восточная Сибирь | Приенисейская часть | 11 | 36 | 20 | 8 | 7 | 8 | 25 | 115 | 18,7 |
| | Забайкалье | 1 | 6 | 3 | 4 | 1 | 2 | 5 | 22 | 3,6 |
| | Якутия | 3 | 11 | 34 | 1 | 2 | 15 | 17 | 83 | 13,5 |
| Дальний Восток | Северо-Восток | 8 | 9 | 11 | 1 | 1 | 1 | 5 | 36 | 5,9 |
| | Камчатка, Курилы | 31 | 15 | 18 | 6 | 1 | 2 | 3 | 76 | 12,3 |
| | Приморье, Сахалин | 13 | 15 | 4 | 1 | 2 | 1 | 2 | 38 | 6,2 |
| Всего по интервалам | | 93 | 139 | 136 | 43 | 44 | 77 | 82 | 614 | 100,0 |

для причерноморских террас, как и для террас прикаспийских. Мощные залежи торфа в Потийских болотах по обеспеченности датами во многом уступают торфяникам Прибалтики и центральной части СССР.

Всего 32 пробы (2,3% от общего числа) относятся к Средней Азии, и почти все они представляют интерес только для археологии; пять проб происходят из озерно-аллювиальных отложений, одна — из конечной морены современного ледника.

Для Азиатской части СССР, кроме Среднеазиатских республик, картина распределения дат еще более контрастна, чем для Европейской (табл. 4). Больше половины их относится к Западно-Сибирской низменности, Алтайскому краю и к узкой приенисейской полосе. Хуже всего обеспечены радиоуглеродными датами Казахстан (0,8%), Забайкалье (3,6%), Северо-Восток (5,9%), Приморье и Сахалин (6,2%). Их доля в общем балансе вовсе не соответствует их значимости для постановки и решения многих проблем четвертичной геологии. Достаточно сказать, что побережья дальневосточных морей, Сахалин, Курильские острова и Камчатка могут стать связующим звеном для корреляции европейско-азиатских и американских шкал и стратиграфии позднего плейстоцена — голоцена.

Выше сказано, что 1377 учтенных, по публикациям 1961–1971 гг., дат — это, конечно, не все, чем располагают советские лаборатории. Общая их продукция по радиоуглеродному датированию может быть оценена на настоящий момент в 2,5–3,0 тыс. проб, большинство которых ждет своего опубликования и, следовательно, является замороженным капиталом, еще не вошедшим в сферу научного обращения. Однако, думается, относительное распределение дат по регионам и возрастным интервалам оказалось бы таким же, как в приведенных таблицах, или близким, сумей мы разыскать сведения о всех пробах.

Дело пошло бы, наверное, значительно скорее и успешней при наличии координирующего органа в составе Отделения наук о Земле АН СССР и специализированного информационного бюллетеня (журнала и т.п.) для первичных публикаций лабораторных материалов.

Издания, в которых публиковались радиоуглеродные даты в 1961–1971 гг.

"Абсолютная геохронология четвертичного периода". Сб. М., Изд-во АН СССР, 1963.

"Бюллетень Комиссии по изучению четвертичного периода", 36, 1969; № 37, 1970.

"Бюллетень Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций", вып. VIII. М., "Наука", 1967.

"Верхний плейстоцен. Стратиграфия и абсолютная геохронология". Сб. М., "Наука", 1966.

"Вестник Московского государственного университета", серия география, 4, 1971.

"Вопросы четвертичной геологии", Рига, "Зинатце", 4, 1969.

"Геохимия", 5, 1962; 9, 1963; 4, 1964; 12, 1965; 10, 1966; 2, 1968; 10, 1969; 12, 1971.

"Голоцен". Сб. М., "Наука", 1969.

"Доклады Академии наук СССР", т. 136, 1, 1961; т. 138, 1, 1961, т. 139, 4, 1961; т. 157, 6, 1964; т. 193, 3, 1970; т. 196, 1, 1971; т. 200, 6, 1971.

"Известия Академии наук Эстонской ССР", серия биология, 1, 4, 1966; 4, 1968; 4, 1969.

"Известия Академии наук Эстонской ССР", серия химия, геология, 1, 1968; 2, 4, 1968; 2, 4, 1969; 3, 1970; 3, 1971.

"Колыма", 4, 1968.

"Материалы пятой конференции геологов Прибалтики и Белоруссии".

Вильнюс, "Периодика", 1968.

"Труды Всесоюзного совещания по проблеме "Астрофизические явления и радиоуглерод". Тбилиси, 1970.

"Radiocarbon", t. 12, 1, 1970.

ПАЛЕОБОТАНИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГОЛОШЕНОВОГО
ТОРФЯНИКА В РАЙОНЕ МЫСА КИРГИНСКОГО НА Р. ЕНИСЕЙ

Т.П. Левина, В.П. Никитина

Палеоботаническое изучение и радиоуглеродное датирование разреза торфяника возле мыса Каргинского, расположенного на р. Енисее в подзоне южной тундры, дало возможность получить одну из первых для севера Сибири палинологических диаграмм с большим числом дат.

Торфяник мощностью до 1,7–2,0 м обнажен в верхней части 32-метрового уступа правого берега Енисея в 1,2 км выше мыса Каргинского.

Поверхность над уступом представляет собой террасу, образованную позднеледниковыми слоистыми алевролитами и ленточными глинами, перекрывающими позднезырянскую морену. Древняя протока или речка прорезала осадки приледникового бассейна и морену. Долина ее почти целиком выполнена 9-метровой пачкой речных накоплений: русловым галечником, косослоистым песком, серым пойменным алевролитом с остатками бобровой плотины. Ветки ольхи из плотины датированы в 9540 ± 50 лет (ГИН-260) (Кинд, 1969). Выше залегает торф, заполнивший ложбину на древней речной пойме. Строение торфяника выглядит следующим образом (сверху вниз).

Покровный слой:

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| А. Супесь буро-желтая, в верхней части окрашенная гумусом. | 0,13 |
| Торфяник: | |
| Б. Торф светло-бурый, травяно-моховой, плотный, неразложившийся. | 0,17 |
| В. Торф черно-бурый, травяно-древесно-моховой, слаборазложившийся. | 0,10 |
| Г. Торф светло-бурый, травяно-моховой, слабо-разложившийся. | 0,40 |
| Д. Торф черно-бурый, древесно-осоково-моховой, слабой степени разложения. | 0,94 |

Речные слои:

| | |
|---|------|
| Е. Алевролит зеленовато-серый, палевый, слабослоистый с тонкими стволиками ольхи, погрызенными бобрами, в верхней части слоя. | 2,20 |
|---|------|

Монолит мерзлого торфа мощностью 1,74 м был разделен на три блока. В лабораторных условиях для палинологического изучения из них были вырезаны под ряд 35 образцов по 3–7 см, четыре больших образца для палеокарпологического исследования и 12 последовательных секций для радиоуглеродного датирования. Краткие результаты комплексного изучения разреза опубликованы (Firsov et al., 1972).

Палеокарпологическому исследованию были подвергнуты четыре пробы весом 3–6 кг каждая, охватывающие весь разрез торфяника. В таблице показан состав ископаемых флор.

Наиболее древняя флора обр. 4 (глубина 1,17–1,74 м, абсолютный возраст по C^{14} в интервале 5840 лет у кровли – 8020 лет у подошвы) характеризует растительность застойного болота. Судя по присутствию немногочисленных орешков высокоствольной березы (по-видимому, *Betula verrucosa* Ehrh.) и типичных для таежной зоны видов осок, вахты, и т.п., климатические условия были несколько более мягкими, нежели современные. Флора вышележащего обр. 3 (глубина 0,5–1,17 м, возраст по C^{14} 4500–5840 лет) указывает на дальнейшее улучшение климата. Остатки ели и лиственницы, многочисленные орешки высокоствольных берез, участие в составе флоры семян и плодов бореальных трав свидетельствуют,

Состав ископаемой флоры торфяника у мыса Каргинского

| Название растений | Обр. 1 | Обр. 2 | Обр. 3 | Обр. 4 |
|---|------------|---------|----------|-----------|
| | Глубина, м | | | |
| | 0,0-0,2 | 0,2-0,5 | 0,5-1,17 | 1,17-1,74 |
| Bryophyta | | | | |
| Dryales | m | + | m | m |
| Sphagnum sp. sp. | - | - | + | m |
| Gymnospermae | | | | |
| Larix sibirica Ldb. | - | - | + | - |
| Picea sp. | - | - | v | - |
| Angiospermae | | | | |
| Sparganium cf. simplex Huds. | - | - | + | - |
| Carex limosa L. | - | - | + | + |
| C. rostrata Stokes. | - | - | - | + |
| C. sp. sp. | + | + | m | + |
| Luzula multiflora (Ehrh.) Lej. | + | - | - | - |
| Salix sp. sp. | v | v | v | - |
| Betula cf. pubescens Ehrh. | - | - | m | + |
| B. cf. nana L. | + | - | - | - |
| B. sp. sp. | - | + | m | - |
| cf. Silene sp. | + | + | - | - |
| Urtica dioica L. | - | - | + | - |
| Cruciferae gen. indet. | + | - | - | - |
| Comarum palustre L. | - | + | + | - |
| Dryas octopetala L. | v | v | - | - |
| Filipendula ulmaria (L.) Maxim. | + | - | - | - |
| Rubus chamaemorus L. | - | - | + | - |
| R. idaeus L. | - | - | + | + |
| Empetrum nigrum L. | + | - | - | - |
| Sium sp.? | - | - | + | - |
| Andromeda polifolia L. | - | + | + | - |
| Ledum palustre L. | v | v | v | - |
| Oxycoccus quadripetalus Gilib.? | - | - | v | - |
| Vaccinium vitis-idaea L.? | v | v | v | - |
| Menyanthes trifoliata L. | - | + | m | m |
| Valeriana officinalis L. | + | - | - | - |

Примечание. Обозначения в вертикальных графах: + - встречено; m - встречено обильно; v - находки вегетативных частей (хвоинки, листья); - (прочерк) - не встречено.

по нашему мнению, о северотаежном типе растительности того времени. Косвенным подтверждением благоприятности климатических условий служит отсутствие достоверных остатков карликовой березки и других фригорифилов.

Флора обр. 2 (глубина 0,2-0,5 м, возрастной интервал около 2500-4500 лет) свидетельствует о существенном ухудшении климатических условий. Здесь полностью отсутствуют остатки хвойных растений; береза представлена единственным плохом сохранившимся орешком, вероятно, кустарникового вида. Встречены листья дриады, багульника (?), брусники (?), мелкие листочки холодолюбивой ивы и т.д. Надо полагать, что в это время северная граница таежной зоны сместилась к югу и мыс Каргинский оказался уже в лесотундровой зоне.

Наконец, в составе флоры обр. 1 (глубина 0,0-0,2 м) присутствуют уже лишь те виды, которые характерны и для современной енисейской тундры. Таким обра-

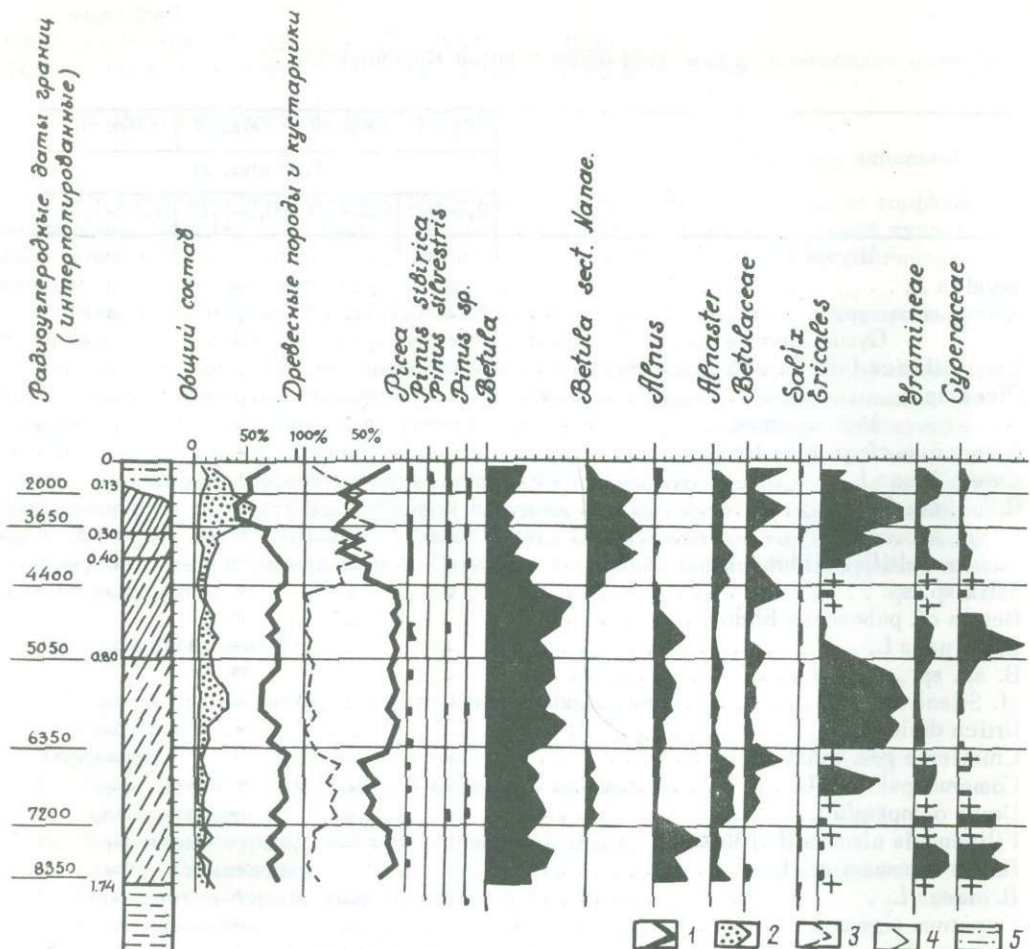


Рис. 1. Спорно-пыльцевая диаграмма голоценового торфяника у мыса Каргинского

1 - пыльца древесных растений; 2 - пыльца травянистых растений; 3 - пыль-

зом, судя по данным палеокарпологии, климатические условия в это время уже окончательно достигли своего современного уровня.

Дальнейшая детализация эволюции растительности района мыса Каргинского на протяжении последних 8 тыс. лет может быть сделана на основании данных спорно-пыльцевых исследований.

Пыльца и споры для проб подсчитаны до суммы 500-590 зерен. Пыльца кустарниковых включена в группу древесных и кустарниковых растений. Анализ диаграммы (рисунок) позволил выделить четыре зоны (I-IV).

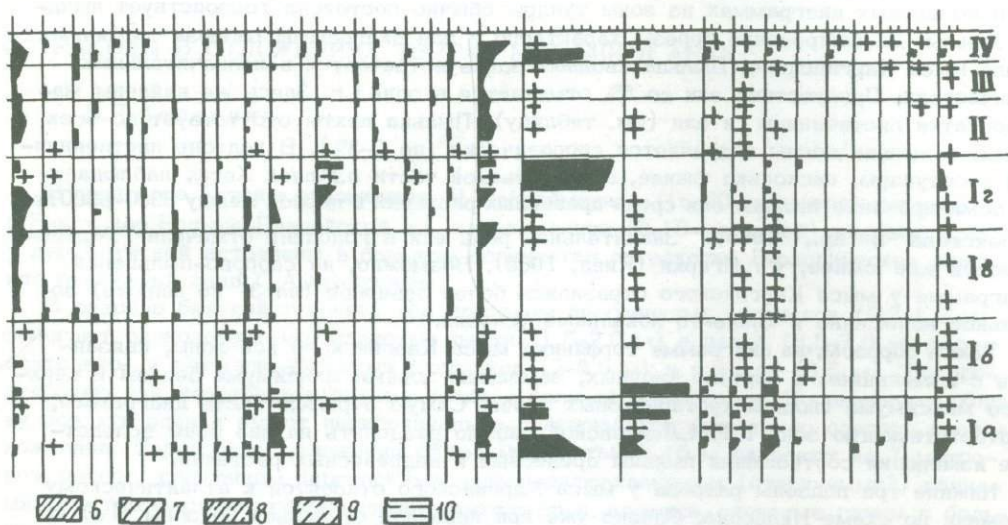
I - глубина 0,45-1,74 м. Зона березы. Она характеризуется доминированием пыльцы березы в спектрах. Эта зона может быть подразделена на четыре подзоны:

Ia - глубина 1,45-1,74 м. Подзона березы и ольхи (ольхово-березовые леса).

Пыльца ольхи встречается в наибольших количествах (нижний максимум). Пыльца кустарников почти отсутствует. Среди травянистых растений, играющих незначительную роль, преобладают злаки и осоки;

Iб - глубина 1,17-1,48 м. Подзона березы и кустарников (разреженные березовые леса с кустарниковой березой и ольховником). Среди пыльцы кустарников, имеющих существенную роль в спектрах (до 30%), преобладает пыльца ольховника (нижний максимум). Много пыльцы вересковых. Встречаются споры плауна альпийского;

Artemisia
Chenopodiaceae
Typchaceae
Sarganiaceae
Helianthaceae
Myrtophytum
Caryophyllaceae
Thalictrum
Ranunculaceae
Cruciferae
Rosaceae
Saxifragaceae
Onagraceae
Umbelliferae
Polemoniaceae
Valerianaceae
Бегониновые
Geraniaceae
Compositae
 Неопределенные
Brigales
Sphagnales
Polypodiaceae
Lycopodium complanatum
L. annotinum
L. clavatum
L. appressum
L. selago
L. pungens
L. alpinum
Lycopodium sp.



ца кустарниковых растений; 4 - споры, 5 - супесь; 6 - торф травяно-моховой; 7 - торф травяно-древесно-моховой; 8 - торф травяно-моховой слабо разложившийся; 9 - торф древесно-осоково-моховой; 10 - алевроит

I в - глубина 0,80-1,17 м. Подзона березы, ольхи и кустарничков (ольхово-березовые леса). Пыльцы кустарниковых берез и ольховника почти нет. Среди пыльцы недревесных растений, количество которой несколько увеличивается, господствует пыльца вересковых (нижний максимум). Здесь же отмечается начало второго максимума пыльцы ольхи;

I г - глубина 0,5-0,8 м. Подзона ольхи и березы (ольхово-березовые леса, местами с лиственницей и елью). Пыльца кустарников практически отсутствует. Спектры этой подзоны напоминают спектры подзоны I а, однако здесь присутствует пыльца ели (до 6%). Карпологические данные также свидетельствуют о том, что здесь, кроме ели встречалась и лиственница.

II - глубина 0,25-0,50 м. Зона березы и кустарников (лесотундра). Эта зона характеризуется господством пыльцы кустарниковых берез, вересковых и в меньшей степени ольховника (начало второго максимума пыльцы кустарниковых берез, ольховника и вересковых).

III - глубина 0,13-0,26 м. Зона вересковых (южная тундра). В спектрах преобладает пыльца недревесных растений, представленная в основном вересковыми. По-прежнему много пыльцы кустарниковых берез и ольховника.

IV - глубина 0,00-0,13 м. Зона берез и кустарников (лесотундра). Отмечается некоторое увеличение количества пыльцы древесных пород, главным образом берез, и уменьшение кустарниковых и кустарничковых растений.

Г.М.Левковская (1971) на основании обобщения палинологических материалов по голоцену севера Западной Сибири (включая Енисей) установила 9 пыльцевых зон и 12 подзон. Выше уровня, датированного в 8500 лет, она выделяет 6 зон. В подзонах северной тайги и лесотундры наблюдается следующая последовательность:

Зона 6. Абсолютный максимум ели.

Зона 5. Абсолютный максимум высокоствольной березы.

Зона 4. Максимум пыльцы пихты.

Зона 3. Переходная зона, где кривые пыльцы ели и сосны наиболее сближены между собой.

Зона 2. Абсолютный максимум пыльцы сосны.

Зона. 1. Верхний максимум пыльцы кустарниковых берез.

Эти же пыльцевые зоны, по мнению Г.М.Левковской, достаточно четко выделяются и для тундры, отличаясь лишь процентным содержанием компонентов. На спорово-пыльцевых диаграммах из зоны тундры обычно постоянно господствует пыльца березы. Доминирование березы характерно и для диаграммы разреза торфяника возле мыса Каргинского. Пыльца хвойных здесь встречается в незначительных количествах. Присутствие ели до 6% отмечается в зоне I г. Здесь же найдены макроостатки лиственницы и ели (см. таблицу). Пыльца пихты отсутствует во всех зонах, а пыльца сосны встречается спорадически (до 2-3%). В подзоне лиственничной лесотундры, несколько южнее, в приустьевой части р.Малой Хеты, наблюдается доминирование пыльцы ели среди древесных растений в период между 8500-6800 лет (Алексеева и др., 1965). Значительная роль ели в голоцене отмечена Г.М.Левковской еще южнее, у г.Игарки (Кинд, 1969). Возможно, на спорово-пыльцевой диаграмме у мыса Каргинского отразились более северное (на 3° по широте) зональное положение и какие-то локальные условия.

Таким образом, на диаграмме торфяника мыса Каргинского все зоны, связанные с изменением в составе хвойных, замещены зонами максимума березы и верхнего максимума пыльцы кустарниковых берез. Самую верхнюю часть диаграммы, соответствующую зоне I Г.М.Левковской, можно разделить на две зоны вследствие изменения соотношения пыльцы древесных и недревесных растений.

Нижние три подзоны разреза у мыса Каргинского относятся к атлантическому времени по схеме Нильсона. Однако уже при переходе от первой подзоны (Ia) ко второй (Iб) на рубеже около 7200 лет отмечается некоторое похолодание. Ольхово-березовые леса сменились разреженными березовыми, в которых появились тундровые ассоциации, представленные зарослями ольховника, кустарниковой березы, вересковых, присутствовал плаун альпийский.

При переходе к следующей подзоне (Iв) наступило новое улучшение климатических условий, так как исчезают тундровые ассоциации. Разреженные березовые леса с кустарниковой березой сменились ольхово-березовыми. Затем исчезли вересковые и стали господствовать ольхово-березовые леса, в которых присутствовали местами ель и лиственница (подзона Iг). По-видимому, начиная с 6350 года намечилось некоторое улучшение климатических условий, которое продолжалось до 4400 года.

Н.А.Хотинский (1969) отметил, что на пыльцевых диаграммах болот Шуваловское, Мелехово, Аятское наблюдается некоторый подъем кривой кустарниковой березы, непосредственно выше атлантико-суббореального контакта (5050 лет). Относительное ухудшение климатических условий прослеживается и в Западной Сибири. В разрезах болот Васюгана отмечаются следы похолодания, относящиеся приблизительно к 4500-5000 лет (Хотинский, 1969). Как видно на диаграмме торфяника мыса Каргинского, похолодание отмечается с 4400 лет (зона II). В это время в растительном покрове широкое распространение приобрели кустарниковые ассоциации. Дальнейшее похолодание отмечается на границе первой и второй половин суббореального времени (3650 лет, зона III), когда начали доминировать безлесные группировки. Это похолодание соответствует хорошо известному минимуму - "малому ледниковому веку". Приблизительно 2000 лет назад началось новое небольшое потепление, под влиянием которого происходило увеличение роли древесных растений.

- Алексеева В.А., Кинд Н.В., Матвеева О.В., Троицкий С.А. Новые данные по абсолютной хронологии верхнего плейстоцена и голоцена Сибири. — Докл. АН СССР, 1963, т. 160, № 5.
- Кинд Н.В. Поздне- и послеледниковые Сибири (новые материалы по абсолютной хронологии). — В кн.: Голоцен, М., "Наука", 1969.
- Левковская Г.М. О границах различных горизонтов голоцена на севере Западной Сибири. — В сб.: Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М., "Наука", 1971.
- Хотинский Н.А. Корреляция голоценовых отложений и абсолютная хронология схемы Блитта-Сернадера. — В кн.: Голоцен, М., "Наука", 1969.
- Firsov L., Levina T., Troitskiy S., 1972. The holocene climatic changes in the Northern Siberia. Climatic changes in Arctic areas during the last ten-thousand years. Acta Universitatis Oulensis, Sec. A., Scientiae Rerum Naturalium N 3, Geologica N 1, Oulu 1972. University of Oulu.

ОСТРАКОДЫ В ОТЛОЖЕНИЯХ ТЕРРАС РЕК БИИ И АНУЯ

В.Я.Липагина

В предгорье Алтая в отложениях II надпойменной (16–20-метровой) террасы р.Бии у дер.Больше-Енисейской и I надпойменной (8–10-метровой) террасы р.Ануй у дер.Ануйской встречены в большом количестве остракоды. Геологическое описание отложений дано С.А.Архиповым.

В разрезе бийской террасы, под покровом лёссовидных суглинков (0,7–1,0 м) залегают разнозернистые, слоистые пески (1,5–2,0 м) и пачка (6,5–7,0 м) горизонтально- и ленточно-слоистых суглинков (2–3,5 м) и супесей (3,5 м). По простиранию они переходят в грубые пески с галькой и валунами. По внешнему облику все эти осадки имеют перигляциально-аллювиальное и частично озерное происхождение. Террасовые отложения общей мощностью 9–10 м залегают на 7-метровом цоколе, сложенном каргинскими озерно-аллювиальными (старичными?) глинами. Это темно-серые, грязно-синие алевритистые, плотные, слоистые глины с большим количеством рассеянных в них растительных остатков, обломков стволов и пней деревьев. Кровля глин несет следы выветривания и криогенных нарушений. Порода опесчанена до суглинка (1 м), сильно ожелезнена и разбита системой клиньев длиной до 1 м, заполненных обломками глин и супесчаного материала. По обломку древесины из описанной прикровельной части глин, измененных до суглинка, получена радиоуглеродная дата 21450 ± 600 лет (СОАН-36). Здесь же ниже по разрезу имеется, очевидно, несколько замолоченная, дата 19,4 тыс.лет. Кроме того, в соседнем обнажении из тех же глин, выступающих в цоколе террасы, по древесине известны две датировки — 25900 ± 1200 лет (СОАН-52) и 26200 ± 200 лет (СОАН-51) (Фирсов и др., 1971). Таким образом, каргинский возраст пород, слагающих цоколь II надпойменной террасы р.Бии, бесспорен, как и то, что они сформировались в относительно теплых климатических условиях.

Собственно террасовые осадки относятся к суровому перигляциальному послекаргинскому времени.

Остракоды встречены в каргинских глинах, включая их прикровельную суглинистую часть, а также в перигляциально-озерных террасовых осадках — в ленточно-слоистых супесях и суглинках. На первый взгляд во всех слоях присутствует довольно однородная видовая ассоциация остракод (рисунок). Но проанализировав количественное соотношение видов в рассматриваемых отложениях, стало возможным наметить три разные ассоциации остракод. В каргинских глинах и суглинке при значительном содержании всех видов явно преобладает вид *Cyclocypris laevis* (Müller). В террасовых желто-бурых супесях количество экземпляров этого вида резко сокращается, но значительно увеличивается количество створок видов *Limnocythere inopinata* (Baird), *L. manjtschensis* Negadaev и в составе видов рода *Candona* появляется стенотермично-холодолюбивый вид *Candona rectangulata* Alm. Еще выше по разрезу, в горизонтально-слоистых суглинках наблюдается новое количественное соотношение между видами — резко возрастает количество створок *Pyocypris*

ТАБЛИЦА ВИДОВОГО СОСТАВА ОСТРАКОД.

| Виды остракод | с. Енисейское №№ ассоциаций | | | д. Ануйское №№ слов | | |
|---|--------------------------------|---|---|------------------------|------|----------------|
| | 1 | 2 | 3 | 1-6 | 7-10 | 11-13 |
| <i>Limnocythere originalis</i> Negadaev | | | ▲ | • | • | |
| L. <i>inopinata</i> (Baird) | ○ | ■ | ○ | ▲ | ▲ | ○ лич. |
| L. <i>manjtschensis</i> Negadaev | ○ | ■ | ○ | ○ | ○ | • |
| L. <i>negodaevi</i> Popova | | | | • | • | • |
| L. <i>vara</i> Liepin | | | | • | | |
| L. <i>sactipatricii</i> Br. et Ro | | | | • | | • |
| L. <i>brevis</i> Stepanaitys | | | | • | • | • |
| <i>Cyclocypris laevis</i> (Müller) | ■ | ○ | ○ | ▲ | ▲ | ○ |
| C. <i>triangula</i> Negadaev | △ | | | • | ○ | |
| <i>Ilyocypris bradyi</i> Sars | • | ○ | ■ | ▲ | ▲ | ○ лич. |
| <i>Candona sarsi</i> Hartwig | △ | | | • | • | |
| C. <i>fabaeformis</i> (Fischer) | | | | | | |
| C. <i>arcina</i> Liepin | | | ○ | • | ○ | |
| C. <i>candida</i> Müller | △ | ○ | ○ | ○ | ○ | • лич. |
| C. <i>neglecta</i> Sars | △ | | ○ | • | ○ | |
| C. <i>rectangulata</i> Alm | | ○ | ○ | • | ○ | |
| G. <i>rostrata</i> Br. et Norm. | ○ | ○ | | • | ○ | |
| <i>Candoniella subellipsoida</i> Scharapova | △ | □ | △ | △ | △ | ○ мн., лич. |
| C. <i>albicans</i> Brady | ○ | | | △ | △ | ○ |
| C. <i>kazachstanica</i> Schneider | ○ | ○ | ○ | ○ | ○ | • |
| <i>Cypridopsis vidua</i> (Müller) | | | ○ | | | |
| <i>Cypris pubera</i> (Müller) | | | ○ | ○ | • | |
| <i>Eucypris foveatus</i> Popova | | | | • | • | |
| <i>Stenocypris grata</i> Stepanaitys | △ | ○ | | ○ | ○ | • |
| <i>Potamocypris</i> sp. | | | | • | | |
| <i>Notodromas monacha</i> (Müller) | | | | • | | |
| <i>Metacypris</i> sp. | | | | | • | |

Рис. 1. Таблица видового состава остракод

1 - значительно (свыше 100 экз.); 2 - много (свыше 20 экз.); 3 - обычно (первые два десятка экз.); 4 - единичные (меньше 5 экз.); 5 - основные коррелятивные виды остракод в ассоциации

bradyi Sars, появляется в большом количестве вид *Limnocythere originalis* Negodaev и присутствуют все холодолюбивые виды рода *Candona*.

Вероятно, такое изменение количественного соотношения видов вверх по разрезу является не случайным. Попытаемся проанализировать, в связи с чем могло произойти это изменение. Значительное преобладание вида *Cyclocypris laevis* в первой ассоциации свидетельствует о довольно теплых температурных условиях водоема, богатого растительностью. В следующей же ассоциации преобладают в основном эвритермичные виды, что, вероятно, могло быть связано с незначительным похолоданием. Еще большее понижение температуры наблюдается при формировании отложений с третьей ассоциацией. Здесь в избытке присутствует вид *Hyocypris bradyi*, для которого оптимальными условиями обитания являются ключи, и, кроме того, в значительном количестве встречаются stenотермично-холодолюбивые виды рода *Candona*.

Формирование отложений происходило во второй половине позднечетвертичного времени.

Вторым разрезом является I надпойменная терраса высотой 8–10 м у дер. Ануйской. Сверху она прикрыта лёссовидными суглинками (2,5 м) и сложена 3,0–3,5-метровым слоем песков. Под ними, поднимаясь до 4,0–4,5 м над урезом р. Ануя, выступает глинисто-алевритовая пачка. Она состоит из 13 слоев песчаных и алевритистых глин, алевритов и песков. Глинистые породы тонкослоистые за счет прослоечков тонкозернистого песка и торфа. Пески тонкозернистые, глинистые, с тонкими прослоечками намывного торфа. Контакты между слоями четкие, резкие. Слои наклонно наслаиваются один на другой под углами от 2–3 до 12–16° (азимут падения СЗ 27°, СЗ 265°, СЗ 340° и СЗ 306°). Очевидно, это осадки озерно-старичного типа, накопление которых происходило исключительно быстро. Обилие в них растительных остатков и малакофауны, относительно богатые семенные флоры¹ свидетельствуют о достаточно благоприятных климатических условиях времени их формирования. На это косвенно указывает и дата 14530 ± 365 лет (СОАН-16), полученная из подошвы перекрывающих песков (Фирсов и др., 1971). Она позволяет предположить, что пачка глин и алевритов сформировалась в один из кратких интерстадиалов позднего вюрма. Таким образом, озерно-старичные интерстадиальные осадки I надпойменной террасы у дер. Ануйской должны быть несколько моложе перигляциальных отложений II надпойменной ступени у дер. Больше-Енисейской. Остракоды встречены во всех 13 слоях этой пачки. Здесь присутствует исключительно разнообразная ассоциация остракод, состоящая в основном из видов родов *Limnocythere*, *Hyocypris*, *Cyclocypris*, *Candona*, *Candoniella*, *Stenocypris*, среди которых преобладают виды *Limnocythere inopinata*, *Cyclocypris laevis* и *Hyocypris bradyi*. Интересной деталью этой ассоциации является большое количество личиночных особей. Причем количество их возрастает от слоя 1 к слоям 11–13, и в отложениях последних слоев присутствуют почти одни личиночные особи, за исключением небольшого количества взрослых экземпляров. Наибольшее количество личиночных особей отмечается у видов *Hyocypris bradyi*, *Candona candina*, *Candoniella subellipsoida*. Второй особенностью этой ассоциации является исчезновение видов рода *Candona* в отложениях начиная со слоя 10. Вероятно, избытие личиночных особей и исчезновение видов рода *Candona* вызваны изменением условий среды и обитания. Проанализировав оптимальные условия для развития перечисленных видов, с большой долей условности можно сделать такое предположение: время в начале осадконакопления слоев было умеренно теплым, затем произошло дальнейшее, возможно небольшое, повышение температуры, которое повлекло за собой удлинение периода развития остракод, т.е. перехода личиночных стадий во взрослые. Это можно заключить из того, что для развития видов *Hyocypris bradyi*, *Candona candida*, которые встречаются в наибольшем количестве личиночных особей, оптимальными являются условия холодного водоема, в теплых же условиях период их развития замедляется (Бронштейн, 1947). В связи с этим постепенно исчезают виды рода *Candona*, как наиболее холодолюбивые. Все это

¹ По В.П. Никитину, ануйская флора характеризуется обилием остатков хвойных (особенно ели) и водных растений, а также присутствием до 17,4% форм, ныне чуждых северным предгорьям Алтая.

происходит в обстановке быстрого захоронения недоразвитых личиночных особей и миграции взрослых. Вполне возможно, что формирование отложений слоев 11-13 произошло очень быстро по сравнению с накоплением слоев 1-10.

Как уже выше сказано, преобладание видов *Cyclocypris laevis*, *Limnocythere inopinata* свойственно отложениям позднечетвертичного возраста. Поэтому не удивительно, что при сравнении рассмотренной ассоциации с ассоциациями остракод из отложений террасы у дер. Больше-Енисейской в первую очередь замечаем большое сходство между ними. И там и тут присутствуют одни и те же виды. Но количественное соотношение видов между собой различное. В отложениях у дер. Больше-Енисейской четко выделяются три ассоциации остракод — в основании разреза с избыточным количеством *Cyclocypris laevis*, выше с преобладанием *Limnocythere inopinata*, *L. manjtschensis* и еще выше со значительным преобладанием *Llyocypris bradyi* и *Limnocythere originalis*. В отложениях же у дер. Ануйской все перечисленные виды присутствуют почти в одинаковом количестве в одной ассоциации.

Это объясняется, несомненно, кратковременностью осадконакопления. При более длительном отрезке времени (как в случае с разрезом у дер. Больше-Енисейской) ассоциации остракод реагируют на климатические колебания изменением количественного соотношения видов.

Литература

- Бронштейн З.С. Фауна СССР. Ракообразные. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1947.
Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.А. Абсолютные датировки позднеплейстоценовых и голоценовых террас Верхнего Приобья. — Геология и геофизика, 1971, № 8.

О БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ ХАРАКТЕРИСТИКЕ И ВОЗРАСТЕ ТОБОЛЬСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В.С.Волкова, И.А.Волков, Т.П.Левина

Отложения тобольского горизонта имеют широкое распространение и включают различные генетические типы осадков (аллювиальные, морские, озерно-дельтовые и субаэральные). По унифицированной стратиграфической схеме Западной Сибири 1961 и 1967 гг. (Решения..., 1961; Архипов и др., 1967) возрастной предел горизонта ограничен началом среднего отдела четвертичной системы. Осадки указанного горизонта отнесены условно к миндаль-рисскому межледниковью.

В качестве стратотипов тобольского горизонта использованы опорные обнажения правого берега Иртыша выше и ниже г.Тобольска. Здесь многочисленными исследователями (Н.К.Высоцким, В.Н.Сукачевым, В.Г.Васильевым, С.А.Архиповым, С.Б.Шацким, В.С.Волковой, Ф.А.Каплианской, В.Д.Тарноградским и др.) была описана толща речных отложений, которая включена в тобольский горизонт под названием тобольской свиты. В большинстве разрезов по Иртышу свита имеет двучленное строение. Внизу обычно залегают толща разнородности хорошо промытых косослоистых песков с частыми прослоями намывной древесины и растительной трухи. Верхняя часть свиты сложена мелкозернистыми песками, имеющими горизонтальную слоистость, постепенно затухающую вверх по разрезу. Выше Тобольска пески включают линзы и прослой голубовато-серой глины. В целом свита рассматривается как комплекс русловых и пойменных речных осадков. Севернее пос. Горная Суббота речные отложения сменяются озерно-дельтовыми.

В тобольской свите содержатся разнообразные органические остатки, изучение которых имеет большое значение для выяснения времени накопления осадков. Для речных и озерно-дельтовых отложений весьма характерны раковины *Corbicula lumninalis* Müll., которые близ пос. Семейка в массе захоронены в прижизненном положении в озерно-дельтовых осадках. Преимущественно в нижней части свиты и на бечевниках различными исследователями собраны костные остатки крупных

млекопитающих *Elephas Wüsti* (Pavl.), *Bison priscus Longicornis* V. Grom., *Alces latifrons* (Jonson), *Elasmotherium* sp. (Волкова, 1966; Архипов, 1971).

Участниками Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода в 1964 г. близ пос. Горная Суббота на бечевнике был найден череп мосбахской лошади. По заключению Э.А.Вангенгейм, остатки млекопитающих принадлежат тираспольскому фаунистическому комплексу. На основании этих данных тобольская свита стала датироваться в широких пределах как $Q_1 - Q_2^1$ (Вангенгейм, Зажигин), 1965; 1969; Волкова, 1966; Архипов и др., 1967). Э.А.Вангенгейм обратила внимание на то, что при таком датировании тобольская свита стала по объему больше, чем одноименный горизонт, возраст которого ограничивался первой половиной среднего плейстоцена (миндель-рисс).

В свое время Ф.А.Каплянской и В.Д.Тарноградским высказывалось предположение, что в видимой части разрезов Тобольского "материка" в составе тобольской свиты описаны две разновозрастные, но трудно отличимые одна от другой в разрезах толщи песков - миндельская и миндель-рисская. Позже указанные исследователи подробно рассмотрели развитие представлений о возрасте тобольской свиты (Каплянская, Тарноградский, 1967). Так, например, В.И.Громов (1940), М.П.Нагорский (1941), В.А.Николаев и Е.В.Шумилова (1962), исходя из представлений лишь об одном оледенении Западной Сибири, относили образование тобольской свиты к раннечетвертичному времени. Другие исследователи исходили из предположения о многократном оледенении Западной Сибири (Архипов и др., 1967; Вангенгейм, Зажигин, 1965; Волкова, 1966; Каплянская, Тарноградский, 1967; Архипов, 1971, и др.) и ограничивали возрастной предел накопления тобольской свиты различными отрезками ранне- и среднечетвертичного времени. По мнению Ф.А.Каплянской и В.Д.Тарноградского, неодинаковая датировка тобольской свиты вызвана не различным ее объемом и следствием разных взглядов на ее положение в стратиграфической колонке антропогена Западной Сибири, а является результатом применения различных стратиграфических и возрастных шкал.

Авторы статьи считают, что сложный вопрос о возрасте тобольской свиты должен решаться с учетом всех биостратиграфических данных. Важное значение для установления возраста тобольской свиты имеют данные по остаткам костей млекопитающих. А.Н.Мотузко, изучая остатки мелких млекопитающих из тобольской свиты района Иртыша, пришел к заключению, что единая тобольская свита в разрезах у поселков Надцы, Кошелево, Абалак и Скородум содержит два различных комплекса остатков млекопитающих, позволяющих нижнюю часть песков датировать нижним плейстоценом, а верхнюю - первой половиной среднего. Между тем В.С.Зажигин обратил внимание на то, что в коллекции А.Н. Мотузко очень много перестолженных костных остатков. Возможно, такую природу имеют кости раннеплейстоценовых грызунов. Тем не менее Э.А. Вангенгейм и В.С. Зажигин (1965) для Западной Сибири кроме тираспольского комплекса впервые установили также и более молодой сингильский. К сожалению, разрезов с сингильским комплексом остатков млекопитающих пока выявлено мало.

Важным опорным разрезом миндель-рисса является разрез диагональных песков с *Corbicula fluminalis* на правом берегу Иртыша близ пос. Татарское. Сходное строение и стратиграфическое положение имеют пески с корбикулами у с. Карташева. Из песков этого разреза В.С.Зажигиным определены остатки мелких грызунов, которые, однако, не повторяют комплекса разреза Татарского. У Карташева обнаружены следующие остатки: *Citellus* sp., *Clethrionomys* sp., *Microtus oeconomus* Pall., *M. gregalis* Pall., *Arvicola terrestris* L., *Eologurus luteus* Evres., *Lagurus lagurus* Pall., *Lemus* cf. *obensis* Bron. *Dicrostonyx* sp., *Myospalox* sp., *Allactago* sp., *Lepus* sp., *Ochotona* sp. (Вангенгейм, Зажигин, 1965). В том же слое найдены перестолженные из миоценовых осадков кости *Gliridae* gen?., *Steneofiber* sp., *Microtodon* sp., *Microscoptes* sp., *Mimomys* (*Cseria*) cf. *stehlinia* Korn., *M.*(*Cseria*) cf. *gracilis* Kretz., *M.*(*Mimomys*) cf. *minor* Fejfar, *M.* (*Mimomys*) *pliocenicus* F.

В.С.Зажигин отмечает, что геологический возраст данного местонахождения определить очень трудно, так как сингильский комплекс Западной Сибири плохо изучен, а остатки грызунов хазарского комплекса совершенно неизвестны. По степени развития степной пеструшки *Lagurus lagurus* нижняя граница геологического возраста песков с *Corbicula fluminalis* в Карташева не может быть древнее среднего плейстоцена (миндель-рисс - рисс). В комплексе наряду со степными и пу-

стынными элементами (*Allactaga* sp., *Lagurus lagurus*, *Eolagurus luteus*) имеются тундровые формы *Lemus* cf. *obensis* *Dicrostonyx*. Подобные представители обычны для перигляциальной зоны второй половины среднего плейстоцена. Более молодой возраст, судя по относительно примитивному строению зубов *Lagurus lagurus*, по мнению В.С.Зажигина, исключается.

Охарактеризованный В.С.Зажигиным комплекс отличается от тираспольского и максимально приближается к сингильскому. Тундровые формы по своей экологии и палеоклиматическим условиям не могли существовать одновременно со степными и пустынными. Такое предположение подтверждают также данные по флоре и моллюскам. Костные остатки, равно как и остатки других групп, говорят о теплом климате. Почему здесь найден также и тундровый вид, пока неясно.

Другой важный разрез тобольской свиты расположен на правом берегу Иртыша близ пос. Ново-Троицкое. И.А.Волковым здесь описаны следующие слои (рис. 1):

| | Мощность, м |
|--|-------------|
| А. Прикрытый современной почвой черноземного типа песок желтовато-бурый, мелкозернистый, слабо уплотненный. Внизу встречаются белые прожилки карбонатов ("псевдомицелий"). Основание слоя резкое | 1,8 |
| Б. Суглинок буровато-серый, оскольчатый, с глянцевыми поверхностями излома. Встречается редкая отмытая галька из мергельных конкреций. Есть раковины пресноводных моллюсков. Состав раковин бедный. И.А.Волковым отсюда определены следующие виды (зона III): <i>Sphaerium</i> (<i>Sphaerium</i>) <i>scaldianum</i> Norm., мелкие <i>Galba palustris</i> L. и <i>Gyraulus albus</i> (Müll.) (редко). Встречаются также отдельные мелкие створки <i>Corbicula fluminalis</i> Müll., вероятно переотложенные. Суглинки вниз по разрезу с довольно четкой границей сменяются горизонтально-слоистыми алевритами. Раковин в них не встречено. У основания слоя слоистость нарушена. Вниз отходят мощные морозобойные клинью, прорезающие нижележащие отложения на глубину до 6 м. Ширина клиньев до 1 м. Близ клиньев хорошо видны боковые отжимы слоев. Клинью выполнены алевритом, аналогичным нижней части слоя Б. Это свидетельствует о том, что указанный слой накапливался уже после формирования клиньев. Общая мощность слоя | 3,5 |
| В. Песок серый, хорошо отмытый, слюистый, сверху горизонтально-, внизу косослоистый. Вниз по разрезу материал становится все более крупнозернистым. В нижней части слоя много прослоев и линз крупнозернистого песка, гравия, мелкой гальки и глиняных окатышей. В основании слоя очень сильный неравномерный размыв | 8-9 |
| Г. Суглинок серый, переходящий вниз по разрезу в голубовато-серый плотный глинистый алеврит. Видимая мощность. | 3,0-4,5 |

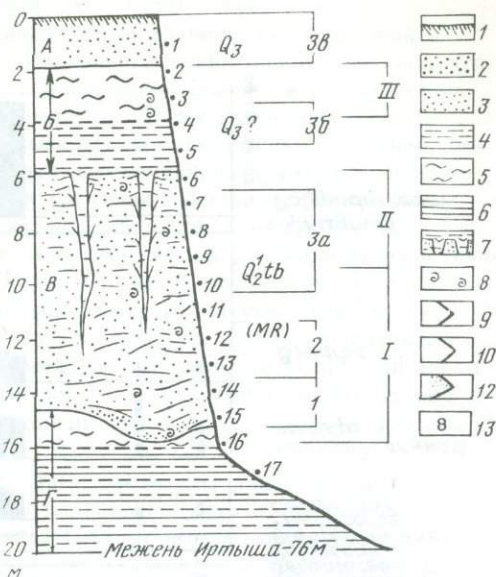
Слой В содержит раковины пресноводных моллюсков, не испытавшие значительного переотложения и несомненно синхронные вмещающему их осадку. Многие двустворчатые раковины захоронены в экземплярах в прижизненном положении. Обилие, видовой состав и облик раковин в различных частях слоя различны.

В верхней части слоя раковин относительно немного, а видовой состав их довольно бедный. Преобладают тонкостенные гастроподы. Отсюда собраны и определены следующие виды (зона II): *Galba palustris* Müll., *Planorbis planorbis* L., *Gyraulus albus* Müll., *Valvata* (*Cincinna*) *piscinalis* Müll., *Bithinia leachi* Shepp. Больше всего створок раковин *Corbicula fluminalis* Müll., принадлежавших мелким недоразвитым экземплярам.

В средней и особенно в нижней частях слоя раковин значительно больше. Самы раковины крупнее, видовой состав их богаче. Здесь найдены (зона I): *Radix pereger* Müll., *Galba palustris* Müll., *Planorbis planorbis* L., *Gyraulus* cf. *albus* Müll., *Valvata* (*Cincinna*) *piscinalis* Müll., *V. (C.) aliena* West., *V. pulchella*, *Litoglyphus naticoides* (Pfeiff), *Pisidium amnicum* Müll., *Sphaerium* (*Sphaeriastrum*) *rivicola* Lam., *S. (Sphaerium) scaldianum* Norm., *Unio pictorum* L. Особенно много створок и экземпляров *Corbicula fluminalis* Müll. Так же как и в верхней части слоя, этот мол-

Рис. 1. Строение и биостратиграфическая характеристика четвертичных отложений разреза правого берега Иртыша в районе пос. Ново-Троицкое

1 - почва; 2 - гравий и галька; 3 - песок; 4 - алеврит; 5 - суглинок; 6 - глина; 7 - погребенные морозобойные клинья; 8 - раковины пресноводных моллюсков; 9 - сумма пыльцы древесных растений; 10 - сумма спор; 11 - сумма пыльцы травянисто-кустарничковых растений; 12 - образцы на спорово-пыльцевой анализ; 13 - образцы на палинологические зоны и ассоциации; I-III - зоны раковин пресноводных моллюсков



люск господствовал в ценозе, но в средней и особенно в нижней частях слоя преобладают крупные и толстостенные раковины.

Постепенное изменение обилия, видового состава и облика раковин свидетельствует о том, что по мере накопления слоя В происходили постепенные однонаправленные весьма существенные изменения природной обстановки. Нижняя часть слоя формировалась в условиях климата, значительно более теплого, чем современный, средняя часть - в условиях относительно более прохладного климата, а верхняя - в условиях быстрого и прогрессивного похолодания. Особенно отчетливо ухудшение климата по мере накопления слоя В отразилось на все большем и большем угнетении преобладающего в ценозе моллюска *Corbicula fluminalis* Müll. Непосредственно позже завершения накопления указанного слоя, когда он на время вышел из-под уровня воды, климат стал настолько суровым, что появилась многолетняя мерзлота. Ранее накопившиеся осадки были разбиты сетью крупных и широких морозобойных клиньев.

И.А.Волков подчеркивает, что в разрезе у пос. Ново-Троицкое речные отложения сформировались в течение одного межледниковья. Накопление их началось в оптимуме этого межледниковья, а завершилось в его конце. Нет никаких оснований считать, что аккумуляция осадков здесь происходила в течение длительного отрезка времени.

Из песков с *Corbicula fluminalis* Müll. разреза у пос. Ново-Троицкое В.С.Зажигин по сборам разных исследователей определены костные остатки грызунов, принадлежащих *Citellus* sp., *Microtus gregalis* Pall., *M. oeconomus* Pall., *M. ex gr. arvalis* Pall., *Eolagurus luteus* Evers., *Lagurus lagurus* Pall., *Lemmus* cf. *obensis* Brants. Кроме того, наряду с четвертичными формами обнаружены переотложенные из миоценовых и средне-верхнеплиоценовых осадков *Microtodon* sp., *Proochotona* sp., *Mimomys* (*Cseria* aut *Villania*) sp., *M. (Microtomys) intermedius* New., *M. (Microtomys) ex gr. newtoni-pusillus*.

В.С.Зажигин отмечает, что заключение о геологическом возрасте песков полностью соответствует заключению по разрезу у с.Карташева, где отложения не могут быть древнее миндель-рисса. Все виды там также принадлежат степным и полупустынным элементам, за исключением тундрового *Lemmus* cf. *obensis*. Трудно представить, чтобы в конце первой половины среднего плейстоцена, в миндель-риссе, тундровые формы, типичные для перигляциальной зоны, проникали до широты г.Омска. Они появились позднее, по-видимому в эпоху самаровского оледенения, которое обусловило здесь развитие глубоких морозобойных клиньев. Остатки тундровых форм, вероятно, были заключены в алевриты, выполняющие клинья. Они оказались на одном уровне с песками и могли попасть в одну пробу. Так или

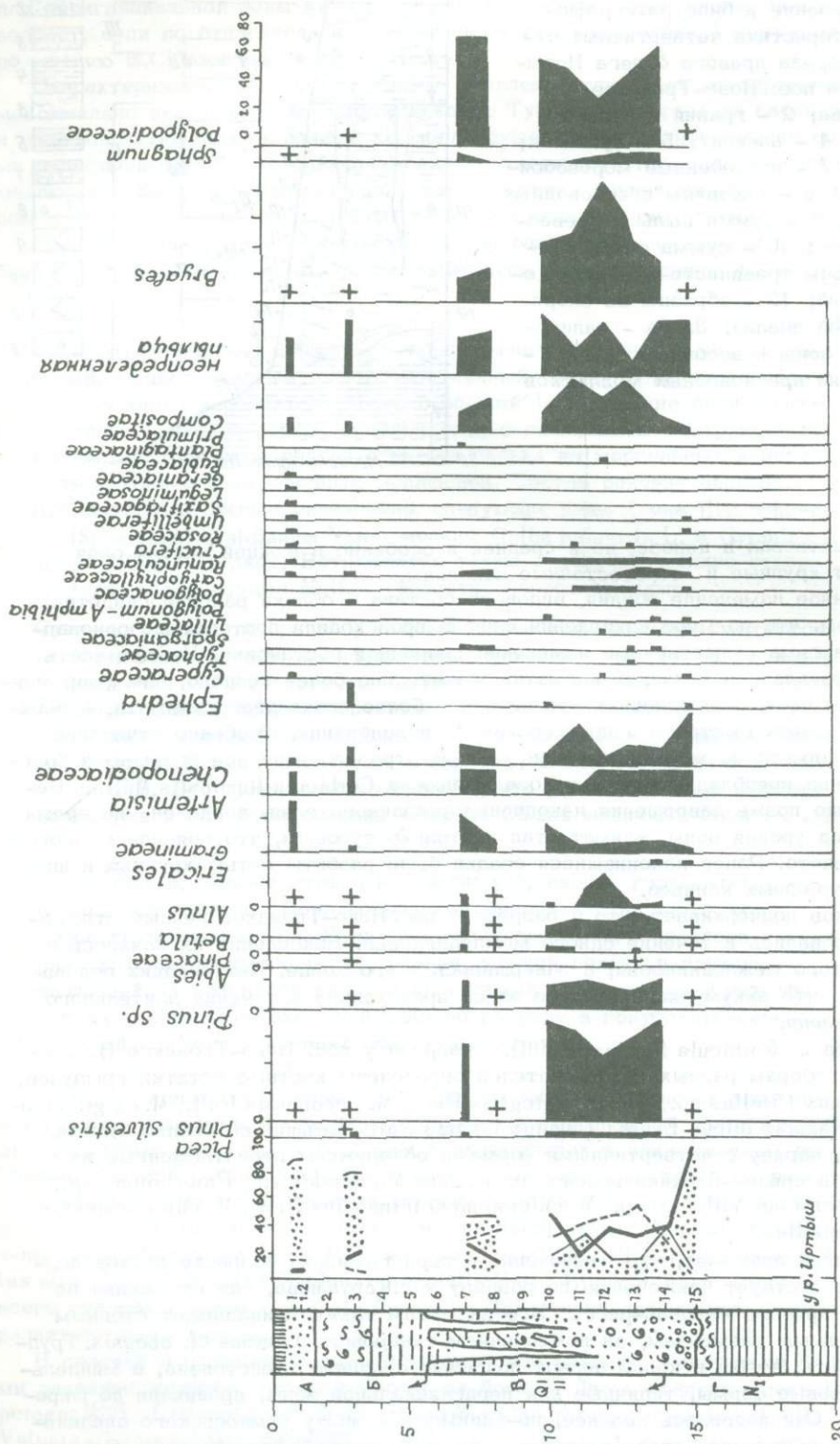


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма разреза четвертичных отложений у пос. Ново-Гроппкое на Иртыше. Условные обозначения - см. на рис. 1

иначе, но охарактеризованный комплекс грызунов, его приуроченность к разрезам и возрастная интерпретация нуждаются в дальнейшем уточнении.

Образцы из обнажения у пос. Ново-Троицкое были изучены В.С.Волковой и Т.П.Левиной на содержание спор и пыльцы. Палинологический анализ показал, что четвертичные осадки насыщены пыльцой и спорами неравномерно и резко отличаются по своей характеристике от нижеследующих третичных суглинков слоя Г. В слое Г В.С.Волковой отмечено господство пыльцы покрытосемянных растений, затем голосемянных и спор. Пыльца травянистых растений присутствует в очень малых количествах. Пыльца покрытосемянных растений принадлежит в основном ольхе и березе. Широколиственные породы представлены пыльцой *Quercus* sp., *Carpinus* sp., *Castanea* sp., *Corylus* sp. Среди пыльцы голосемянных растений господствующее положение занимает пыльца *Pinaceae* (*Pinus* aff. *silvestris*; *P. sibiriciformis*, *P. protacembra*, *P. silvestrifomis*). Пыльца *Tsuga* представлена двумя видами - *T. crispa* и *T. canadensis*, есть зерна *Picea* sp., *Abies* sp., споры принадлежат *Polypodiaceae*. Пыльца трав представлена семействами *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Leguminosae*, *Compositae*, *Sparganiaceae*. Подобные спорово-пыльцевые спектры-комплексы установлены для верхнеолигоценых - нижнемиоценовых отложений центральной части Западной Сибири.

Вышележащие пески с *Corbicula fluminalis* Mull. насыщены пыльцой неравномерно. Т.П.Левиной установлено, что на глубине 15 м (рис. 2) преобладает пыльца недревесных растений (93%), принадлежащая разнотравью, полыням и маревым. Здесь отмечено самое большое содержание маревых и встречена пыльца эфедры. Спектры отражают существование безлесных пространств, занятых разнотравно-полынно-маревыми ассоциациями, скорее всего, степного типа.

На глубине 10-14 м количество пыльцы древесных пород возрастает до 21-48% и спор - до 29-54%. Среди споровых растений доминируют папоротники и зеленые мхи, встречаются споры сфагновых (до 8%). Пыльца древесных пород принадлежит сосне и в значительно меньшей степени березе. В отдельных образцах отмечается довольно большое количество пыльцы ольхи. Пыльца травянистых растений составляет от 16 до 36% и представлена в основном полынями и разнотравьем. Иногда отмечается довольно большое количество пыльцы маревых. Встречается пыльца эфедры, увеличивается количество пыльцы сложноцветных. Постоянно присутствует пыльца водных растений семейств *Tyrphaceae* и *Sparganiaceae*. Спектры отражают появление лесостепи. По-видимому, среди полынно-марево-разнотравных ассоциаций существовали по долинам рек и вблизи водоемов березово-сосновые леса.

В отложениях выше 10 м многие образцы пыльцу и споры не содержат. Лишь в отдельных образцах преобладает пыльца травянистых растений, принадлежащая злакам, полыням и разнотравью. В образцах на глубине 7 и 8 м содержится довольно много спор, среди которых возрастает роль папоротников и уменьшается значение зеленых мхов. На глубине 8 м пыльцы древесных растений до 28%. Состав пыльцы древесных практически не меняется. В самой верхней части слой В пыльцу и споры не содержит.

В основании алевроитов слоя Б, там, где они затронуты мерзлотными процессами, микрофоссилии отсутствуют. Не исключено, что отсутствие здесь пыльцы обусловлено холодными климатическими условиями. Пыльца и споры вновь появляются на глубине 2-3 м от бровки обнажения, в суглинках слоя Б и в песках слоя А.

Палинологические данные позволяют предполагать развитие безлесных открытых пространств с различным составом травянисто-кустарничковой растительности. При накоплении суглинков слоя Б существовали полынно-марево-злаково-разнотравные ассоциации. Характерно присутствие эфедры (до 16%). Климат был более сухой, чем современный. Вышележащие пески (слой А) накапливались в условиях развития полынно-злаково-разнотравных ассоциаций.

Таким образом, для времени формирования отложений у пос. Ново-Троицкое выявлена следующая смена типов растительности

1. Безлесный тип растительности, представленный разнотравно-полынно-маревыми ассоциациями, вероятно, степного типа.
2. Березово-сосновая лесостепь.
3. Безлесный тип растительности с преобладанием различных ассоциаций: За - марево-полынно-злаково-разнотравные ассоциации; 3б - полынно-марево-разнотрав-

ные ассоциации, вероятно, степного типа; Зв – полынно-злаково-разнотравные ассоциации.

Фазы развития растительности в общем слабоизменчивы и маловыразительны, по ним трудно сделать заключение о климатических условиях, вызывавших смену растительности. Можно лишь отметить, что березово-сосновая лесостепь существовала, видимо, в условиях, близких к современным. Исчезновение древесной растительности, как следует из строения разреза и данных малакофауны, по-видимому, было связано с прогрессивным похолоданием климата. В общих чертах можно предполагать, что нижняя часть речных песков отлагалась в условиях климата значительно более теплого, чем современный, средняя – в условиях, близких к современным, а верхняя – в значительно более холодных, чем современный климат Среднего Иртыша. Этот вывод хорошо согласуется с постепенным обеднением обилия, видового состава и с изменением облика раковин пресноводных моллюсков вверх по разрезу.

На основании изложенного материала можно сделать следующие основные выводы:

1. Пески с *Corbicula fluminalis* Müll. и с сингильским комплексом млекопитающих распространены значительно шире, чем это принято считать (Татарское, Карташево, Ново-Троицкое). Такое заключение основано на непосредственном прослеживании строения разрезов и условий залегания песков в полевых условиях.

2. Присутствие отдельных представителей тираспольского комплекса, часто собранных в виде разрозненных остатков в нижней части обнажений или на бечевнике, еще не является доказательством их принадлежности именно к толще диагональных песков. Не исключено, что указанные остатки переотложены из нижнечетвертичных образований, залегающих стратиграфически ниже семейкинской свиты, или позднеплиоценовых.

3. Встречаемость костных остатков тираспольского комплекса свидетельствует о широком развитии в Прииртышье нижнечетвертичных отложений. В ряде случаев эти отложения лежат, по-видимому, на близких абсолютных отметках с миндель-рисскими песками и ошибочно смешиваются с ними.

4. Возраст тобольской свиты (диагональных песков с *Corbicula fluminalis* Müll.), так же как и тобольского горизонта в целом, следует ограничивать миндель-рисским межледниковьем.

Литература

- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971.
- Архипов С.А., Волкова В.С., Волков И.А., Мизеров Б.В., Николаев В.А., Троицкий С.Л. Материалы к обоснованию стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, 1967 (ротапринт).
- Вангенгейм Э.А., Жажигин В.С. Некоторые итоги изучения антропогенной фауны млекопитающих Западной Сибири. – В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965.
- Вангенгейм Э.А., Жажигин В.С. Фауны млекопитающих эоплейстоцена Сибири и их сопоставление с восточно-европейскими. – В сб.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии (к VIII конгрессу JNQUA в Париже, 1969 г.). М., "Наука", 1969.
- Волкова В.С. Четвертичные отложения низовьев Иртыша и их биостратиграфическая характеристика. Новосибирск, "Наука", 1966.
- Громов В.И. Материалы по изучению четвертичных отложений Омско-Барабинского района. – Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 28, 1940.
- Каплянская Ф.А., Тарноградский В.Д. Стратиграфия плейстоценовых отложений низовий рек Иртыша и Тобола. – В сб.: Материалы по четвертичной геологии и геоморфологии. Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 6, 1967.
- Нагорский М.П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышской впадины. – В сб.: Материалы по геологии Западной Сибири, № 13, Томск, 1941.
- Николаев В.А., Шумилова Е.В. Четвертичные прареки Западно-Сибирской низменности. – Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 27, 1962.
- Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат, 1961.

С.А. Архипов, Л.И. Галкина, А.Н. Зудин,
В.Я. Липагина

В последние годы на смену схемам, отражающим горизонтальное и спокойное залегание позднеплиоцен-четвертичных толщ Приобского плато (Православлев, 1933; Мартынов, 1964 и др.; Адаменко, 1968 и др.), появились стратиграфические схемы, рисующие в толщах плато многочисленные врезы и вложения. Однако одними исследователями этому элементу строения разреза плато придается второстепенное на фоне пластообразных тел значение (Нагорский, 1941; Москвитин, 1960; Адаменко, 1968, и др.), другим исследователям врезы и вложения представляются основной формой соотношения толщ плато (Зудин, 1969, 1970; Архипов, 1971). Различия между схемами достаточно очевидны лишь применительно к конкретным разрезам (рис. 1). Все схемы в известной мере субъективны, и их рассмотрение не входит в нашу задачу. Целью статьи является совместный анализ биостратиграфических и палеомагнитных данных.

Всеми исследователями признается, что разрез плато состоит из толщ с остатками териофаун, подобных позднепалеолитической (с элементами хазарской), тираспольской и таманской. Но значительная фрагментарность материала допускала размещение в одних и тех же хронологических рамках стратиграфических подразделений различного объема, конфигурации и литологического содержания (см. рис. 1). В процессе исследования нам удалось существенно восполнить объем биостратиграфических данных, исходя из которых мы оперируем здесь тремя группами слоев, индексируемых по альпийской шкале.

Предлагаемую корреляционную схему (рис. 2) обеспечивают более 600 местонахождений мелких и крупных млекопитающих, более 100 находок микрофауны (остракоды) и 20 палеомагнитных разрезов из 2,5 тыс. образцов.

В первую очередь рассмотрим разрезы, расположенные к северо-западу от г. Барнаула, у сел. Гоньба, Хорьково, Елунино, Старое Боровиково и Малиновка. Отличаясь некоторыми деталями литологии толщ и мощностями, все они достаточно уверенно коррелируются между собой. Представление о строении этих разрезов дает следующее их сводное описание сверху вниз:

Группа вюрмских и рисских слоев. Лёссовидные суглинки и супеси буровато-серые, с двумя-тремя маломощными почвами, в основной массе неслоистые, но местами с ленточно-слоистой текстурой. Последние иногда содержат инволюции и псевдоморфозы по ледяным клиньям. В зависимости от высоты обнажения мощность колеблется от 20 до 60 м, отметка нижней границы 165 м.

Группа миндельских слоев. Пески и суглинки с погребенными почвами, ритмично перемежающиеся в разрезе. У с. Елунина преобладают пески, суглинки с пятью-шестью почвами встречаются в средней и нижней частях разреза. У сел. Гоньба, Хорьково, Малиновка пески залегают внизу, а суглинки с несколькими сближенными почвами — вверху. Песчаные слои являются прекрасными маркирующим горизонтом за счет своей яркой белой и охристо-белой окраски на блеклом буровато-сером фоне вмещающих пород. Мощность от 35 до 50 м, отметка залегания 125-170 м.

Гюнцские слои. Представлены глинами и суглинками тяжелыми плотными, с мощными погребенными почвами. Видимая мощность колеблется от 3 до 10 м. Кровля располагается на отметках 120-135 м.

Разрез между селами Шелаболиха и Сибирка (еще дальше на СЗ от Барнаула) выглядит следующим образом:

Вюрмские и рисские лёссовидные суглинки с тонкими песчаными прослоями и базальным горизонтом (10-15 м) ложатся на поверхность с отметкой 165 м.

Миндельские слои. Пески с характерной белой, охристо-белой окраской (0,5-1,5 м), с остатками гумусового слоя размытой почвы и кротовинами.

Гюнцские слои. Представлены суглинками тяжелыми, буровато-серыми, плотными однородными, со слабо выраженными недоразвитыми почвами (15-18 м). В

В.А. Мартынов, 1965г
О.М. Адаменко, 1969г

А.Н. Зудин 1969г

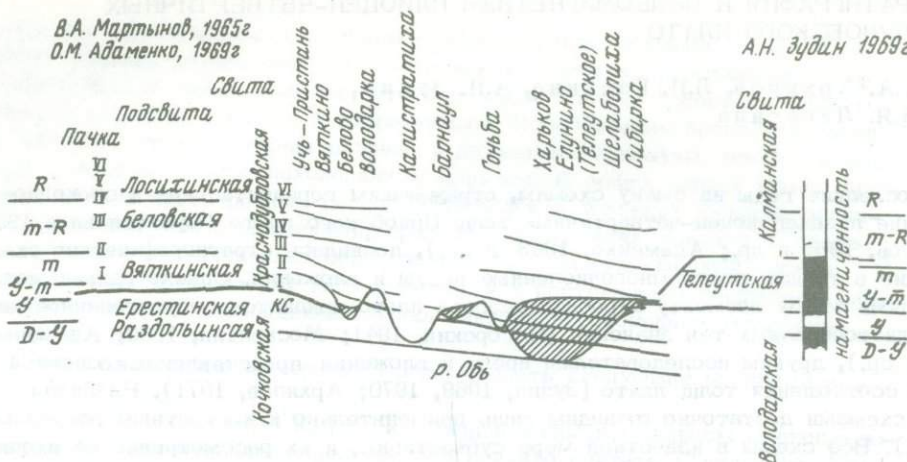


Рис. 1. Соотношение различного типа стратиграфических схем в разрезе Приобского плато

кровле наблюдаются признаки перехода в вышележащие пески. В сторону с.Сибирка суглинки выклиниваются. Ниже до уреза воды залегают тяжелые суглинки (25-40 м) плотные, буровато-серые и синевато-серые, с многочисленными мощными погребенными почвами. Кровля слоев располагается на отметках 130-160 м.

Остатки фауны в рассматриваемых разрезах распределены следующим образом (см. рис. 2): у с.Гоньба из почвы гонцских слоев происходят остатки *Mimomys* ex gr. *intermedius*, *Allophaiomys pliocaenicus* или *Pitymys* ex gr. *hintoni-gregaloides* - форм, свойственных фаунам таманского и тираспольского типов. У сел. Елунино и Малиновка из кротовин почв в основании миндельских слоев происходят: *Prolagurus* cf. *pannonicus* (на заключительной стадии развития), *Lagurus posterius* (раннего типа) или *L. ex gr. pannonicus-posterius*, *Pitymys* ex gr. *hintoni-gregaloides*, *Citellus erythrognis* cf. *palaeosibiricus*, *Myospalax* sp. или *Prosiphueus* sp. Исходя из состава и особенностей филогенетического развития лагурид (Zazhigin, 1970), фауна этих местонахождений интерпретируется как переходная между фаунами, сравнимыми с таманской и тираспольской Европейской части СССР. Из погребенных почв, принадлежащих миндельским слоям этих разрезов, собраны многочисленные остатки *Lagurus transiens*, *Prolagurus posterius* - us, *Pitymys* ex gr. *hintoni-gregaloides*, *P. gregalis*, *Mimomys* ex gr. *intermedius*, *Myospalax* sp., *Citellus erythrognis* cf. *palaeosibiricus*, *Microtus* cf. *oeconomus*, *Sorex* sp.

Из крупных позвоночных в миндельских слоях найдены (?) *Allohippus* sp. (очень примитивная крупная форма), *Archidiskodon* sp. *Artiodactyla* (очень крупная).

Возраст верхней границы этих слоев определяется по находкам в разрезах сел. Гоньба, Хорьково, Ст. Боровиково, Малиновка остатков *Microtus gregalis*, *M. oeconomus*, *Pitymys* ex gr. *hintoni-gregaloides*, *Lagurus transiens*, *Myospalax* sp., *Lepus* sp., *Lagurus* sp. (*transiens* или *lagurus*). Кроме того, в обнажении у с. Малиновка обнаружены остатки предположительно среднечетвертичной *Equus caballus* sub sp. У с. Ст. Боровиково найдены *Elephas* s.l. (не *A. meridionalis* и не *M. primigenius* поздний), а у сел. Хорьково и Гоньба - *Mammuthus* sp. (фрагмент P⁴ и M¹) или *Elephas* s.l.

В основании толщи лёссовидных суглинков встречены остатки грызунов не древнее хазарских, а в вышележащих осадках - остатки форм, сравниваемых с позднелолитическими. Так, в разрезе у сел. Гоньба, Хорьково и Ст. Боровиково встречены *Eolagurus luteus*, *Lagurus* sp. (*transiens* или *lagurus*), *Pitymys* ex gr. *gregaloides* - *hintoni* или *Microtus gregalis*, *Citellus erythrognis*, *Myospalax myospalax*, а

из крупных млекопитающих *Ursus spelaeus rossicus* Bisor *priscus*, датируемые не древнее миндель-рисса.

Исходя из изложенных материалов, териофауна миндельских слоев сравнима с тираспольской Европейской части СССР, а возраст верхней границы слоев определяется как поздний миндель — ранний миндель-рисс.

В разрезе у с. Шелаболиха из погребенных почв суглинистых слоев гюнца практически по всему разрезу найдены *Prolagurus pannonicus*, *Allophaiomys pliocaenicus*, *Pitymys* ex. gr. *hintonigregaloides*, *Citellus erythrogenis palaeosibiricus* (архаичный). Аналогичная фауна собрана и в кротовинах размытой почвы миндельских песков. По составу лагурид фауна у с. Шелаболиха сравнима с таманской Европейской части СССР при определении возраста вмещающих слоев гюнцем — гюнц-минделем альпийской шкалы.

В базальных слоях вюрмских и рисских лессовидных суглинков у с. Шелаболиха собраны остатки *Mammuthus primigenius*, *Eolagurus luteus*, *Lagurus* sp., *Myospalax myospalax* и др., определяющие их возраст не древнее рисса.

Весьма интересные результаты получены при микрофаунистических исследованиях.

В разрезах у сел. Гоньба, Елунино, Малиновка суглинки, подстилающие слои с млекопитающими тираспольского типа, содержат ассоциацию остракод с *Limnocythere scharapovae*, *L. brevis*, *L. grinfeldi*, *L. flexa*, *L. sanctipatricii*, *Illyocypris bradyi*, *Il. bella*, *Candona neglecta*, *C. rostrata*, *C. rectangulata*, *O. sarsi*, *C. combibo*, *Candoniella subellipsoida*, *C. albicans*, *Eucypris foveatus*, *Cyclocypris laevis*. По Т.А. Казминой (1970) данная ассоциация именуется кочковским комплексом.

В группе миндельских слоев обнаружена ассоциация с *Limnocythere aff. scharapovae* — *vara*, *L. inopinata*, *L. manjetschensis*, *L. flexa*, *L. grinfeldi*, *L. sanctipatricii*, *L. brevis*, *Candona neglecta*, *C. arcina*, *Candoniella subellipsoida*, *C. albicans*, *Illyocypris bradyi*, *Il. bella*, *Eucypris foveatus*, *E. crassa*, *Cyclocypris laevis*, *Potamocypris* sp., *Baturinella* sp., *Zonocypris membranacea*, *Darvinaula stevensoni*. От предыдущей она отличается возрастающей ролью *Limnocythere inopinata*, *L. manjetschensis*, *L. grinfeldi*, *Candona arcina*, *Potamocypris* sp., *Baturinella* sp., придающих этой группировке существенно более молодой облик. Наиболее же характерным ее элементом является форма *Limnocythere aff. scharapovae* — *vara*. Отсутствие бугорка и небольшое уплощение отличают ее от типичной *L. scharapovae*, но вместе с тем по своей форме и ячеистой скульптуре это еще не типичная *L. vara*.

В перекрывающих рисс-вюрмских слоях встречаются остракоды ассоциации с *Limnocythere vara*, *L. inopinata*, *L. flexa*, *L. manjetschensis*, *L. dorsotuberculata*, *L. sanctipatricii*, *L. negadaevi*, *Candona neglecta*, *C. arcina*, *C. candida*, *C. fa- baeformis*, *C. rostrata*, *C. sarsi*, *C. convexa*, *Eucypris foveatus*, *E. crassa*, *Cyclocypris laevis*, *Candoniella subellipsoida*. По Т.А. Казминой (1970) это красnodубровский комплекс.

Послойный микрофаунистический анализ выявил, что в разрезе исследуемых толщ описанные "лимноцитеровые" ассоциации остракод чередуются с обедненными "кандоновыми" группировками. Последние представлены *Candona neglecta*, *C. rostrata*, *C. sarsi*, *C. candida*, *C. combibo*, *Candoniella subellipsoida*, *C. albicans*, *Illyocypris bradyi*, *Il. bella*, *Eucypris foveatus*, *E. crassa*.

Эти группировки изобилуют транзитными видами и нередко не содержат коррелятивных форм, что существенно осложняет (при изолированном рассмотрении) их стратиграфическую привязку. Остракоды этих ассоциаций принадлежат преимущественно видам, легко выживающим в засушливых условиях. Единичными экземплярами иногда представлены солоноватоводные организмы (*Cyprinotus salinus*). Очевидно, "кандоновые" группировки свидетельствуют о периодах иссушения климата. Мы вынуждены пока предполагать, что колебания влажности, по-видимому, сопровождалась и колебаниями среднегодовых температур. Эти колебания климата несомненно повлияли на процесс эволюции микрофауны. По крайней мере два засушливых века совпадают с рубежами видовых изменений линии *Limnocythere scharapovae* — *L. vara*. Как приведенные здесь материалы, так и наблюдения Т.А. Казминой (неоднократные устные сообщения) о филогенетической преемственности видов *L. scharapovae* — *L. aff. scharapovae* — *vara* — *L. vara* исключают возможность

повторения ассоциации с *L.scharapovae* выше, в разрезе плиоцен-четвертичных толщ района. Можно надеяться, что некоторые лимнолиты, возможно, приобретут в будущем значение зональных видов.

Палеомагнитные исследования разрезов Приобского плато проводятся начиная с 1967 г. (Поспелова и Зудин, 1967; Зудин, Поспелова, 1970; Поспелова и Ларионова, 1971). По материалам коллекции, представленной в данной работе, установлено, что анализируемые осадки принадлежат к типу слабомагнитных образований $-\vec{I}_n^{\uparrow} = 0,5 \div 150 \cdot 10^{-6}$ гс при $\alpha = 5 \div 150 \cdot 10^{-6}$ ед. CGS M/гр. Специальными исследованиями З.Н. Гнибеденко для некоторых разрезов Приобского плато показано, что основная роль в составе \vec{I}_n^{\uparrow} осадков принадлежит стабильной детритовой намагниченности ($\vec{I}_{Г0}^{\uparrow}$). По нашим данным, из палеогеографических реконструкций по литологическим и палеобиологическим материалам следует, что толщи Плато формировались преимущественно в аридных условиях. Возможности для сингенетических и постседиментационных миграций железа были весьма ограничены. Минералогия ферромагнитной фракции и терригенная микроскопия, анализ Q_n -фактора, результаты "временной чистки", терморазмагничивания и размагничивания переменными магнитными полями показали, что несинхронная химическая намагниченность в осадках отсутствует, \vec{I}_n^{\uparrow} содержит стабильную детритовую намагниченность $\vec{I}_{Г0}^{\uparrow}$, практически единственным видом вторичной намагниченности является вязкая $\vec{I}_{ГV}^{\uparrow}$ достигающая $0,5-0,9|\vec{I}_n^{\uparrow}|$. Доля вязкой намагниченности в составе \vec{I}_n^{\uparrow} определялась путем сравнения кривых терморазмагничивания \vec{I}_n^{\uparrow} , и $\vec{I}_{Г1}^{\uparrow}$, так как \vec{I}_n^{\uparrow} , связанная с низкотемпературными ферромагнитными фазами, нередко составляет до $0,5 \vec{I}_n^{\uparrow}$. Для массовой чистки образцов коллекции было применено переменное магнитное поле, амплитудные значения которого выбирались таким образом, чтобы обеспечить размагничивание доли \vec{I}_n^{\uparrow} сравнимой с долей $\vec{I}_{ГV}^{\uparrow}$ в \vec{I}_n^{\uparrow} . Результаты чистки всех образцов коллекции легли в основу при составлении палеомагнитных разрезов.

Палеомагнитные разрезы у сел. Гоньба, Елунино, Ст.Боровиково и Малиновка абсолютно тождественны. Лёссовидные суглинки и супеси вюрмских и рисских слоев обладают прямой намагниченностью. В пределах этой зоны, датируемой эпохой Брюнеса, зафиксированы небольшие флюктуации направления \vec{I}_n^{\uparrow} ($D = +10-15^\circ$, $j = +5-7^\circ$). В переломных моментах этих флюктуаций зафиксированы узкие интервалы аномальной намагниченности, где поведение вектора \vec{I}_n^{\uparrow} напоминает таковое в инверсионной зоне. Число аномальных интервалов и характер их четко коррелируются от разреза к разрезу, а некоторые и за пределами данной группы обнажений. Осадки миндельской и гюнцской групп слоев обладают преимущественно отрицательной намагниченностью. В отрицательной зоне, датируемой эпохой Матуйямы (свыше 0,7 млн. лет), зафиксированы три-четыре интервала прямой намагниченности. Занимая строго определенное место в разрезе отрицательной зоны миндельских слоев, они четко коррелируются от разреза к разрезу и за пределами данной группы обнажений, что дает основание признать их вероятное соответствие, как предложено А.Н. Зудиным и Г.А. Поспеловой (1970), векам прямой полярности геомагнитного поля Ярмилло, Гилза и Олдувей по стандартной шкале (Сох, 1969). Аномальные интервалы в разрезе отрицательной зоны выражены менее четко, нежели в зоне Брюнеса.

В палеомагнитном разрезе у сел. Шелаболиха и Сибирка зона прямой намагниченности кроме лёссов охватывает также значительную часть суглинистых слоев с грызунами таманского типа. В настоящее время палеомагнитологи еще не располагают надежными критериями разделения разновозрастных зон одного знака. Из биостратиграфических же данных ясно, что суглинки с прямой намагниченностью и таманскими грызунами древнее отрицательной зоны миндельских слоев Гоньбы - Малиновки. Таким образом, в разрезе у сел. Шелаболиха и Сибирка по базальному слою лёссов контактируют разновозрастные положительные палеомагнитные зоны.

В низах положительной и верхах отрицательной зон у с.Шелаболиха зафиксировано по узкому интервалу противоположной полярности, а в разрезе у с.Сибирка суглинки с многочисленными почвами обладают намагниченностью аномального типа.

Следующая группа разрезов расположена к югу от г.Барнаула, между селами Володарка и Учъ-Пристань. Обнаженность здесь практически непрерывная и разрез однотипен, за исключением обнажений ниже с.Вяткина.

К группе вюрмских и рисских слоев относятся суглинки и супеси лёссовидные, буровато-серые, карбонатные, с редкими погребенными почвами (до 4 шт. на 60-70 м разреза), с достаточно мощными интервалами ленточно-слоистых разностей, с криотурбациями. В подошве наблюдаются базальные образования. Мощность слоев от 20 до 70 м. Отметки подошвы 165-175 м.

Миндельские слои ниже с.Вяткина представлены разнозернистыми песками с погребенными почвами (10-12 м).

Гюнцские слои образованы суглинками буровато-серыми и сизыми у воды, плотными, неслоистыми, с мощными погребенными почвами (5-6 шт.). Мощность от 10-12 до 35-40 м. Отметки кровли 165-175 м. Кровля несет следы длительного перерыва в виде аномально мощной почвы со сложным профилем и даже профиля химического выветривания.

Из кротовин погребенной почвы в кровле слоев гюнца извлечены остатки *Lagurus lagurus*, *Microtus gregalis*, *M. oeconomus* и другие, тогда как материнская порода почвы содержит остатки *Archidiskodor wüsti*. (Ряпина, 1962 г.). Это подтверждает наличие перерыва между гюнцской и вюрмско-рисской группами слоев в разрезах у сел Учъ-Пристань, Вяткино, Белово, Володарка, что отмечал по петрографическим данным еще М.П. Нагорский (1941).

Из разреза ниже с.Вяткина известен комплекс грызунов, коррелируемый В.С.Зажигиным (1966) с миндельскими фаунами Европы. Наш материал также собран из этого костеносного слоя, который приурочен к пескам в 12-15 м от воды под загипсованной погребенной почвой. Из почвы происходят кости конечности (в анатомическом порядке) и разрозненные зубы *Equus sp.* крупной архаичной формы, которую можно "синхронизировать с кабалоидными лошадьми типа мосбахской" (из заключения Э.А. Вангенгейм).

Между селами Белово и Володарка из погребенных почв гюнцской группы слоев происходят *Lagurus aff. transiens* (раннего типа), *Pitymys ex. gr. hintoni-gregaloides* (раннего типа), *Myospalax aff. myospalax* (с низкой коронкой и маркой) гюнц-миндель-раннеминдельского возраста. По мнению В.Е. Ряпиной (1962 г.), из этой же толщи происходит найденный на бечевнике *Paracemmlus cf. alutensis*. Погребенные почвы гюнцских слоев ниже с.Вяткина содержат остатки *Allophiphux ex. gr. robustus* (Ряпина, 1962 г.), *Prolagurus pannonicus*, *P. ex. gr. pannonicus-arancae*, *Miomys newtoni-pusilus*, *M. cf. coelodus*, *M. ex. gr. intermedius* *Pitymyx ex. gr. hintoni-gregaloides*.

У сел.Белово, Володарка и Учъ-Пристань из гюнцских слоев близ уреза воды выделены остракоды ассоциации с *Limnocythere scharapovae*, а близ кровли у с. Вяткина - остракоды "кандоновой группировки".

Палеомагнитными исследованиями установлено, что отрицательной намагниченностью в этих разрезах обладают лишь низы суглинистых гюнцских слоев с мощными погребенными почвами, подобно тому, что имеет место в разрезе у с.Шелаболиха. В отрицательной зоне фиксируются узкие интервалы прямой намагниченности. Из биостратиграфических данных следует, что осадки, обладающие отрицательной намагниченностью, не однообразны. Граница отрицательной зоны и узкий интервал прямой намагниченности у с.Белова имеют гюнц-миндель-раннеминдельский возраст, а у с.Вяткина - гюнц-миндельский и, таким образом, коррелируются соответственно с различными интервалами отрицательных зон Гоньбы - Малиновки и Шелаболихи (см. рис. 2). Изолированное рассмотрение разреза у с.Белова, на который были спроектированы биостратиграфические данные из других разрезов Приобского плато, привели А.Н. Мотузко, С.С. Фаустова (1909), А.А. Свиточа, С.С. Фаустова и др. (1972) к ошибочному выводу, что здесь кровля отрицательной зоны соответствует рубежу 0,69 млн.лет.

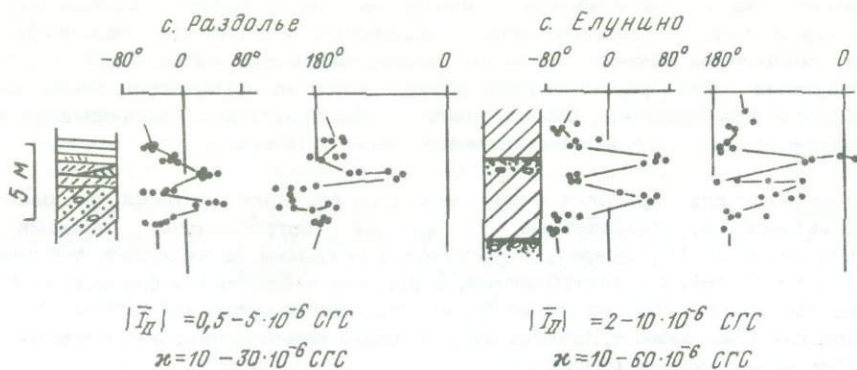


Рис. 3. Поведение вектора первичной намагниченности в век Гилза

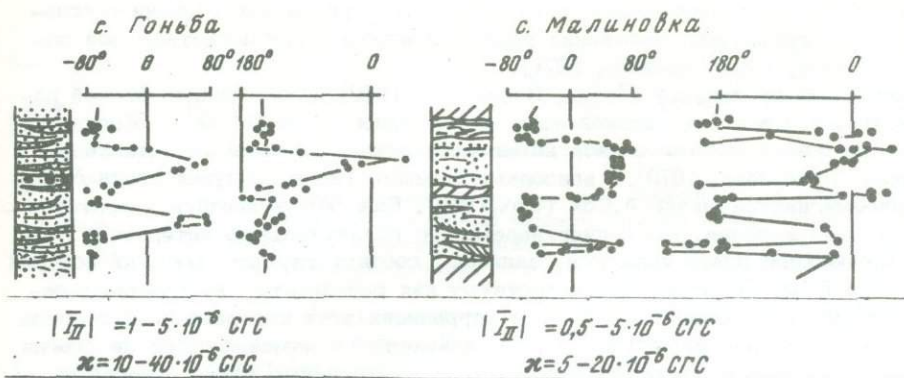
Миндельские слои в разрезе ниже с. Вяткина находятся в положительной палеомагнитной зоне. Относительно возраста этой прямой намагниченности можно высказать две, пока равновероятные, точки зрения. Либо это низы зоны Брюнеса, либо это "запись" одного из веков прямой полярности эпохи Матуямы.

Остановимся кратко на разрезе между устьем р. Калманки и с. Бураново, уже рассматривавшихся нами ранее (Архипов, Вотях, Казмина, 1968 г.; Зудин, Паньчев, 1968 г.). Здесь под рисскими и вюрмскими лёссовидными суглинками и супесями (около 20 м) залегают песчаные аллювиальные слои (18-19 м) с базальным горизонтом. Под ним, выступая над Обью на 5-6 м, идут суглинистые породы, прослеженные под урез воды скв. 487 до глубины 50-55 м.

Аллювиальные пески изобилуют остатками млекопитающих смешанного, резко разновозрастного состава с *Machairodus* sp. (определение В. Гончарова), *Equus*? ex gr. *süssenbomensis*-*mosbachensis*, *Mammuthus* cf. *primigenius*, *Prolagurus pannonicus*, *Lagurus lagurus*, *Eolagurus luteus*, *Microtus gregalis*, *M. oeconomus* и др.

В базальном слое аллювия содержатся многочисленные раковины моллюсков, среди которых захороненные в прижизненном положении раковины *Unio tumidus*, *U. ex gr. pictorum*, *U. ex gr. crassus*, *Corbicula fluminalis* (А. Л. Челалыга и А. А. Стеклов) местами образуют небольшие ракушняковые банки. По комплексу малакофаунических и палеотериологических данных вмещающие осадки не моложе миндельрисса. В лёссовидных породах над аллювием собрана обильная фауна позднечетвертичного облика с *Lagurus lagurus*, *Eolagurus luteus* и др.

В суглинистых отложениях на глубине 50-25 м ниже уреза воды р. Оби (в скв. 487) обнаружен богатый комплекс остракод с *Limnocythere scharapovae*, *L. ornata*, *L. producta*, *L. seducta*, *L. sanctipatricii*, *Candora rostrata*, *C. candida*, *C. sarsi*, *C. neglecta*, *C. combibo*, *C. condata*, *C. stagnalis*, *Illyocypris bradyi*, *Il. bella*, *Il. salebrosa*, *Il. gibba*, *Candoniella subellipsoida*, *C. albicans*, *Eucypris foveatus*, *Cyclocypris laevis*, *Eucypris crassa*, *Zonocypris membranae*. По наличию *Illyocypris bella* (появление), *Il. salebrosa*, *Limnocythere ornata*, *L. scharapovae*, *L. seducta*, *Zonocypris membranae* эта ассоциация тождественна кочковскому комплексу Т. А. Казминой (1969). Вместе с тем она архаичнее ассоциации с *Limnocythere scharapovae* в группе разрезов Гоньба - Малиновка. Это связано с наличием *L. ornata*, *Illyocypris salebrosa* и отсутствием *Limnocythere brevis*, *L. grinfeldi*, *Candora rectangulata*. Выше по разрезу скважины, на глубине 20-15 м встречена кандоновая группировка, характеризующая, по-видимому, иссушение климата. В обнажении, в осадках над базальным горизонтом аллювия по всему разрезу встречена ассоциация с *Limnocythere vara*, *L. grinfeldi*, *L. inopinata*, *L. manjtschensis*, *L. dorsotuberculata*, *L. sanctipatricii*, *Candora neglecta*, *C. arcina*, *C. fabaeformis*, *C. sarsii*, *C. rostrata*, *C. candida*, *Candoniella subellipsoida*, *C. albicans*, *Cyclocypris laevis*, *C. globosa*, *Eucypris foveatus*, *Illyocypris bradyi*, *Il. gibba*, *Il. bella*, *Cyprideus littoralis*, *Cryptocandoda* sp., *Cypridopsis vidua*. Снизу - вверх в этой части разреза прослеживается также процесс постепенного омоложения ассоциации за счет роста роли *Limnocythere manjtschensis*, *L. inopinata*, *Eucypris foveatus*, *Cyclocypris laevis*, *Candona sarsi*, *Cypridopsis vidua*.



Но палеомагнитным данным видимая часть разреза сложена породами с прямой намагниченностью. Исходя из палеозоологических материалов, по базальному горизонту аллювия в этом разрезе контактируют разновозрастные положительные палеомагнитные зоны.

В разрезе Приобского плато выше устья р. Барнаулки тяжелые суглинки с остатками *Archidiskodon cf. meridionalis* (Ряпина, 1962 г., и др.) обладают прямой намагниченностью. Прямая намагниченность слоев с *Archidiskodon meridionalis* зафиксирована в разрезе у с. Усть-Таловка (юго-западный Алтай, Курьинский район), где они перекрываются слоями с отрицательной намагниченностью и с остатками виллафранк-миндельской *Allohippus sp.* (определение И. Вислобоковой). Кизихинская фауна (с. Кизиха, Поспелихинского района), сравнимая, по представлениям В. С. Зажигина (1966), с таманской, также захоронена в осадках с прямой намагниченностью. По комплексу данных все эти разрезы уверенно коррелируются с гюнц-гюнц-миндельскими прямо намагнитными толщами у сел Сибирка, Шелаболиха, Вяткино, Учь-Пристань, Калистратиха (?).

Исходя из микропалеонтологических данных, можно усомниться в принадлежности костеносного слоя в с. Кизиха к таманскому веку. Хотя в соответствии с терофауной прямая намагниченность толщи также представляется значительно старенной ($Q_n = 0,02 \div 0,2$, $|\bar{I}_{TV}| = 0,5-0,6 |I_n|$), в ней тем не менее содержится ассоциация остракод, объединяющая исключительно свежие створки позднечетвертичных форм и архаичного облика форм, принадлежащих ассоциации с *Limnosythere aff. schagarovae* - *vara*.

Разрез у с. Раздолье известен захоронением раздольинского комплекса грызунов, сравниваемого В. С. Зажигиным (1966) с таманским, но заметно более прогрессивного, нежели кизихинский. При микропалеонтологических исследованиях в костеносных слоях, выше и ниже их обнаружена ассоциация остракод с *Limnosythere aff. schagarovae* - *vara* в ее раннем варианте. Палеомагнитные исследования обнаружили здесь зону отрицательной намагниченности со сближенными прямым и анамальным горизонтами, четко коррелируемыми по характеру флюктуаций I_n^0 с соответствующими горизонтами в основании отрицательной зоны миндельских слоев сел. Гоньба и Малиновка (рис. 3).

Из изложенного выше материала видно, что палеомагнитный разрез Приобского плато достаточно сложен и меняется от одной группы обнажений к другой. В палеомагнитные зоны одного знака попадают слои с разновозрастной фауной. Положительной намагниченностью обладают вюрмские и рисские слои всех разрезов Плато, миндельские - у с. Вяткина, гюнц-миндель - раннеминдельские - у сел. Белово и Володарка, гюнц-гюнц-миндельские - между селами Вяткино и Белово, у г. Барнаула, сел. Усть-Таловка, Кизиха, Шелаболиха. Отрицательной намагниченностью обладают миндельские слои у сел. Гоньба, Хорьково, Елунино, Малиновка; гюнц-миндельюнцские слои - у сел. Учь-Пристань, Вяткино, Белово, Володарск, Гоньба, Малиновка, Шелаболиха и др. Уже одного этого перечня достаточно, чтобы увидеть, что начиная с миндель-миндель-рисса в палеомагнитном разрезе плато сосуществуют, чередуются, отрицательная и положительная намагниченности.

В конкретных разрезах часто приходится допускать в различной степени обособленное биостратиграфически наложение разновозрастных палеомагнитных зон одного знака (Зудин, 1969; Архипов, 1971).

Из предыдущих публикаций (Зудин, Поспелова, 1970) и материалов данной работы известно, что в отрицательной зоне миндельских слоев Гоньбы - Малиновки есть узкие интервалы положительной намагниченности. Они были сопоставлены ранее (Зудин, Поспелова, 1970) с эпизодами Ярмилло, Гилза, Олдувей эпохи Матуямы по палеомагнитной шкале А.Сох (Сох, 1969). Еще раз обращаясь к критической оценке этих выводов, мы подчеркиваем, что положительные интервалы зоны Матуямы Приобского плато являются "записью" соответствующих событий истории геомагнитного поля. Об этом свидетельствуют как результаты лабораторных палеомагнитных исследований, так и четкая корреляция этих интервалов от разреза к разрезу на расстояние до 250 км, вне зависимости от изменяющейся литологии и флюктуаций скалярных магнитных параметров. Аналогичные узкие интервалы противоположной полярности есть и на других участках сводного разреза плато.

Наиболее убедительные данные сейчас можно представить для интервала, коррелируемого с эпизодом Гилза. Этот двоякий интервал (верхний положительный, нижний аномальный: $D = 160-200^{\circ}$; $j = +60-65^{\circ}$) прослежен в отрицательных зонах четырех удаленных разрезов, где он уверенно датирован в узком диапазоне переходного периода таманско-тираспольских грызунов и раннего этапа трансформации *Limnocythere scharapovae* - *L. vara* (см. рис. 3).

Таким образом, смена фауны гюнца на миндельскую произошла в век Гилза (1,7-1,8 млн. лет), а фауны минделя на фауну ресса и вюрма - близ инверсии Брюнеса-Матуямы (0,69 млн. лет). Этот вывод находится в противоречии с имеющимися представлениями, согласно которым смена таманской фауны на тираспольскую произошла на рубеже 0,6-0,7 млн. лет. Объяснить данное противоречие здесь мы не беремся.

Вместе с тем трудно согласиться и с Г.А.Поспеловой (Поспелова и Ларионова, 1971), полагающей, очевидно в поисках выхода из создавшегося положения, что положительные интервалы зоны Матуямы в селах Гоньба и Елунино отражают пробелы палеомагнитной шкалы А.Сох (Сох, 1969). Распространяя зону Матуямы до кровли павлодарской свиты (ранний плиоцен), в разрезе скважин Г.А.Поспелова находит еще ряд "пробелов" на "стандартной шкале". Эти попытки ведут к утере палеомагнитными данными своей объективной значимости и, следовательно, всякого стратиграфического смысла.

Сопоставляя данные по палеомагнетизму и ископаемым млекопитающим с материалами микропалеонтологических исследований, мы также обнаруживаем расхождения с общепринятыми представлениями. Так, по данным Т.А.Казминой (1969), так называемый кочковский комплекс остракод с *Limnocythere scharapovae* датируется раннечетвертичным временем. Вслед за Т.А.Казминой мы видим, что пресноводные формы, составляющие эту ассоциацию, характерны в качестве примесных для комплекса остракод морских бакинских отложений Прикаспия. Это, казалось бы, дает основание для соответствующих корреляций. Однако в разрезах плато данный комплекс остракод содержится в слоях с остатками млекопитающих таманского типа и лишь более прогрессивная ассоциация с *Limnocythere aff. scharapovae* - *vara* - в слоях с остатками форм тираспольского типа. Обе ассоциации в разрезе плато характеризуют слои с отрицательной намагниченностью и, таким образом, выходят за пределы четвертичного периода по схеме МСКа.

Выполненное исследование, на наш взгляд, поднимает и ставит на обсуждение интересные факты и проблемы, возникшие при изучении разрезов Приобского плато, позитивное решение которых, несомненно, имеет важное значение для стратиграфии плиоцен-четвертичных толщ не только Сибири.

В заключение необходимо отметить, что наше исследование было бы немыслимо без определений и консультаций В.И.Громова, Э.А.Вангенгейм, В.С.Зажигина, С.С.Фаустова и И.А.Зоткевича. Нашу первую обобщающую работу мы посвящаем своему товарищу Маркиной Аквилегии Борисовне, погибшей при изучении разреза плато у с.Гоньба.

Литература

- Адаменко О.М. О возрасте и расчленении краснодубровской свиты Об-Чумышского плато. - В сб.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., "Наука", 1968.
- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971.
- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С. Фауна млекопитающих эоплейстоцена Сибири и их сопоставление с восточноевропейскими. - В сб.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., "Наука", 1969.
- Зажигин В.С. Стратиграфическое значение фауны мелких млекопитающих эоплейстоцена Западной Сибири. - Бюллетень Комиссии по изучению четверт. периода, № 32, 1966.
- Зудин А.Н. Статус кочковской и краснодубровской свит. - В сб.: Проблемы региональной геологии и петрографии, методы геохимических и геофизических исследований. Новосибирск, "Наука", 1969.
- Зудин А.Н., Поспелова Г.А. О возрастном положении плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато по палеомагнитным данным. - Докл. АН СССР, 1970, т. 196, № 6.
- Казмина Т.А. Стратиграфия и остракоды верхнего плиоцена и нижнечетвертичных отложений юга Западно-Сибирской равнины. Автореф. канд. дисс. Новосибирск, 1970.
- Мартынов В.А. Путеводитель экскурсии Всесоюзного совещания по изучению четвертичного периода. Новосибирск, 1964.
- Москвитин А.И. Опыт применения единой стратиграфической схемы к четвертичным отложениям Западной Сибири. - Труды ГИН АН СССР, вып. 26, 1960.
- Мотузко А.Н., Фаустов С.С. О стратиграфическом положении границы палеомагнитных эпох Брюнеса и Матуймы в разрезе Белово (Приобское плато). - В сб.: Хронология ледникового века. Д., 1969.
- Нагорский М.П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозоя Обь-Чумышского плато. - Материалы по геологии Западной Сибири, вып. 13 (55), 1941.
- Поспелова Г.А. и Зудин А.Н. О расчленении плиоцен-четвертичных отложений Приобского плато по палеомагнитным данным. - Геология и геофизика, 1967, № 6.
- Поспелова Г.А. и Ларионова Г.Я. Палеомагнитные исследования кернa плиоцен-четвертичных отложений Приобского плато. - В сб.: Хронология ледникового века. Л., 1971.
- Православлев П.А. Приобье Кулундинской степи. - Материалы по геологии Западно-Сибирского края, вып. 6, 1933.
- Свиточ А.А., Фаустов С.С. и др. Некоторые результаты изучения разреза Белово (Приобское плато). - В сб.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Изд-во МГУ, 1972.
- A. Cox. Geomagnetic reversals. - Science, v. 163, 1969.
- Zazhigin V.S. Significance of Lagurins (Rodentia, Microtinae, Lagurini) for the Stratigraphy and Correlation of Eopleistocene deposits of Eastern Europe and Western Siberia. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, v. 8, 1970.

БИТЕКЕЙСКИЙ КОМПЛЕКС ПРЭСНОВОДНЫХ МОЛЛЮСКОВ ЭОПЛЕЙСТОЦЕНА ЮГА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ И СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА

В.С.Зыкин

Битекейский малакологический комплекс характеризует нижнеэоплейстоценовые речные отложения битекейской свиты Северного Казахстана и южной части Западной Сибири. Первое упоминание о фауне битекейского комплекса приведено в работе Ю.А.Орлова в 1927 г. В аллювиальных песках и галечниках, обнажающихся в береговых обрывах по рекам Битеке и Кызыл-Айгир, наряду с костями млекопитающих отмечалось содержание большого количества унионид и гастропод. Собранный Ю.А.Орловым коллекция раковин была обработана В.А.Линдгольмом (1932). Линдгольм описал 30 видов пресноводных моллюсков и пришел к выводу о близости битекейской малакофауны среднеплиоценовой (левантинской) фауне Юго-Восточной Европы.

Позднее А.Я.Трифенова (Стась, 1938) определила виды пресноводных моллюсков, тождественные битекейским из речных отложений по р.Иман-Бурлук. А.П.Сивгов (1954), по определениям И.В.Даниловского и Э.Д.Яскевич, отметил присутствие битекейской малакофауны в осадках кустанайской свиты у г.Кустаная, ст. Тобол, пос. Муккур. В 1963 г. В.А.Николаев для фауны пресноводных моллюсков, характеризующих нижнеэоплейстоценовые отложения юга Западно-Сибирской равнины, предложил название "битекейский комплекс". Исследования У.Н.Мадерни (1967а,б, 1968) позволили уточнить систематическое положение видов, географи-

ческое и стратиграфическое распространение комплекса, условия залегания фауны.

Географическое распространение комплекса. Раковины пресноводных моллюсков битекейского комплекса встречаются в ряде местонахождений Северного Казахстана и юга Западной Сибири.

В Прииртышье в аллювии битекейской свиты фауна моллюсков известна из ряда местонахождений по рекам Битеке, Кызыл-Айгир (Линдгольм, 1932), Муккур (Сигов, 1954), Иман-Бурлук (Стась, 1938), Жаныспай (Шанцер и др., 1965), у поселков Булаево, Ганькино (Волков и др., 1969). В Притоболье элементы битекейской малакофауны по данным У.Н.Мадерни (1967а) встречаются в отложениях кустанайской свиты вблизи поселков Жуковского, Евденского, Воскресенского, Аральского (левобережье р.Тобол), г.Кустаная, в карьере у ст. Тобол, севернее пос. Новопокровского. В долине р.Оми автором обнаружено новое местонахождение битекейского комплекса у с.Андреевка.

Систематический состав. В.А.Линдгольм (1932) из стратотипического разреза битекейской свиты описал свыше 30 видов пресноводных моллюсков: *Valonia pulchella* (Müll.), *Limnaea* (Radix) *ovata* (Drap.), *Planorbis* (*Planorbarius*) *comeus* (L.), *P. planorbis* (L.), *P. (Anisus) spirorbis* (L.), *P. (Anisus) leucostoma* (Mill.), *Lithoglyphus orlovi* Ldh., *L. subgradatus* Ldh., *L. borissjaki* Ldh., *Bithynia tentaculata* (L.), *B. (Tylopoma) kirgizorum* Ldh., *Viviparus polytropis* Ldh., *Valvata* (*Cincinnati*) *piscinalis* (Müll.), *V. (Borysthenia) pronaticina* Ldh., *Corbicula fluminalis* (Müll.), *Sphaerium* (*capillaceum* Ldh., *Pisidium amnicum* (Müll.), *Unio betekeiensis* Ldh., *U. protractus* Ldh., *U. indifferens* Ldh., *U. orlovi* Ldh., *U. tumidiformis* Ldh., *U. kizylaigirensis* Ldh., *U. preobrazhenskii* Ldh., *U. subellipticus* Ldh., *U. robustus robustus* Ldh., *U. robustus fortis* Ldh., *U. athleta athleta* Ldh., *U. athleta praeruptus* Ldh., *U. perdeclivis* Ldh., *U. (Heterunio) exquisitus* Ldh., *U. (Tuberunio) uniserialis* Ldh., В.А.Линдгольм отметил преобладание *Bithynia* (*Tylopoma*) *kirgizorum*, *Valvata pronaticina*, *Viviparus politropis* и *Unionidae*.

Определение малакофауны из битекейской свиты А.Я.Трифоновой (Стась, 1938), И.В.Даниловского и Э.Д.Яскевич (Сигов, 1954), А.Л.Чепалыги (Шанцер и др., 1965), У.Н.Мадерни (1967а,б, 1968), И.А.Волкова (Волков и др., 1969) ничего нового к этому списку не прибавили.

Наземные моллюски битекейской свиты изучались А.А.Стекловым (1967). Из ряда обнажений по р.Битеке им определены *Succinea* sp., *S. cf. oblonga* Drap., *Cochlicopa* sp., *Carychium ityschensis* Steklov, *Gastrocopta* (*Sinalbinula*) *huttoniana* Benson, *G. (Sinalbinula) gracilidens* Sandb., *Vertigo* (*Vertigo*) aff. *protracta* Sandb., *V. (Vertigo) sp.*, *V. (Vertilla) angustior* Jeffr., *Pupilla praesignata* Steklov, *P. pseudotriplicata* Steklov, *P. sp.*, *Vallonia* sp., "*Limax*" sp., *Bradybaenidae* (?).

В 1969-1972 гг. В.С.Зыкиным были произведены сборы раковин из многих местонахождений битекейского комплекса (реки Битеке, Иман-Бурлук, Муккур, с.Андреевка и др.). Обработка коллекционного материала с ревизией многих видов и родов позволила уточнить список видов пресноводных моллюсков комплекса и их систематическое положение. Битекейский комплекс представлен следующими видами пресноводных моллюсков: *Taia polytropis* (Ldh.), *Valvata* (*Cincinnati*) *piscinalis* (Müll.), *Borysthenia pronaticina* Ldh., *Bithynia tentaculata* (L.), *B. (Boreoelona) kirgizorum* Ldh., *Lithoglyphus orlovi* Ldh., *L. subgradatus* Ldh., *L. borissjaki* Ldh., *Limnaea* (*Radix*) *ovata* (Drap.), *Planorbis planorbis* (L.), *Planorbarius comeus* (L.), *Anisus leucostoma* (Mill.), *A. spirorbis* (L.), *Ptychorhynchus* sp., *Psilunio athleta* (Ldh.), *P. kutschum* (V. Bog.), *P. robustus* (Ldh.), *P. subellipticus* (Ldh.), *P. omiensis* Zykin, *Heterunio exquisitus* Ldh., *H. tumidiformis* (Ldh.), *H. preobrazhenskii* (Ldh.), *H. morozovi* Zykin, *Tuberunio uniserialis* Ldh., *Sibirunio betekeiensis* (Ldh.), *S. depressus* Zykin, *Nodularia* (?) *orlovi* (Ldh.), *N. (?) kizylaigirensis* (Ldh.), *Unio indifferens* Ldh., *U. (?) protractus* Ldh., *U. ex gr. pictorum* L., *Limnoscapha* sp., *Sphaerium capillaceum* Ldh., *Pisidium amnicum* (Müll.).

Пресноводные моллюски комплекса принадлежат 9 семействам, 19 родам, 34 видам. Значительную часть битекейской фауны составляют вымершие виды (74%), среди которых преобладают униониды. Особенно многочисленны по количеству видов и особей представители рода *Psilunio*. Очень характерны и обильны виды родов *Heterunio*, *Sibirunio*, *Unio*. Среди гастропод доминируют *Taia polytropis*, *Bithynia kirgizorum*, *Borysthenia pronaticina*. Специфичными для этой фауны также являются представители рода *Lithoglyphus*. Современные виды пресноводных моллюсков составляют меньшую часть (26%) битекейского комплекса.

Характерно, что отмеченный многими исследователями (Линдгольм, 1932; Сигов, 1954; Николаев, 1967; Мадерни, 1967а, 1968; Волков и др., 1969) в составе битекейской малакофауны вид *Corbicula fluminalis* (Müll.) при самых тщательных сборах во всех местонахождениях пресноводных моллюсков битекейской свиты обнаружен не был. Единичные раковины *Corbicula fluminalis* встречаются только в самой верхней части битекейского разреза (р. Битеке, в 200 м выше впадения р. Кызыл-Айгир), в линзе галечника хорошо окатанных мергельных конкреций, залегающей с разрывом на битекейской свите и имеющей, по-видимому, самостоятельное стратиграфическое положение. В связи с этим вид *Corbicula fluminalis* не следует включать в состав битекейского комплекса.

Необходимо отметить отличие битекейского комплекса от новостаничного. В.А. Николаев (1963, 1968), выделяя новостаничный комплекс, включил в его состав все виды, описанные В.А. Линдгольмом (1932) из битекейской свиты. У.Н. Мадерни (1967б) среди местонахождений битекейской фауны указал местонахождение у с. Новая Станица. Это привело некоторых исследователей Западной Сибири к ошибкам как в корреляции отложений, вмещающих раковины указанных комплексов, так и в интерпретации битекейской малакофауны. Так, С.А. Архипов (1971а,б) одним из аргументов сближения по возрасту битекейских и новостаничных слоев считает наличие в новостаничных слоях битекейских видов *Unio indifferens*, *U. betekeiensis*, *U. kizylaignensis*, *Viviparus polytropis*. И.А. Волков (Волков и др., 1969), анализируя битекейскую фауну пресноводных моллюсков, пришел к выводу о бедности состава битекейского комплекса по сравнению с новостаничным.

Изучение малакофауны основных местонахождений новостаничного и битекейского комплексов показало резкие возрастные различия в их систематическом составе. Пресноводные моллюски новостаничной свиты (местонахождения Новая Станица, Железинка) представлены следующими видами: *Cipangopaludina tenuisculpta* (Martens), *C. tenuisculpta orlovi* (Ldh.), *Valvata* (*Cincinna*) *piscinalis* (Müll.), *Bithynia aenigmatica* Ldh., *Oncomelania bogatshevi* (Ldh.), *Planorbarius corneus* (L.), *Anisus* (*Gyraulus*) *albus* (Müll.), *Sculptunio bituberculosus* (Martens), *Rhombuniopsis pronus* (Martens), *Cuneopsis sibiricus* (Ldh.), *Cuneopsis fissidentatus* (Ldh.), *Nodularia distinguenda* (Ldh.), *Unio indifferens* Ldh., *U. (?) protractus* Ldh., *Limnoscapha sulcata* Ldh., *Sphaerium capillaceum* Ldh., *Pisidium amnicum* (Müll.).

Пресноводные моллюски комплекса принадлежат 7 семействам, 14 родам, 16 видам. Новостаничная малакофауна характеризуется широким развитием видов синоиндийских родов *Rhombuniopsis*, *Cuneopsis*, *Cipangopaludina*, *Oncomelania* и западносибирского рода *Sculptunio*, которые отсутствуют в битекейской фауне. Видовой и родовой состав битекейского комплекса резко отличается от состава новостаничного комплекса. За исключением шести стратиграфически широко распространенных видов — *Valvata piscinalis*, *Planorbarius corneus*, *Unio indifferens*, *U. (?) protractus*, *Sphaerium capillaceum*, *Pisidium amnicum*, все виды битекейского комплекса отсутствуют в новостаничном. Значительным отличием битекейской фауны пресноводных моллюсков является присутствие в ней униионид рода *Psilunio*, не имеющего в неогене Западной Сибири предковых форм, а также видов эндемичных родов *Heterunio*, *Tuberunio*, *Sibirunio*.

От фауны кочковской свиты битекейский комплекс отличается присутствием вымерших видов родов *Taia*, *Ptychorhynchus*, *Psilunio*, *Heterunio*, *Tuberunio*, *Sibirunio*, *Nodularia*, *Limnoscapha*.

Зоогеография. В зоогеографическом отношении битекейская малакофауна разнообразна. Большинство видов относится к западносибирским эндемичным родам, имеющим восточноазиатское родство, — *Heterunio*, *Tuberunio*, *Sibirunio*, *Limnoscapha*. К синоиндийским элементам несомненно относятся *Taia polytropis*, *Bithynia* (*Boreoelona*) *kirgizonum*, *Ptychorhynchus* sp., виды рода *Nodularia*. Европейский эоплейстоценовый компонент представлен беднее, но по количеству особей является преобладающим. К нему относятся виды родов *Borysthenia*, *Lithoglyphus*, *Psilunio*. Кроме того, здесь присутствуют виды *Valvata* (*Cincinna*) *piscinalis*, *Bithynia tentaculata*, *Lymnaea* (*Radix*) *ovata*, *Planorbarius corneus*, *Planorbis planorbis*, *Anisus spirorbis*, *A. leucostoma*, *Pisidium amnicum*, которые в нижнем эоплейстоцене уже являются широко распространенными в средних широтах Евразии.

Возраст комплекса. О возрасте отложений, вмещающих раковины пресноводных моллюсков битекейского комплекса, не сложилось единого мнения. Большинство исследователей определяют его в пределах среднего-позднего плиоцена.

В.А.Линдгольм (1932) на основании присутствия в составе малакофауны раковин *Tyloroma kirgizorum*, *Viviparus polytropis*, богатого развития унионид, а также наличия представителей родов *Lithoglyphus*, *Valvata*, *Corbicula* пришел к выводу о среднеплиоценовом возрасте фауны (левантин). Этому выводу не противоречит наличие ныне живущих видов (*Lymnaea ovata*, *Planorbis corneus*, *P. planorbis*, *P. spirorbis*, *P. leucostoma*, *Valvata piscinalis*, *Bithynia tentaculata*), так как все они известны из плиоцена различных местностей Европы. В.В.Богачев (1961) склонен относить фауну пресноводных моллюсков к верхнему плиоцену. Аналогичный вывод сделал У.Н.Мадерни (1968). А.Л.Чепалыга (1965) считает битекейскую малакофауну аналогом верхнепоратского подкомплекса юга Русской равнины.

Фауна крупных млекопитающих, собранная Ю.А.Орловым (1927, 1929, 1930), по данным А.А.Борисяка и Е.И.Беляевой (1948), включает весьма разновозрастные элементы — от среднемиоценовых до верхнеплиоценовых: *Talpa* sp., *Ochotona* sp., *Lepus* sp., *Castor* aff. *fiber* L., *Stenofiber* sp., *Trogonterium cuvieri* Fisch., *Cricetus* aff. *cricetus* L., *Arvicola* aff. *amphibius* L., *Machairodus ischimicus* Orl., *Machairodus aphanistus* var. *tarakiensis* Rjab., *Mastodon angustidens* Cuv., *M. tapiroides* Cuv., *Hipparion* sp., *Rhinoceros* sp., *Camelus praebactrianus* Orl., *Paracamelus* sp., *Cervidae* (*Procervus* ?), *Giraffidae* gen. (?), мелкие парнокопытные, *Testudo* sp. А.А.Борисяк и Е.И.Беляева (1948) определяют возраст основной части указанной фауны как нижний плиоцен, а Ю.А.Орлов (1929) как плиоцен (?).

В.В.Лавров (1959) полагает, что наличие в битекейском аллювии остатков верблюдов, пишухи, сухопутной черепахи, гиппариона, лошадей свидетельствует о позднеплиоценовом-раннечетвертичном возрасте. К.В.Никифорова (1961) по присутствию остатков *Equus* sp., *Camelus praebactrianus* Orl., *Paracamelus* sp. и пресноводных моллюсков сопоставляет эти отложения со среднепалеоценовыми слоями Кроации, Славонии или с нижним левантином Румынии и Молдавии, т.е. с аналогами астийского яруса.

Большое значение для определения возраста битекейского аллювия имеет фауна мелких млекопитающих. По определениям И.М.Громова (Шанцер и др., 1965) и В.С.Зажигина (Вангенгейм, Зажигин, 1965, 1969; Зажигин, 1966) из отложений битекейской свиты известны *Hypolagus* sp., *Proochotona* ex gr. *eximia-gigas*, Pr. sp., *Ochotona* ex gr. *antiqua*, O.sp. (мелкая форма), *Trogontherium minus* New., T. cf. *cuvieri* Fisch., *Muridae* gen.?, *Lophocricetus* sp., *Plioscriptopoda* sp., *Cricetulus* sp., *Pliomys* sp., *Mimomys* (*Cseria*) *gracilis* (Kretzoi), *M. pliocaenicum* F. Major., *M. praehungaricus* Schev., *M. minor* Feifar, *M. lagurodontoides* Schev., *M. reidi* Hint., *Prosiphneus* sp.

Е.В.Шанцер, Ю.А.Лаврушин, Т.М.Микулина (1965) на основании систематического состава остатков грызунов, с учетом геологического положения аллювия, данных по малакофауне и палинологии, пришли к выводу о позднеплиоценовом возрасте битекейской свиты и сопоставили ее с куяльником Одессы, верхнепоратскими отложениями Молдавии и домашкинскими отложениями у с.Домашкины Вершины.

Э.А.Вангенгейм и В.С.Зажигин (1965), анализируя состав мелких млекопитающих, полагают, что битекейская фауна очень близка к фауне молдавского руссильона и раннего виллафранка. Позднее они (Зажигин, 1966; Вангенгейм, Зажигин, 1969) уточнили возраст битекейской фауны, сопоставив ее с фауной верхов молдавского руссильона, верхнего горизонта нижнего пората, концом нижнего виллафранка.

Т.А.Казмина (Волкова, 1971) на основании общности состава остракод сопоставляет битекейский аллювий с зилим-васильевским горизонтом кинельской свиты, морским акчагылом Южного Урала и верхнеплиоценовыми отложениями Нижней Камы.

Изучение систематического состава малакофауны битекейского комплекса, проведенное автором, позволило обнаружить, что некоторые его представители имеют большое сходство с нижнепоратскими видами рода *Psilunio*. Так, *Psilunio athleta* (Ldh.) очень близок *P. sandbergeri* (Neum.), а *P. kutschum* (V. Bog) (*P. perdelivis* (Ldh.)) похож на *P. sibiricus* (Penecke) и *P. stolitzkai* (Neum.). Приведенные данные позволяют считать битекейский малакологический комплекс аналогом

нижнепоратского подкомплекса Юго-Восточной Европы. Этот подкомплекс, по А.Л.Чепалыге (1967), характеризует отложения нижнего пората, молдавского руссильона, нижние горизонты акчагыла, нижнелевантинские слои Румынии, которые К.В.Никифорова (1961) параллелизует с нижним виллафранком.

Таким образом, фауна пресноводных моллюсков подтверждает данные К.В.Никифоровой (1961), Э.А.Вангенгейм и В.С.Зажигина (1965, 1969) о принадлежности битекейского аллювия к нижнему виллафранку.

Изучение систематического состава, стратиграфического и географического распространения битекейской малакофауны позволило прийти к следующим основным выводам:

1. Битекейский малакологический комплекс имеет широкое распространение не только в Северном Казахстане, но и на юге Западной Сибири.
2. Различия в систематическом составе новостаничного, битекейского и кочковского малакологических комплексов достаточно резкие и могут быть приняты за возрастные.
3. Битекейский комплекс является аналогом нижнепоратского подкомплекса пресноводных моллюсков Юго-Восточной Европы.
4. Битекейская свита по пресноводной малакофауне сопоставляется с отложениями нижнего пората, молдавского руссильона, нижними горизонтами акчагыла, нижнелевантинскими слоями Румынии, т.е. с аналогами нижнего виллафранка.
5. При положительном решении проблемы о проведении нижней границы антропогена в Западной и Восточной Европе под нижним виллафранком в Западной Сибири и в Северном Казахстане ее следует проводить по подошве битекейской свиты.

Литература

- Архипов С.А. Четвертичный период в Западной Сибири. Новосибирск. "Наука", 1971а.
- Архипов С.А. Виллафранк и мидель на Западно-Сибирской равнине. - В сб.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, "Наука", 1971б.
- Богачев В.В. Материалы к истории пресноводной фауны Евразии. Киев, Изд-во АН УССР, 1961.
- Борисяк А.А., Беляева Е.И. Местонахождения третичных наземных млекопитающих на территории СССР. - Труды Палеонт. ин-та АН СССР, т. 15, вып. 3, 1948.
- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С. Некоторые итоги изучения антропогеновой фауны млекопитающих Западной Сибири. - В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965.
- Вангенгейм Э.А., Зажигин В.С. Фауна млекопитающих эоплейстоцена Сибири и их сопоставление с восточноевропейскими. - В сб.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., "Наука", 1969.
- Волков И.А., Волкова В.С., Задкова И.И. Покровные лессовидные отложения и палеогеография юго-запада Западной Сибири в плиоцен-четвертичное время. Новосибирск, "Наука", 1969.
- Волкова В.С. Верхнеплиоценовые и нижнечетвертичные отложения юга Западной Сибири. - В сб.: Кайнозойские флоры Сибири по палинологическим данным. М., "Наука", 1971.
- Зажигин В.С. Стратиграфическое значение фауны мелких млекопитающих эоплейстоцена Западной Сибири. - Бюлл. Комисс. по изуч. четверт. периода АН СССР, № 32, 1966.
- Лавров В.В. Континентальный палеоген и неоген Арало-Сибирских равнин. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1959.
- Линдгольм В.А. Моллюски из средне-плиоценовых пресноводных отложений Юго-Западной Сибири. - Труды ВГРО НКТП СССР, вып. 238, Л.-М., Гос. науч.-техн. геол.-разв. изд., 1932.
- Мадерни У.Н. О последовательной смене комплексов пресноводных моллюсков в плиоценовых и четвертичных отложениях Тургайского прогиба. - Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 145. М., "Недра", 1967а.
- Мадерни У.Н. Состояние изученности палеогеновых и неогеновых пресноводных моллюсков Казахстана и Западной Сибири. - В сб.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. Л., "Наука", 1967б.
- Мадерни У.Н. Кайнозойские пресноводные моллюски континентальных отложений Северо-Западного Казахстана и юга Западной Сибири. Автореф. канд. дисс. Л., 1968.
- Никифорова К.В. О стратиграфическом положении аския. - В сб.: Вопросы геологии антропогена. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Николаев В.А. Геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности. Автореф. монографии. Новосибирск, 1963.
- Николаев В.А. Эоплейстоценовые моллюски Западно-Сибирской низменности и их стратиграфическое значение. - Материалы к Межвед. совещ. по разраб., униф. и коррел. стратигр. схем для Зап. Сибири. в г.Тюмени. Новосибирск, 1967.
- Николаев В.А. Стратиграфия и фауна континентального олигоцена и неогена Западно-Сибирской низменности. - В сб.: Кайнозой Западной Сибири. Новосибирск, "Наука", 1968.

- Орлов Ю.А. Об остатках ископаемого верблюда из Акмолинской губернии. - Докл. АН СССР, серия А, 1927, № 16.
- Орлов Ю.А. Новые находки ископаемых млекопитающих в Сибири. - Природа, 1929, № 9.
- Орлов Ю.А. Некоторые данные о третичных и послетретичных отложениях северной окраины Киргизской горной страны. - Изв. Глав. геол.-развед. управл., 49, № 10, 1930.
- Сигов А.П. Третичная кустанайская свита северной части Тургайской низменности и юга Западной Сибири. - Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. отд. геол., т. 29, вып. 3, 1954.
- Стась О.Н. 1938. Бурлукское месторождение бурого угля. - "Ископаемые угли Казахстана", т. 2, вып. 1. "Народное хозяйство Казахстана", № 2, 3, 4.
- Стекло А.А. Состояние изученности неогеновых наземных гастропод и перспективы их использования для стратиграфии неогена Азиатской части СССР. - В сб.: Стратиграфия и палеонтология мезозойских и палеоген-неогеновых континентальных отложений Азиатской части СССР. Л., "Наука", 1967.
- Чепалыга А.Л. Комплексы антропогенных пресноводных моллюсков юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. - В сб.: Корреляция антропогенных отложений Северной Евразии. М., "Наука", 1965.
- Чепалыга А.Л. Антропогенные пресноводные моллюски юга Русской равнины и их стратиграфическое значение. - Труды ГИН АН СССР, вып. 166, 1967.
- Шанцер Е.В., Лаврушин Ю.А., Микулина Т.М. Битекейские слои Северного Казахстана и их вероятные аналоги. - Изв. АН СССР, 1965, № 1.

О КЛИМАТЕ КОНЦА АНТРОПОГЕНА НА ЮГО-ВОСТОКЕ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (ПО МАТЕРИАЛАМ ИЗУЧЕНИЯ I ТЕРРАСЫ ТОМИ)

А.И. Лаврентьев

В среднем течении Томи возле пос. Крапивинского, между устьями рек Мунгат и Быструха, "зажата" ступень I террасы высотой до 12,5 м, имеющая следующее строение.

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| 1. Почва | 0,6 |
| 2. Глина буровато-серая, внизу грязная зеленовато-серая, алевро-глинистая, пористая, пятнисто ожелезненная, с раковинами неприхотливых к теплу видов моллюсков <i>Succinea ex gr. oblonga</i> , <i>Pupilla muscorum</i> , <i>Vallonia tenuilabris</i> , <i>Lymnaea</i> , <i>Cyraululus rosmaessleri</i> , <i>Pisidium</i> (определение С.М. Поповой); покровная | 3,7-4,9 |
| 3. Переслаивание глины, суглинка, супеси и песка буровато- и буро-серых. Внедряется в нижележащий слой морозобойными клиньями, идущими из верхней части данного слоя (рис. 1). Пойменный аллювий | 0,9-1,2 |
| 4. Галька, в составе которой устойчивых минералов и пород 35%, неустойчивых 65%, из них сильноветрелых 15%) формула состава имеет вид 35+65(15), гравий, разнозернистый алевро-ригидный песок и редкие небольшие валуны - речник, в верхней части ожелезненный и нередко сцементированный до состояния рыхлого конгломерата, с линзами песка разнозернистого, алевролитистого, косослоистого и глины зеленовато-серой, алевролитистой, сверху малопластичной, оскольчатой, по трещинкам ожелезненной, слоистой (слоистость местами нарушена мерзлотными процессами - рис. 2), внизу пластичной, с частыми тонкими прослоями растительного "мусора" - веточек, листьев, намывного торфа. В слое встречаются расплюснутые "валуны" почвы (вверху) и кости мамонта | 4,5-6,0 |
| Высота покола до 1,5 м. | |

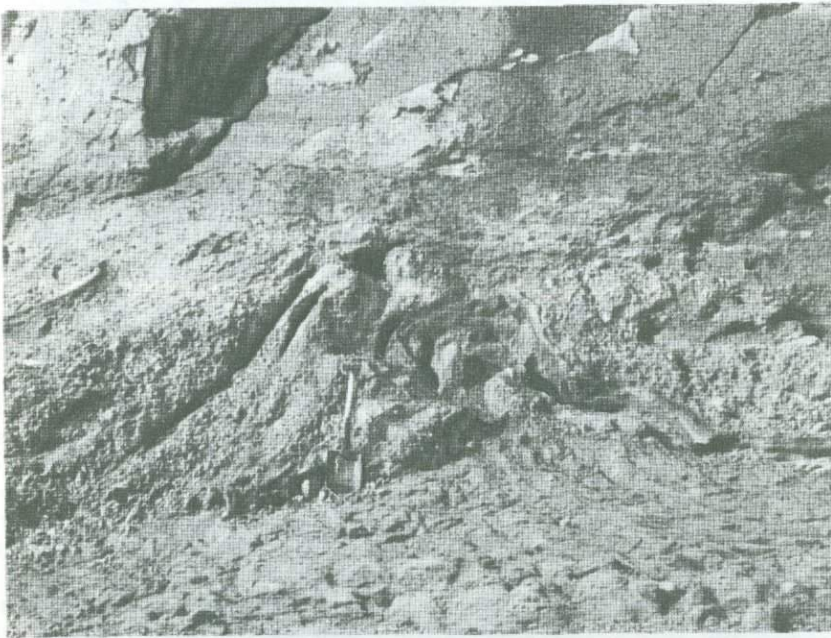


Рис. 1. Криотурбации крапивинского разреза I террасы

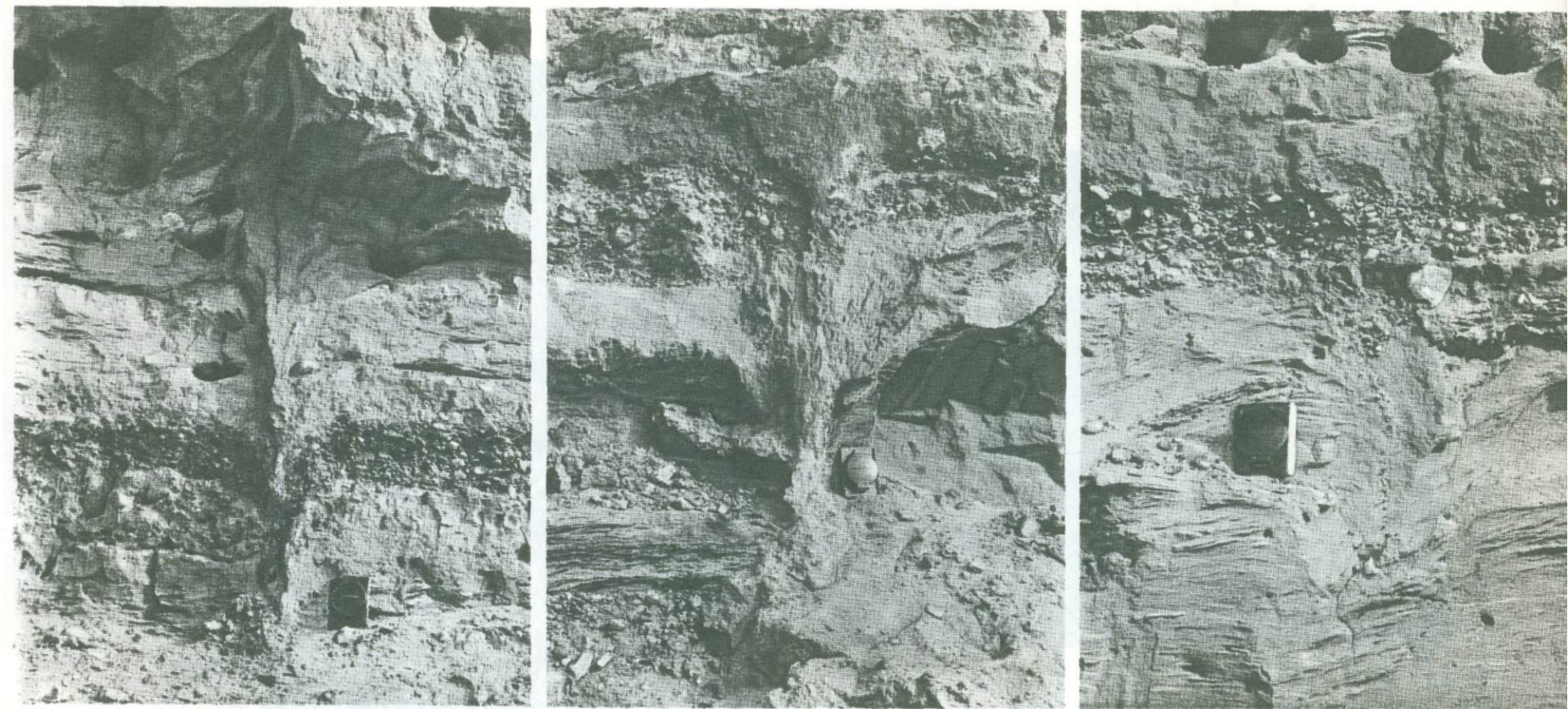


Рис. 2. фрагменты разреза I террасы у с. Поломощного
Видны морозобойные клинья молодой, средней и древней генераций

Уже во время полевых исследований обратило на себя внимание большое сходство речника описанного разреза и разреза II террасы, расположенного ниже по течению. И действительно, образец, отобранный из пластичной глины с высоты 2 м над рекой, показал возраст 40170 ± 1270 лет (СОАН-450), хорошо согласующийся с каргинским возрастом пойменного и старичного аллювия II террасы Томи. (В нашем распоряжении имеется пять дат из ажендаровского, салтымаковского и фомихинского разрезов этой террасы, показывающих возраст от 39,3 до 27,6 тыс. лет). По ряду соображений можно предположить, что Мунгат и Быструха на своем междуречье размывли всю кровлю руслового аллювия II террасы и на низко расположенной поверхности накопились пойменный аллювий I террасы и покровные наносы.

Из той же линзы пластичной глины получен богатый карпологиический комплекс, включающий остатки *Picea obovata* (обилие хвоинок), *P. sp.* (много), *Pinus silvestris*, *P. cf. sibirica*, *P. sp.*, *Pinaceae*, *Betula nana* (довольно много), *B. sp.* (очень много), *Salix* (много), *Alnus* (довольно много), *Ranunculus repens* (много), *R. acer*, *R. flammula*, *R. sp.* (*Batrachium sp.*), *Thalictrum minus*, *T. foetidum*, *Carex pseudocyperus*, *C. sp.* (много), *Eleocharis palustris*, *Cyperaceae*, *Potentilla* (довольно много), *Fragaria* (сравнительно много), *Lilium martagon*, *Allium* (довольно много), *Viola tricolor*, *V. sp.*, *Callitriche*, *Euphorbia*, *Gramineae*, *Alismataceae* (пять последних форм - сравнительно много), *Archangelica*, *Heracleum sibiricum*, *Umbelliferae*, *Cirsium palustre*, *Inula*, *Taraxacum*, *Matricaria*, *Compositae*, *Chenopodium glaucum*, *C. album*, *C. sp.*, *Corispermum hyssopifolium*, *Atriplex patula*, *A. sp.*, *Chenopodiaceae* *Rumex cf. confertus*, *R. sp.*, *Polygonum viviparum*, *P. aviculare*, *P. sp.*, *Potamogeton perfoliatus*, *P. praelongus*, *P. filiformis*, *P. lucens*, *P. sp.*, *Rorippa palustris*, *Chorispora*, *Cruciferae*, *Dianthus*, *Agrostemma*, *Silene*, *Caryophyllaceae*, *Nepeta*, *Linaria subsect. Tuberculata*, *Pedicularis*, *Scrophulariaceae*, *Androsace*, *Papaver nudicaule*, *Urticadioidica*, *Hypericum perforatum*, *Hyppuris vulgaris*, *Juncus*, *Linum*, *Sparganium simplex*, *Halimolobos*, *Valeriana*, *Thelycrania*, *Boraginaceae*; *Bryales* (обилие) *Sphagnum*.

По заключению Е.А. Пономаревой, эта флора характеризует ассоциацию еловой тайги с лесным разнотравьем. Кроме того, в ландшафтах обычными были березы, ива, ольха, изредка попадались сосна и кедр. Растительный покров слагался формами различной экологии - гидро-, гигро-, мезо- и ксерофитами; имелись формы субальпийских условий и даже холодолюбивые растения, в частности *Betula nana*. Во флоре есть виды, ныне в исследуемом районе встречающиеся крайне редко, а то и вовсе отсутствующие. По видовому составу флора сходна с таковой из "синих илов" II террасы (Ажендарово, Салтымаково, Фомиха, Крапивинский), которую Е.А. Пономарева датирует средним плейстоценом. В то же время она содержит семена *Lilium martagon*, не встречающиеся в толщах древнее верхнеплейстоценовых. Сохранность семян некоторых видов хорошая. Так, у орешков березы в ряде случаев сохранились крылатки, что наблюдается очень редко. Е.А. Пономарева подозревает занос современных семян, однако по условиям отбора образца это исключено. Все дело в молодости самой флоры, которую, по всей вероятности, можно отнести ко времени раннекаргинского похолодания (Киנד, 1971).

Любопытно сопоставить предыдущий результат с результатом палинологического анализа взятого там же образца (по определению Т.П. Левиной). В нем древесные растения преобладают над травянистыми и споровыми (79, 17 и 4%), будучи представлены *Betula* (76%), *Picea*, *Pinus sp.* (по 9%), *P. silvestris* (4%), *P. sibirica*, *Pinaceae*. Из трав встретились *Chenopodiaceae*, *Caryophyllaceae*, *Compositae* (включая *Artemisia*), *Cyperaceae*, *Gramineae*, *Geraniaceae*, из споровых - *Bryales*, *Polypodiaceae*. Как видно, разница довольно существенная, но в чем ее причина, сказать затруднительно, так как из описанного обнажения наполненным пылью и спорами оказался лишь данный образец. По нему восстанавливаются березовые леса с примесью сосны и ели, может быть, с открытыми пространствами.

Отмеченные криотурбации (см. рис. 1 и 2) свидетельствуют по крайней мере о двух сильных похолоданиях, имевших место после образования руслового аллювия II террасы. В этом отношении очень интересным является разрез I террасы, который описан на правобережье нижней Томи у с. Поломошного, в карьере, расположенном примерно в II км выше паромной переправы. Высота бровки террасовой ступени около 14 м.

- | | |
|---|---------|
| 1. Почва | 0,3 |
| 2. Суглинок темный, буровато-серый, в верхней части коричне- вато-серый, сильнопесчаный, с рассеянными гальками, лёс- совидный (рис. 3), покровный | 0,8 |
| 3. Переслаивающиеся разнозернистый песок, супесь и суглинок буровато-серые и глина светло-коричневая, пористая, иногда переполненная мелкими известковистыми включениями, отчего некоторые ее прослойки кажутся белесыми. В слое попадают галька, гравий и линзы речника. Толщина прослоев и линз 5-10 см. Слоистость линейная, косая или волнистая (рис. 3). Местами наблюдается смятие, прослоев, вероятно, криотурба- ционного характера. Пойменный аллювий | 1,0-1,3 |
| 4. Речник, представленный галькой, гравием, песком или супесью, расслаивающийся линзами песка (рис. 3-5). Иногда слой изогнут и имеет раздувы | 0,1-0,3 |
| 5. Песок буро-, буровато-серый или серый, с горизонтальной, вол- нистой или косой слоистостью (см. рис. 5) за счет изменения глинистости и зернистости (от мелкой до средней), а также присутствия тонких линзочек с угольками и слабого ожелез- нения, с прослоями и линзами супеси, суглинка и глины бурова- то-, коричневатого-серых и серых. Залегающий в основании сугли- нок имеет тонкую волнистую слоистость. В слое встречаются галька, гравий и линзовидные их скопления. Толщина прослоев и линз 10-20 см. Пойменный аллювий | 0,8-1,0 |
| 6. Речник, сложенный галькой состава 49+51(6), гравием, редкими небольшими и средними валунами и единичными глыбами; в "заполни- теле" - разнозернистый песок, супесь или суглинок. Встреча- ются линзы песка, иногда с тонкими линзочками глины. Толща горизонтально-слоистая из-за неравномерного распределения бо- лее крупного и более мелкого материала, а также ожелезнения и омарганцевания. Видимая мощность 5 м. Судя по тому, что цоколь почти всюду скрыт под урезом воды в реке, лишь мес- тами возвышаясь над ним (до 1,5 м), можно думать, что мощ- ность речника примерно соответствует высоте его кровли (11,2 м). | |

Из линзы песка с глиной на глубине 0,5 м от кровли слоя 6 был извлечен следующий комплекс остракод (определение В.Я. Липагиной): *Ilyocypris bradyi* (обилие), *I. gibba*, *Candoniella subellipsoidea*, *Cyclocypris*, *Eucypris affinis*, *E. foveatus*, *Candona candida*, *C. neglecta*, *Limnocythere dorsotuberculata*. Этот комплекс позволяет говорить об умеренном, может быть, даже довольно прохладном климате времени накопления руслового аллювия I террасы.

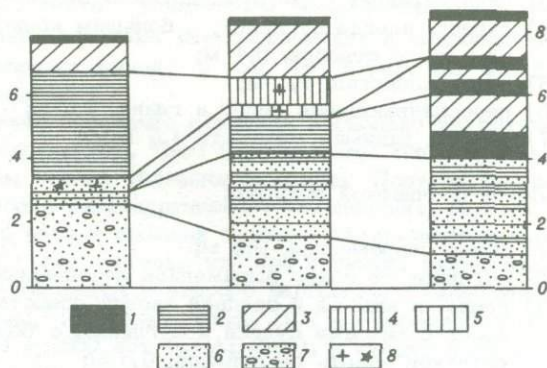
В спорово-пыльцевом спектре, характеризующем среднюю часть слоя 5, преобладает пыльца трав (89%) над пыльцой древесных растений (4%) и спорами (7%). Первая на 87% представлена *Artemisia*. Остальные *Compositae*, а также *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Plantaginaceae*, *Umbelliferae*; *Cruciferae*, *Rubiaceae*, *Polygonaceae* выражается небольшим количеством зерен. Древесная пыльца, по-видимому, являющаяся заносной, отвечает *Pinus silvestris*, *Betula*, а споры - *Bryales*. Этот спектр отражает развитие открытых пространств, занятых в основном полянами.

Для описанного разреза характерны морозобойные клинья, вступающие в интересные отношения с выделенными горизонтами. Некоторые из них начинаются в слое 2, "протыкают" слои 3 и 4 и заканчиваются в слое 5 (см. рис. 3). Другие начинаются в основании слоя 3, почти не затрагивая его средней части (см. рис. 4). Третий идет от контакта слоев 4 и 5 и, будучи заполненным песчаным материалом, нечетко выделяется на фоне обнажения (см. рис. 5). Таким образом, самая древняя генерация клиньев связана со слоем 5, следующая - со слоем 3, а самая молодая - со слоем 2.

Намечается такая последовательность событий, имевших место во время накопления осадков поломошинской ступени I террасы. Оптимальные для формиро-

Рис. 3. Схематическая зарисовка расчисток обнажения террасы у д. Змеинки

1 - почва; 2 - глина; 3 - суглинок; 4 - пелитоалеврит; 5 - супесь; 6 - песок; 7 - речник; 8 - растительные остатки и место отбора древесины на абсолютный возраст



вания аллювиальной толщи климатические условия были прерваны похолоданием, следы которого запечатлены в клиньях ранней генерации. Сменившее его некоторое потепление привело к возникновению наложенного аллювия. Последующее похолодание обусловило образование средних клиньев. Похолодание, которому соответствует суглинок слоя 2, способствовало созданию поздних клиньев.

Все это хорошо увязывается с существующими воззрениями на развитие климата Сибири в конце плейстоцена. Действительно, относя нижнюю аллювиальную толщу к первому значительному потеплению сартанского ледникового (16-15 тыс. лет назад Кинд, 1971), можно видеть, что заключительная фаза образования I террасы сопровождалась неоднократными изменениями климата. Напрашивается сопоставление трех генераций клиньев с тремя позднесартанскими похолоданиями: 15-13; 12,2-11,8 и 11,4-10,3 тыс. лет назад (Кинд, 1971). Нельзя, конечно, исключать, что все клинья возникли в одну климатическую фазу - при похолодании, во время которого могло произойти и накопление аллювия (вспомним "безлесный" спектр из слоя 5). Но изложенная гипотеза кажется более приемлемой, ибо позволяет связать клинья с известными событиями конца плейстоцена. К тому же среднегодовые температуры сартанских, по Э.И. Равскому (1969) для Восточной Сибири, оптимумов были ниже современных на несколько градусов.

При изучении обнажения I террасы у дер. Змеинки прослеживается дальнейшая эволюция террасы, а фитолинии дают возможность охарактеризовать растительность "малого ледникового периода" (около 3 тыс. лет назад; Кинд, 1969). Расположено оно на правом берегу средней Томи, в полукилометре ниже устья одноименной речки. Здесь были сделаны три расчистки, изображенные на рис. 6. Расстояния между ними равны 20 и 40 м (справа налево).

Правой расчисткой вскрыто:

- 1) почва современная, 0,2 м;
- 2) суглинок со слабо выраженной лёссовидностью, 1,2 м;
- 3) почва погребенная, 0,4 м;
- 4) суглинок, 0,4 м;
- 5) почва погребенная, 0,3 м;
- 6) суглинок, 1,2 м;
- 7) почва погребенная, 0,8 м;
- 8) переслаивающиеся песок и глина, 3 м;
- 9) речник, видимая мощность 1 м.

В сторону средней расчистки суглинок слоя 6 и нижняя погребенная почва сменяются глиной слоя 5, а вышележащие погребенные почвы выклиниваются. На пути туда они сначала несколько расходятся, затем сближаются, и тогда можно увидеть две почвы, лишь зная, что их должно быть две.

Средней расчисткой вскрыто:

- 1) почва современная, 0,3 м;
- 2) суглинок, сверху со слабо выраженной лёссовидностью, 1,6 м;

- 3) пелитоалеврит с растительными остатками, 0,8 м;
- 4) супесь, иногда суглинок, с большим количеством растительных остатков, в том числе стволов, 0,4 м;
- 5) глина слоистая, 1,1 м;
- 6) переслаивающиеся песок и глина, 2,6 м;
- 7) речник, видимая мощность 1,5 м.

Левой расчисткой вскрыто:

- 1) почва современная, 0,2 м;
- 2) суглинок со слабо выраженной лёссовидностью, 1,0 м;
- 3) глина, в нижней и средней частях слоистая, 3,2 м;
- 4) песок с линзами супеси и суглинка, с большим количеством растительных остатков вплоть до стволов, 0,5 м;
- 5) переслаивающиеся песок и глина, 0,4 м,
- 6) речник, видимая мощность 2,5 м.

Песок и глина вторых снизу слоев всех трех расчисток представляют собой пойменный аллювий. Может быть, им же является глина слоя 5 средней расчистки.

Слой 3 и 4 средней и левой расчисток образованы линейным потоком. По всей видимости, в свое время полые воды Змеинки выходили на поверхность террасовой ступени, высота которой к тыловому шву несколько снижается. С приближением к бровке они концентрировались в линейные потоки, остатки которых в виде извилистых заболоченных ложбин глубиной до 1 м существуют и поныне.

Из слоя 4 левой расчистки был отобран образец древесины, показавший возраст 3000 ± 110 лет (СОАН-19). По этому образцу отбивается верхний возрастной предел верхней погребенной почвы. Вполне вероятно поэтому ее соответствие климатическому оптимуму голоцена, а средней и нижней погребенных почв — второму и первому потеплениям голоцена (соответственно 7,9-4,5; 9,3-8,3 и 10,3-9,8 тыс. лет назад; Кинд, 1971). Кратковременность похолодания 8,3-7,9 тыс. лет назад объясняет близость средней и верхней погребенных почв.

Упомянутая древесина принадлежит *Picea obovata*, *Pinus sibirica*, *Salix*, *Betula* sect. *Albae*, *Populus*. Пологие и довольно широкие годовичные кольца древесины кедра свидетельствуют о нормальных условиях роста деревьев. Остатки кедра и березы, скорее всего, принесены издалека. Небольшие ветки и стволы ели, часто с сохранившейся корой, попали в осадок без длительного переноса. Обилие древесины ив и тополей (осин?), очень легко разрушающейся, говорит о захоронении на месте (определение и заключение В.Д. Нащокина).

Согласно карпологическому анализу, слой 4 левой расчистки включает остатки *Picea*, *Abies sibirica* (сравнительно много), *A. sp.*, *Pinus sibirica*, *P. silvestris*, *Pinaceae* (сравнительно много), *Betula* (обилие), *Rubus idaeus* (обилие), *R. sp.*, *Filipendula inafia*, *Padus racemosa*, *Rosaceae*, *Sambucus racemosa* (очень много), *Scirpus silvaticus* (обилие, *S. lacustris*, *Carex pseudocyperus*, *C. laevirostris*, *C. sp.* (много), *Urtica dioica* (очень много), *Ranunculus acer* (довольно много), *R. repens*, *R. sp.*, *Thalictrum minus*, *T. flavum*, *T. foetidum*, *Cirsium heterophyllum* (сравнительно много), *C. palustre*, *C. lanceolatum*, *Hypericum perforatum*, *Salvia*, *Labiatae*, *Gypsophila paniculata*, *Stellaria*, *Caryophyllaceae*, *Chenopodium album*, *Polygonum lapathifolium*, *Viola tricolor*, *V. sp.*, *Chelidonium majus*, *Euphorbia*, *Archangelica*, *Potamogeton pusillus*, *Humulus lupulus*, *Luzula*, *Ceratophyllum*, *Ballota*; *Bryales*. Этот комплекс отражает заболоченный березовый лес с разнотравьем. Такие леса широко распространены в Кузнецкой котловине и в настоящее время.

Во взятом там же образце обнаружено 53% спор (*Polypodiaceae* 92%, *Bryales*, *Lycopodium clavatum* и неопределенные), 38% пыльцы древесных пород (*Pinus silvestris* 32%, *P. sp.* 9%, *Betula* sect. *Nanae* (?) 51%, *B. sp.*, *Betulaceae*) и 9% пыльцы трав (*Artemisia*, *Gramineae*, *Ericaceae*, *Alismataceae*, *Cyperaceae*, *Thalictrum* и неопределенная пыльца).

В образце из лежащего выше слоя той же расчистки резко преобладают (91%) споры, практически нацело относящиеся к *Polypodiaceae*; среди древесной пыльцы отмечена пыльца *Betula* sect. *Nanae* (?), обладающая тонкой оболочкой и, по

мнению Т.П. Левиной, могущая принадлежать угнетенным формам березы. В целом же оба спектра в значительной степени дополняют карпологиический и ксилологический анализы и, по-нашему, не противоречат выводу о том, что 3 тыс. лет назад климат района был близок к современному.

Таким образом, изложенный материал позволяет наметить несколько климатических фаз, отвечающих раннекаргинскому похолоданию, трем похолоданиям конца сарганского века, а также трем потеплениям первой половины голоцена. Попутно на его основе можно представить растительность раннекаргинского похолодания, первого значительного потепления сарганского века и времени "малого ледникового периода" голоцена. В дополнение ко всему этому скажем, что при изучении салтымаковского разреза II террасы установлены следы и второго каргинского (коношьельского) похолодания, бывшего 34-30 тыс. лет назад (Кинд, 1971), - морозобойный клин, ограниченный снизу датой 36450 ± 1500 лет (СОАН-281), а сверху болотной почвой (?), имеющей возраст 26,5-28,0 тыс. лет.

В заключение выражаем признательность Т.П. Левиной, В.Я. Липагиной, В.Д. Нащокину, Е.А. Пономаревой и С.М. Поповой, выполнившим определения палеонтологического материала, Л.А. Орловой и В.А. Панычеву, давшим абсолютную датировку растительных остатков.

Литература

- Кинд Н.В. Вопросы синхронизации геологических событий и колебаний климата в верхней антропогене. - В сб.: "Основные проблемы геологии антропогена Евразии". М., "Наука", 1969.
- Кинд Н.В. Изменения климата и оледенения в верхнем антропогене (абсолютная геохронология). Автореф. докт. дисс. М., 1971.
- Равский Э.И. Основные черты климата Сибири в антропогене. - В сб.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., "Наука", 1969.

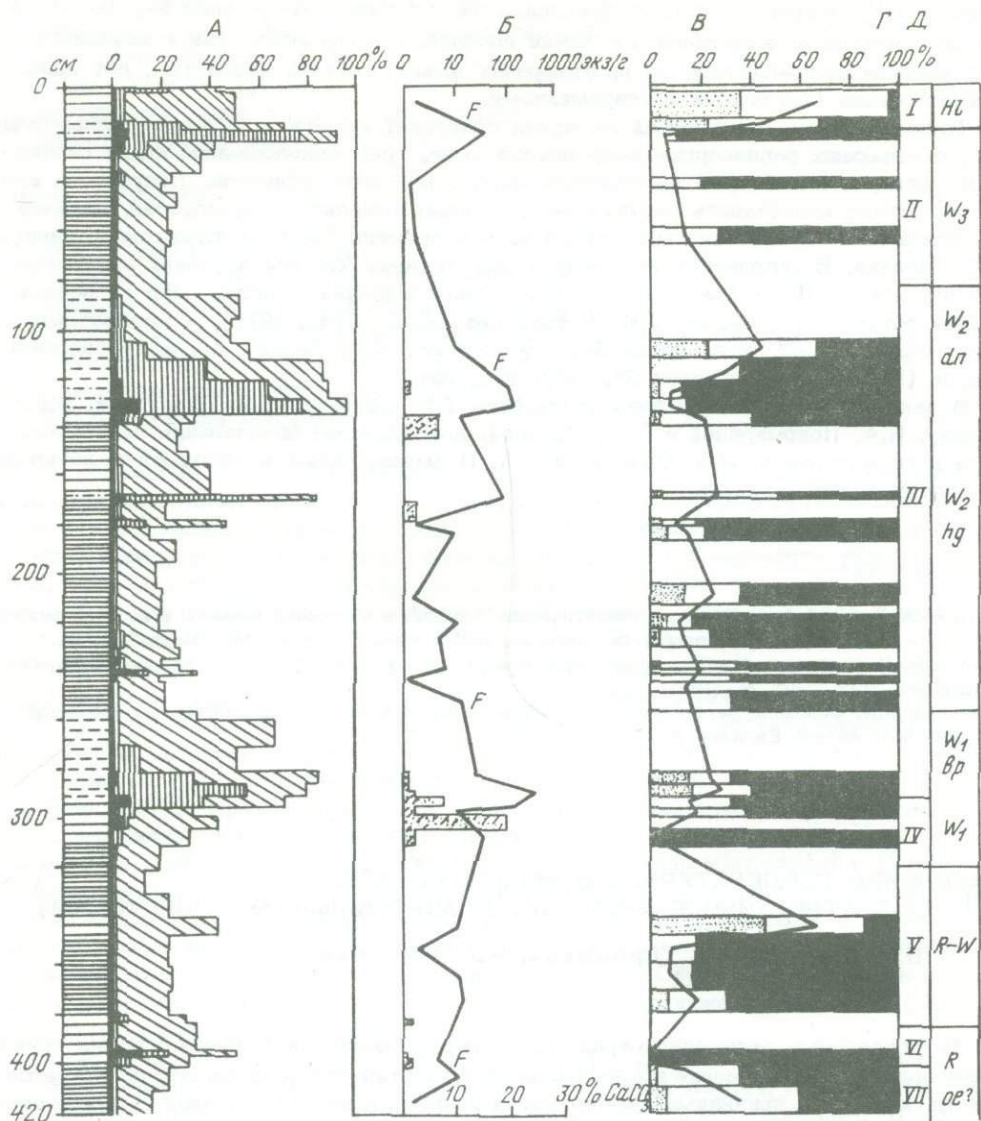
ИЗМЕНЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОД ЯПОНСКОГО МОРЯ В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ (ПО ПЛАНКТОННЫМ ФОРАМИНИФЕРАМ)

Е.А. Шарудо, Т.С. Троицкая, М.А. Репечка

Глубоководные отложения окраинных морей и океанов в последнее время привлекают пристальное внимание исследователей четвертичного периода. Это объясняется двумя основными причинами. Во-первых, их разрезы вследствие низкой скорости седиментации обладают высокой стратиграфической емкостью, вмещая в немногих метрах осадки нескольких сотен тысяч лет. Во-вторых, и это главное, они наиболее полно соответствуют стратиграфическому идеалу непрерывного монофациального разреза, образуют тот достаточно стабильный литогенетический фон, на котором особенно четко выступают изменения в составе ископаемых остатков морских организмов, вызывавшиеся неоднократными климатическими переменами четвертичного времени.

Разрезы глубоководных отложений Японского моря стали изучать с конца 50-х годов нашего века. Обзор работ, выполненных советскими и японскими исследователями, недавно опубликован И.Касено (Kaseno, 1972). Фораминиферы изучены из небольшого числа разрезов, взятых в Центральной котловине (Саидова, 1961) и северо-восточной части моря (Shinbo, 1968). Поэтому представлялось весьма целесообразным проведение микропалеонтологического и литологического исследования новой колонки из донных отложений Центральной котловины длиной 420 см, взятой во время 42-го рейса э/с "Витязь" на станции 5852 ($42^{\circ} 34' \text{ с. ш.}, 135^{\circ} 36' \text{ в. д.}$) с глубины 3640 м.

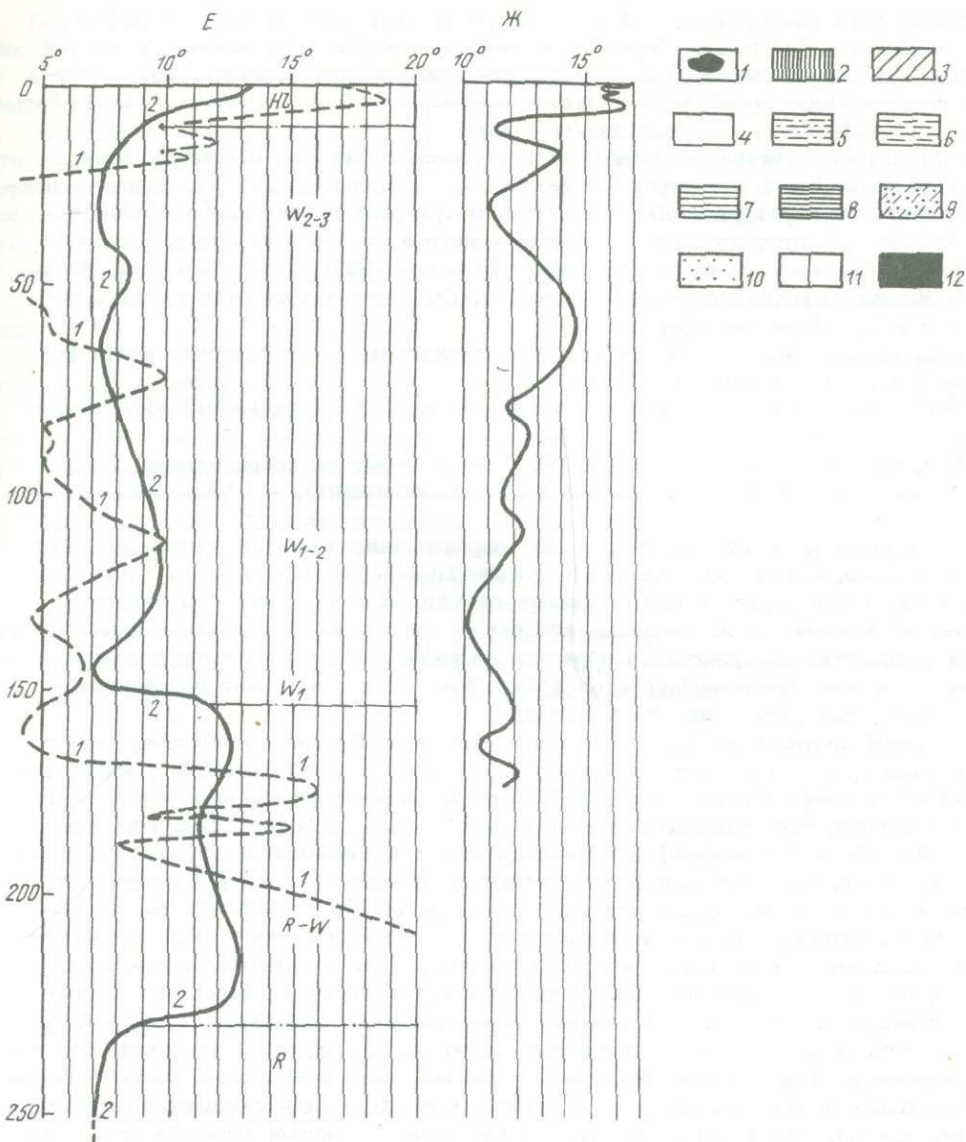
Колонка взята в точке, лежащей на дне котловины в 37 км (20 морских милях) западнее подножия подводной возвышенности Богорова и в 46 км (25 милях) от подножия материкового склона, спускающегося с западного шельфа. Удаление ее от берега Советского Приморья составляет 111 км (60 миль).



Разрез донных отложений северной котловины Японского моря, станция 5852, глубина 3640 м

А - колонка и график гранулометрического состава: 1-4 - фракции: 1 - 0,1 мм; 2 - 0,1-0,05 мм; 3 - 0,05-0,001 мм; 4 - <0,001 мм; 5-8 - типы пород; 5 - алеврит крупный; 6 - мелкоалевритовый ил; 7 - алеврито-пелитовый ил; 8 - пелитовый ил; Б - график содержания CaCO_3 и количества планктонных фораминифер в 1 г осадка; 9 - содержание CaCO_3 в %; F - график количества фораминифер в экз/г; В - график процентных соотношений различных зоогеографических групп планктонных фораминифер; 10 - тепловодные формы; 11 - нейтральные (широко распространенные) виды и линия относительной палеотемпературной кривой; 12 - субарктический вид *Globigerina*

Донные отложения представлены серыми пелитовыми и алеврито-пелитовыми илами с пятью резко подчиненными прослоями мелкоалевритовых илов и крупных алевритов толщиной от 2-10 до 37 см (рисунок А). Тонкодисперсные породы слагают 70% разреза, более грубых - 30%. В последних хорошо заметна градационная слоистость, что может указывать на образование их в результате действия суспензионных потоков, сходящих с западного материкового склона. Небольшое



rachyderma; Г - разделение разреза колонки на слои (I-VII); Д - индексы геохронологических интервалов и уровней: НI - голоцен, W_3 - поздний вюрм, W_2 - средний вюрм; W_{2dn} - интерстадиал денекамп, W_{2hg} - интерстадиал хенгело, W_1 - ранний вюрм, $W_{1вр.}$ - интерстадиал бреруп, R-W рисс-вюрм, R - рисс, Roe? - интерстадиал оэ (?); Е-Ж - сравнительные данные, палеотемпературные кривые: Е, 1 - Северная Атлантика (по Барашу, 1970), среднегодовая температура воды, $^{\circ}C$; 2 - Нидерланды и Австрия, температура воздуха в июле, $^{\circ}C$ (по Hammen, van der, и др. 1967); Ж - Тихоокеанское побережье Северной Америки, зал. Пюджет-Саунд, температура воздуха в июле, $^{\circ}C$ (по Grandell, 1965)

количество песчаных зерен в этом случае свидетельствует в пользу размещения разреза на внешнем крае области распространения потоков, куда грубые частицы уже почти не заносились. В составе осадков резко доминируют терригенные компоненты; карбонат кальция присутствует в заметном количестве (0,25-7,76%, единично до 21,7%) в отдельных прослоях из средней и нижней частей разреза, обычно же его практически нет. Карбонатность илов не обнаруживает прямой связи с количеством фораминифер (рисунок Б).

Фораминиферы обнаружены в 31 образце, распределяющемся довольно равномерно по разрезу. Бентосные формы единичны, количество планктонных варьирует от 0,44 до 877 экземпляров на 1 г воздушно-сухого осадка (рисунок, Б). Планктонные фораминиферы представлены пятью видами: *Globigerina bulloides*, *G. pachyderma*, *G. quinqueloba*, *G. sp.*, *Globigerinoides triloba*.

Для планктонных видов, живущих в поверхностном слое вод открытого моря, ведущим и практически единственным фактором, определяющим их расселение и обилие, является температура этого слоя. Первые три вида глобигерин и *Globigerinoides triloba* обитают ныне в Японском море и за его пределами. Сведения об общем географическом распространении (Беляева, 1969; Бараш, 1970) и расселении в Японском море (Asano, 1957; Шарудо, 1973) позволяют отнести их к трем разным зоогеографическим группам:

1. Вид, преобладающий в холодных, северобореальных и арктических водах (холодноводный), — *Globigerina pachyderma*;
2. Виды широко распространенные (нейтральные) — *Globigerina bulloides*, *G. quinqueloba*;
3. Вид, распространенный по всему Японскому морю, не достигающий высокой численности в теплых водах его южной части (тепловодный), — *Globigerinoides triloba*.

К последней группе отнесен также вид, определенный как *Globigerina sp.* Это, вероятнее всего, новый вид, близкий виду *Globigerina quinqueloba*, но отличающийся от него значительно меньшими размерами раковины и формой устья. Этот вид не встречен в современных осадках ни северной, ни центральной части моря, а количество его раковин в образцах из разреза обратно пропорционально содержанию в них холодноводной *Globigerina pachyderma*, что дает дополнительное основание для включения его в третью группу.

Процентное соотношение между группами (рисунок, В) сильно меняется по разрезу. Первая группа изменяет свою роль в комплексах от абсолютного доминирования (100%) до резкого сокращения (3%), хотя ни разу не исчезает полностью. Вторая, нейтральная, представлена почти во всех образцах (в 29 из 31) в том или ином количестве (от 6 до 60%) и исчезает полностью только при стопроцентном содержании первой. Роль третьей группы менее значительна, чем первых двух, она присутствует в 19 образцах и составляет в них от 2–4 до 23–46% комплекса. Основную часть этой группы всегда составляет вид *Globigerina sp.* Так как сами группы выделены по гидроклиматическому признаку (холодноводная, нейтральная, тепловодная), то очевидно, что изменение роли групп отражает колебания температуры поверхностного слоя морских вод за время накопления осадков, а график, изображающий их процентные соотношения (рисунок, В), является палеоклиматической диаграммой. Для большей наглядности средние части интервалов, соответствующих содержанию второй (нейтральной) группы, в каждой пробе соединены прямыми линиями, образующими в совокупности ломаную линию — модель палеоклиматической кривой (методика М.С. Бараша, Т.С. Громовой, 1969).

По содержанию разных групп в комплексах разрез колонки можно разделить на семь слоев (I–VII, рисунок, Г):

- I (0–18 см). Содержание тепловодной (третьей) группы в верхней части слоя образует четкий максимум (37%), сопровождающийся абсолютным максимумом второй группы и абсолютным минимумом первой; к основанию слоя роль первой группы усиливается.
- II (18–85 см). Первая группа достигает 72–89%, третья исчезает.
- III (85–290 см). В комплексе почти каждого образца есть представители третьей группы (2–29%), соотношение ее с двумя другими меняется, но содержание всегда остается меньшим, чем в слоях I и V.
- IV (290–320 см). Верхний абсолютный максимум (100%) холодноводной группы (303–310 см), тепловодная исчезает полностью.
- V (320–385 см). Третья (тепловодная) группа дает абсолютный максимум (46,3%), хотя встречается не во всех комплексах.
- VI (385–400 см). Нижний абсолютный максимум первой группы (100%).
- VII (400–420 см). Роль третьей группы незначительна, первой — относительно невелика (53–64%).

Весьма примечательно, что изменение роли той или иной группы происходит постепенно, закономерно. Единственный видимый резкий скачок между комплексами V и IV слоев, очевидно, вызван отсутствием данных для промежуточного интервала.

Если рассматривать изменение структуры комплексов в самом общем виде, то нетрудно заметить, что оно отражает два глубоких потепления, падающих на время накопления слоев I и V, и два интервала в целом более холодных, соответствующих формированию слоев II-IV и VI-VII. Кроме того, на фоне холодного интервала, за который накопился слой III, выделяются три неглубоких потепления, падающих на его начало, середину и конец.

Время всех этих палеоклиматических событий можно определить, учитывая видовой состав комплексов, непрерывность и среднюю скорость накопления осадков, а также саму последовательность событий, отражающуюся на палеоклиматическом графике, и их масштаб (амплитуду).

Отсутствие в комплексах вымерших видов, частые смены тепловодных и холодноводных ассоциаций, наличие чисто холодноводных комплексов при умеренной широте местонахождения позволяют отнести все время накопления отложений к четвертичному периоду.

Непрерывность седиментации вплоть до современности (очевидная из расположения разреза на большой глубине на дне котловины, а также из его литологических особенностей) позволяет рассчитать длительность формирования всей пачки и ее частей, если известна средняя скорость накопления осадков. Для глубоководных котловин Японского моря оценки разных исследователей колеблются от 1,45 до 7 см за 1000 лет, что дает длительность отложения 420-сантиметрового слоя (и возраст основания разреза) в рамках от 280 тыс. до 60 тыс. лет (табл. 1).

Таблица 1

| Источник сведений | Что исследовалось | Способ оценки возраста | Скорость седиментации, см/1000 лет | Время накопления, 420 см/1000 лет |
|--------------------|-------------------|------------------------|------------------------------------|-----------------------------------|
| Miyake et al. 1968 | Изотопный состав | Иониево-ториевый | 1,45-1,58 | 280 |
| Nishida, 1969 | Кокколитофори-ды | Палеоклиматический | 3 | 140 |
| Koizumi, 1970 | Диатомовые | " | 6-7 | 70-80 |

Анализ палеоклиматического графика (рисунок, В) и его сравнение с палеотемпературными данными, полученными для других областей моря и суши, позволяют сделать следующие выводы. Сильное потепление в самом верхнем, I слое может соответствовать только голоценовому (последледниковому, фландрскому) потеплению, а предшествовавшее ему глубокое потепление, падающее на формирование слоя V (с абсолютным максимумом тепловодных видов), - рисс-вюрмскому (земскому, микулинскому, казанцевскому, сангамонскому) межледниковому потеплению, более сильному, чем голоценовое. Соответственно слои II-IV должны были накопиться на протяжении последнего крупного холодного ледникового интервала (вюрмского, вислинского, валдайского, зырянско-сартанского, висконсинского), а слои VI-VII - во время предпоследнего крупного ледникового похолодания - рисского (заальского, днепровско-московского, самаровско-тазовского, илинойского).

Второстепенные температурные колебания, имевшие место при отложении слоев II-IV, хорошо сопоставляются с внутренними климатическими событиями вюрмского времени. Четко выделяются две термические депрессии - ранняя (слой IV, нижняя часть слоя III) и поздняя (слой II), сопоставимые с ранним и поздним вюрмом. При этом внутри нижней ясно выступает умеренное потепление (290-

268 см) – вероятный аналог ранневюрмского интерстадиала бреруп. Между ранней и поздней депрессиями было умеренно холодное время с двумя наиболее заметными потеплениями в его начале (233–195 см) и конце (128–95 см). По общему температурному фону оно хорошо соответствует каргинскому времени Сибири (Кинд, 1969), а также среднему вюрму Европы, фазы же потепления – европейским интерстадиалам денекамп и хенгело и их климатическим и хронологическим аналогам в Сибири и Северной Америке (Hammen van der et al., 1967; Кинд, 1969).

Внутри рисского похолодания (слои VI–VII) заметна наиболее холодная стадия (слой VI) и предшествовавшее ей умеренное потепление, в которых можно видеть аналоги позднерисской холодной (ледниковой) стадии варта и интерстадиала оэ (мюнстер).

Было бы весьма интересно превратить полученный палеоклиматический (или относительный палеотемпературный) график в палеотемпературный, со шкалой среднегодовых температур, однако сделать это не представляется возможным без определения изотопного состава кислорода из кальцита раковин. Дело в том, что при глубине моря на станции 5852 близкой к “критической” (Беляева, 1969) уже начинается растворение тонкостенных раковинок *Globigerina bulloides*, относящихся ко второй (нейтральной) группе, и все спектры диаграммы оказываются смещенными в сторону более низких температур (Шарудо, 1973).

Сравнение нашего относительного палеотемпературного графика с палеотемпературными кривыми для типовых разрезов, датированных радиоуглеродом или иными радиохронологическими определениями (некоторые из них приведены на рисунке, Е, Ж), позволяет произвести довольно детальное стратиграфическое разделение разреза колонки 5852 с выделением ряда межрегиональных горизонтов и слоев, определить их геохронологические рамки (табл. 2), а также подсчитать скорость седиментации и ее изменение во времени.

Отнесение слоя V к рисс-вюрму определяет возраст его основания и всего времени накопления слоев V–I в 130–140 тыс. лет. При неизменной средней скорости накопления (около 3 см в тысячелетие), образование слоев VI–VII продолжалось еще около 10 тыс. лет, так что длительность формирования всего разреза можно определить в 140–150 тыс. лет. Расхождение с оценкой возраста по скорости седиментации, полученной японскими исследователями, установившими ее по иониево-ториевым датировкам, объясняется тем, что они подсчитали ее по сравнительно коротким колонкам (около 1 м), не вскрывшим глубокие слои, накапливавшиеся быстрее, чем верхние. Отличие от оценки по скорости осадконакопления, данной И.Коизуми (Koizumi, 1970), получается, очевидно, потому, что он исследовал разрезы в области, лежащей ближе к подножию континентального склона и против устья подводной долины, идущей из залива Тояма, где седиментация интенсивнее. По разрезу же колонки, лежащей дальше в глубь Южной котловины (Nishida, 1969), получена та же средняя скорость, что и по нашему разрезу.

При принятом нами расчленении разреза средняя скорость накопления донных илов в Центральной котловине составляла около 3 см в тысячелетие. В различные по климатическим условиям интервалы она менялась: в рисс-вюрме – 1,1 см, в вюрме – 5,0 см, в голоцене – 1,8 см за 1000 лет, т.е. в соотношении 1:4,5:1,6. Заметное, в 2,8–4,5 раза, увеличение скорости в вюрмский (ледниковый) интервал было, очевидно, вызвано резкими физико-географическими изменениями: осушением шельфа, усилением физического выветривания и разрежением растительного покрова на суше, т.е. приближением источников сноса и увеличением объема терригенного материала, поступающего в бассейн. Те же изменения способствовали накоплению большой массы взвесей на краю шельфа и в верхней части материкового склона, что приводило к активизации деятельности суспензионных потоков, как это видно из стратиграфической приуроченности турбидитов к вюрмскому горизонту. Если исключить отложения мутьевых потоков из подсчета мощности и пренебречь временем их накопления, то средняя скорость свободного осаждения взвесей в Центральной котловине составит 2,1 см в тысячелетие.

Рамки статьи не позволяют дать развернутое сопоставление палеоклиматического графика с данными, полученными при изучении донных отложений дальневосточных морей и других частей Мирового океана; мы ограничимся сравнением с несколь-

Схема стратиграфического расчленения разреза колонки
глубоководных отложений Японского моря
(станция 5852, 42-й рейс э/с "Витязь", глубина 3640 м)

| Система | Часть системы | Меж-региональный надгоризонт | Меж-региональный горизонт | Меж-региональный подгоризонт | Межрегиональные слои | Слои разреза | Интервалы разреза, м | Геохронологическая оценка; время в годах от 1970 г. | |
|--------------------|---------------|------------------------------|---------------------------|------------------------------|---|--------------|----------------------|---|---------------|
| Четвертичная | Голоцен | | | | Субатлантические Суббореальные Атлантические Бореальные Пребореальные | I | 0-2 | 2 200 | |
| | | | | | | | 2-15 | 8 200 | |
| | | | | | | | 15-18 | 10 200 | |
| | Плейстоцен | Верхний плейстоцен | Вюрмский | Верхневюрмский | | | II | 18-85 | 20 000 |
| | | | | | | | | 85-95 | 29 000-32 000 |
| | | | | | | | | 95-128 | |
| | | | | | | | | 128-195 | |
| | | | | Средневюрмский | Денекамп | III | 195-233 | 37 000-39 000 | |
| | | | | | | | 233-256 | 50 000 | |
| | | | | | | | 256-258 | 59 000-59 000 | |
| | | | | Нижневюрмский | Бреруп | IV | 268-290 | | |
| | | | | | | | 290-320 | 70 000 | |
| | | | | Риссвюрмский | | V | 320-385 | 130 000-140 000 | |
| Средний плейстоцен | Риссский | Верхнериссский | Варта | | | | VI | 385-400 | |
| | | | | Оэ | VII | 400-420 | | | |

Примечания: 1. Интервалы разреза, для которых нет данных, разделены поровну между смежными слоями. 2. Геохронологические оценки даны по сведениям из разных источников (Кинд, 1969; Broecker, Ku, 1969; Broecker, Thuber, 1965; Hammen van der, et al., 1967; Veeh, Valentine, 1967).

кими разрезами, из которых наиболее полно исследованы планктонные фораминиферы и которые взяты примерно с тех же глубин в Японском, Охотском, Беринговом морях и Северной Атлантике.

В 160 км к юго-юго-востоку от нашего разреза, из отложений той же Центральной котловины на станции 3602, с глубины 3504 м была получена 17-метровая колонка, изученная Х.М. Саидовой (1961) и Т.В. Сечкиной (1959). В верхних трех метрах разреза фораминифер нет, но в интервале 20–33 см найдена богатая теплолюбивая флора диатомовых (I горизонт Т.В. Сечкиной), что позволяет отнести его к голоцену, а в интервале 181–184 см – холодноводный комплекс, определенно относящийся к вюрму (II горизонт Т.В. Сечкиной). Планктонные фораминиферы появляются только в интервале 300–303 см и представлены одним, но встреченным в массе (735 экз/г) видом *Globigerina bulloides* (который мы относим ко второй, нейтральной, группе); холодноводные отсутствуют совершенно. На этом же уровне, ниже 280 см, начинается III горизонт (по Т.В. Сечкиной) с наиболее тепловодным комплексом диатомовых, включающим южнобореальные и тропические виды. По положению в последовательности отложений и температурной характеристике этот слой с планктонными фораминиферами соответствует V (рисс-вюрмскому) слою нашего разреза и залегает в толще донных накоплений всего на несколько десятков сантиметров выше, чем слой V в своей колонке. Если принять для этого района ту же среднюю скорость седиментации, то его расчетный возраст будет около 100 тыс. лет, т.е. также рисс-вюрмский. Ниже по разрезу ни фораминифер, ни диатомовых нет вплоть до интервала 859 см, но этих глубоких слоев, очевидно, уже нет в нашем разрезе¹.

Ясные следы голоценового потепления отмечены также в самой верхней части разрезов донных осадков Южной котловины Японского моря по результатам исследования диатомовых (Koizumi, 1970) и нанопланктона (Nishida, 1969).

В разрезах донных отложений глубоководной части Охотского и Берингова морей, исследованных Х.М. Саидовой (1961), найден только один планктонный вид – *Globigerina pachyderma*. По изменению его количества по разрезам колонок 22, 140, 146, 382, 489, 890, 970 и 616, 967, взятых на глубинах от 3138 до 3870 м, можно наметить первый слой мощностью 20–80 см, в котором вид малочислен или отсутствует вовсе; второй, более глубокий (интервалы от 20–80 до 190–339 см), где он многочислен; третий слой с новым количественным минимумом (от 208–355 до 310–380 см), а в некоторых разрезах и четвертый слой со следующим максимумом *Globigerina pachyderma*, на глубине 420–500 см от поверхности дна. Правда, маловероятно, чтобы этот вид вовсе исчезал из состава местных ассоциаций даже при максимальных потеплениях (сохраняясь даже в Японском море), но колебания его численности могут отражать не миграционные перемещения, связанные с климатическими переменами, а гляциоэвстатические трансгрессии и регрессии, вызванные ими и изменявшие глубину бассейнов. Дело в том, что глубина всех этих станций близка к “критической”, на которой происходит растворение кальцитовых раковин фораминифер некоторых видов (около 3500 м в северных широтах, по данным Н.В. Беляевой, 1969), а подъем уровня океана на 120–200 м в неледниковые интервалы приводил к результату, аналогичному углублению моря. Несмотря на принципиально иной механизм явления, его палеоклиматическая интерпретация остается такой же; первый слой можно отнести к голоценовому потеплению, второй – ко времени вюрмского похолодания (абсолютный возраст второго слоя в северо-западной части Тихого океана от 11 до 75 тыс. лет; Романкевич и др., 1966), третий – к рисс-вюрмскому теплomu интервалу и четвертый – к рисскому холодному. Таким образом, и здесь, в верхней (сопоставимой по мощности с колонкой 5852) части разрезов, по планктонным фораминиферам прослеживаются следы позднечетвертичных климатических событий, отмеченных для Японского моря. Изменения числа раковин в более низких слоях самых длинных колонок (до 33 м) могут быть связаны с дорисскими событиями, вплоть до самых ранних дунайских.

¹ 17-метровый разрез колонки 3602 доходит до тепловодных отложений, являющихся, по-видимому, аналогами европейского кромера (гюнц-минделя).

Сравнение нашего графика с палеотемпературными кривыми, полученными по планктонным фораминиферам из их раковин и изотопам кислорода для Северной Атлантики (Бараш, Громова, 1969; Бараш, 1970), для разрезов с глубины 4120–3900 м (станции 523,66), показало, что общий ход, последовательность и масштабы климатических изменений были очень близкими даже в областях, отстоящих одна от другой на 180° по долготе и разделенных огромным материком Евразии.

Кривая по станции 66 приведена рядом с нашей на рисунке, Е. Единственное заметное расхождение состоит в том, что потепление, отнесенное авторами к брерупскому интерстадиалу раннего вюрма, М.С. Бараш включает в ресс-вюрмское, в качестве его второго температурного максимума, Определить, какое из двух решений более вероятно, трудно из-за недостатка других сравнительных данных. Можно лишь отметить, что бреруп даже в стратотипической местности, в Дании, долгое время считался также частью ресс-вюрма (эема), выделен сравнительно недавно (Andersen, 1961; Герасимов и др., 1963) и с трудом от него отделяется. Возможно, ему соответствует и верхний максимум температур, приходящийся на III горизонт в колонке 523 (Бараш, Громова, 1969). На кривой со станции 66 раннее потепление среднего вюрма выглядит более интенсивным, чем позднее, в отличие от нашего графика, на котором различие между ними меньше, но в пользу последнего. Это несущественное расхождение следует отнести либо за счет местных особенностей, либо за счет недостаточной точности восстановления слабых климатических колебаний. Некоторое несовпадение по вертикали отдельных температурных пиков на графиках (см. рисунок) объясняется тем, что составлены они для колонок разной длины, приведенных в единый масштаб только по двум уровням — по поверхности дна и кровле ресских слоев. Положение всех промежуточных значений определено автоматически, и любые изменения в скорости седиментации отразились в виде смещения одновозрастных интервалов по вертикали.

Изучение планктонных фораминифер из колонки 5852, палеоклиматическая интерпретация изменения их комплексов по разрезу и сравнение с аналогичными данными, полученными для некоторых смежных и отдаленных областей, позволяют сделать следующие основные выводы.

1. Палеоклиматический график по колонке 5852 дает наиболее детальную для дальневосточных морей картину относительного изменения температуры морских вод за позднечетвертичное время. На нем впервые отразились такие второстепенные климатические изменения, как два средневюрмских интерстадиала, разделяющее их похолодание и ранневюрмский интерстадиал.

2. Локальная последовательность климатических изменений хорошо совпадает с основными палеоклиматическими событиями, восстановленными для других частей Японского моря по изменениям в комплексах планктонных организмов, т.е. отражает общие для всего бассейна явления.

3. В Охотском и Беринговом морях те же основные климатические колебания позднечетвертичного времени восстанавливаются по изменению условий накопления в осадках раковин единственного планктонного вида — *Globigerina pachyderma*.

4. Относительные температурные изменения в Японском море, как в общих чертах, так и в ряде деталей, хорошо совпадали с ходом колебания температуры воды в Северной Атлантике и летней температуры воздуха над Европой, Сибирью и Тихоокеанским побережьем Северной Америки.

В заключение авторы выражают признательность С.Л. Троицкому за консультации и советы во время работы над статьей.

Литература

- Бараш М.С. Планктонные фораминиферы в осадках Северной Атлантики. М., "Наука", 1970.
- Бараш М.С., Громова Т.С. Палеотемпературный анализ колонок по планктонным фораминиферам. — В сб.: Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях (к VIII конгрессу JNQU Ав Париже, 1969 г.). М., "Наука", 1969.
- Беляева Н.В. Тихий океан. Биология Тихого океана. Микрофлора и микрофауна в современных осадках Тихого океана. М., "Наука", 1969 (гл. III — Планктонные фораминиферы в поверхностном слое осадков Тихого океана).
- Герасимов И.П., Серебрянный Л.Р., Чеботарева Н.С. Стратиграфические компоненты плейстоцена Северной Европы и их корреляция. — В сб.: Антропоген Русской равнины и его стратиграфические компоненты. М., 1963.

- Кинд Н.В. Вопросы синхронизации геологических событий и колебаний климата в верхнем антропогене. - В сб.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., "Наука", 1969.
- Романкевич Е.А., Безруков П.Л., Баранов В.И., Христианова Л.А. Стратиграфия и абсолютный возраст глубоководных осадков западной части Тихого океана. Результаты исследований по международным геофизическим проектам. - Океанология, 1966, № 14.
- Саидова Х.М. Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. М., Изд-во АН СССР, 1961.
- Сечкина Т.В. Диатомовые в длинной колонке донных отложений из Японского моря. - Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 1.
- Шарудо Е.А. О планктонных фораминиферах Японского моря и особенностях захоронения их в поверхностном слое осадков. - Сборник тезисов докладов VI Всесоюзного микропалеонтологического совещания. Новосибирск, 1973 (ротапринт).
- Andersen S. Th. Vegetation and its environment in Denmark in the Early Weichselian Glacial (Last Glacial). Danmarks Geologiske Undersøgelse, 1961, II, No 75.
- Asano K. The Foraminifera from the adjacent Seas of Japan, collected by the S.S. Soyo-mare, 1922-1930. Part 3 - Planktonic Foraminifera. Science Reports of the Tohoku Univ., Sendai, Japan: Second ser. (Geology), vol. 28, 1957.
- Broecker W. S., KU T. L. Caribbean col. P. 6304-8 and P 6304-9: new analysis of absolute chronology. - Science, 1969, 166, N 3903: 404-8.
- Broecker W. S., Thurber D. L. Uranium series dating of corals and oolites from Baham Florida key limestones. - Science, 1965, 49, N 3679: 58-60.
- Crandell D. R. The Glacial History of Western Washington and Oregon, The Quaternary of the United States. Princeton, New Jersey, Princeton Univ. Press, 1965: 341-354.
- Hammen T. van der, Maarijeveld G. C., Vogel J. C., Zagwijn W. H. Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the Last Glacial in the Netherlands. "Geologie en Mijnbouw", 1967, vol. 46, No 3.
- Kaseno Y. Geological features of the Japan Sea floor: a review of recent studies. "Pacific Geology," 1972, No 4: 91-111.
- Koizumi I. Diatom thanatocenoses from the sediment cores in the Japan Sea. "Journ. Marine Geol. Japan", 1970, N 6(1): 1-11
- Miyake Y., Sigimura Y. and Matsumoto E. Ionium-thorium chronology of the Japan Sea cores. "Recent Oceanography Works Japan", 1968, No 9(2): 189-195.
- Nishida S. Ultra-microfossils found in the sediment core from the Japan Sea. Circular "Nihonkai", 1969, N 3: 39-41
- Shinbo H. Foraminifera in the sediment core from the northeast Japan Sea. Circular "Nihonkai", 1968, N 2: 67-83.
- Veeh H. H., Valentine J. W. Radiometric ages of Pleistocene fossils from Cayucos, California. "Bull. Geol. Soc. America", 1967, vol. 78, N 4: 547-549.

К ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ ЛАГУНЫ БУССЕ И ПРИЛЕГАЮЩИХ ОЗЕР В ЧЕТВЕРТИЧНОЕ ВРЕМЯ (О. САХАЛИН)

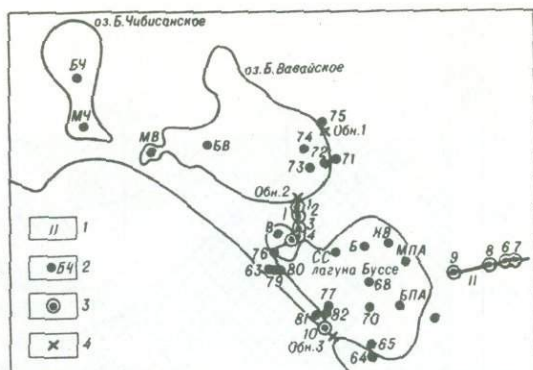
И.И. Задкова, Л.А. Орлова, В.Ф. Рыбаков,
Ю.Н. Тарасевич, К.Б. Фурсенко

Публикации, касающиеся истории осадконакопления в лагунах и озерах Сахалина, единичны (Петрова, Петров, 1935; Петров, 1936; Волошинова, Петров, 1939). Более новые данные содержатся в работах последних лет (Григорьев, 1964; А.В. Фурсенко, К.Б. Фурсенко, 1968, 1970). Институтом геологии и геофизики СО АН СССР было организовано исследование лагун и озер Южного Сахалина с бурением мелких скважин на их акваториях для выяснения истории осадконакопления за четвертичное время. В 1970 г. в лагуне Буссе и на озерах Большом и Малом Вавайских и Большом и Малом Чибисанских ручным буром системы Розанова было пробурено с плавсредств около 30 скважин. В 1971 г. бурение было продолжено на прилегающих к озерам участках суши, на перемычке между лагуной Буссе и оз. Большим Вавайским (профиль I) и в пойме р. Шешкевича (профиль II), (рис. 1; Задкова и др., 1973); исследованы также выходы торфяников.

Лагуна и озера расположены в южной части Муравьевской депрессии, сформированной на блоковом основании, сложенном породами юры (?) - нижнего мела и позднего мела, перекрыты неогеновыми отложениями. В разрезе неогена наблюдаются размыты и следы фаз активного химического выветривания (Ганешин, 1970; Тарасевич и др., 1971).

Рис. 1. Схема расположения скважин и обнажений.

1 - профили; 2-3 - скважины: 2 - пробуренные ручным способом, 3 - механического бурения; 4 - обнажения.



Подощва четвертичных отложений фиксируется на разных уровнях; ее максимальная высота над уровнем моря 10-20 м, там, где обнаружены береговые уступы со следами недавних смещений (перемычка между лагуной Буссе и озерами Большим Вавайским и Большим и Малым Чибисанскими). В других районах подошва этих осадков полого погружается (2-5°) и уходит под уровень озер (южный берег оз. Большого Вавайского, восточный берег лагуны Буссе). В районе оз. Выселкового она залегает почти на 30 м ниже уровня моря.

В связи с недостатком данных в настоящее время четвертичные отложения разделяются только на позднеплиоцен-среднеплейстоценовые, позднеплейстоценовые и голоценовые (Тарасевич и др., 1971). Материалы исследований показали следующее.

На месте лагуны и озер, под толщей илистых лагунных осадков залегают элювиальные (?) и элювиально-делювиальные отложения, представленные осветленными глинами (скв. КВ, глубина 0,5 м; скв. МЧ - 7,3 м; скв. 72-4,9 м от поверхности дна), или озерные голубовато-серые плотные вязкие глины, залегающие на размытом элювии (скв. 64-2,5 м; скв. 65-2,5 м; скв. Б - 6,8 м от поверхности дна). В некоторых скважинах (Б, 65 и др.) в кровле глин встречены торфянистые образования с кусками лигнитизированной древесины.

Аналогичные глины, залегающие на структурном элювии позднемиоценовых и неогеновых отложений, были отмечены в береговых обрывах озер Большого Вавайского, Большого Чибисанского и лагуны Буссе. В обрыве высотой 5,5 м над урезом воды оз. большого Вавайского, в 1 км западнее р. Шлюзовой, обнажены (снизу вверх): 1) аргиллиты позднего мела, серые, тонкослоистые, трещиноватые (видимая мощность 2,0 м); 2) структурный элювий аргиллитов (мощность 2,3 м); 3) глины песчаные, голубовато-серые (мощность 0,10 м); 4) слой бурого травянистого торфа (мощность 0,25 м) и гумусированной глины (мощность 0,50 м), переходящий в современную почву (обнажение 1, рис. 1). Согласно данным радиоуглеродного анализа, возраст торфа 24300 ± 450 лет (СОАН-619)¹.

На перемычке между оз. Большим Вавайским и лагуной Буссе скв. 1, 2, 3, 4, 5 (рис. 1) на делювиально-элювиальном мезокайнозойских образованиях вскрыты, галечники, гравелиты, разнозернистые пески и торфяники четвертичного возраста (общая мощность до 5-8 м). В южной части оз. Большого Вавайского на продолжении профиля I вблизи скв. 1 в береговом обрыве имеется обнажение высотой 3 м. Снизу вверх залегают: 1) аргиллиты серые и синевато-серые с мелким гравием, видимая мощность 0,5 м; 2) торфянистый ил, переходящий в глину, -

¹ Все радиоуглеродные определения выполнены на двухканальной сцинтилляционной установке в лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР под руководством Л.В. Фирсова. В качестве носителя активности используется бензол. Для возраста принят период полураспада радиоуглерода в 5570 ± 30 лет. Возраст отсчитан от 1970 г.

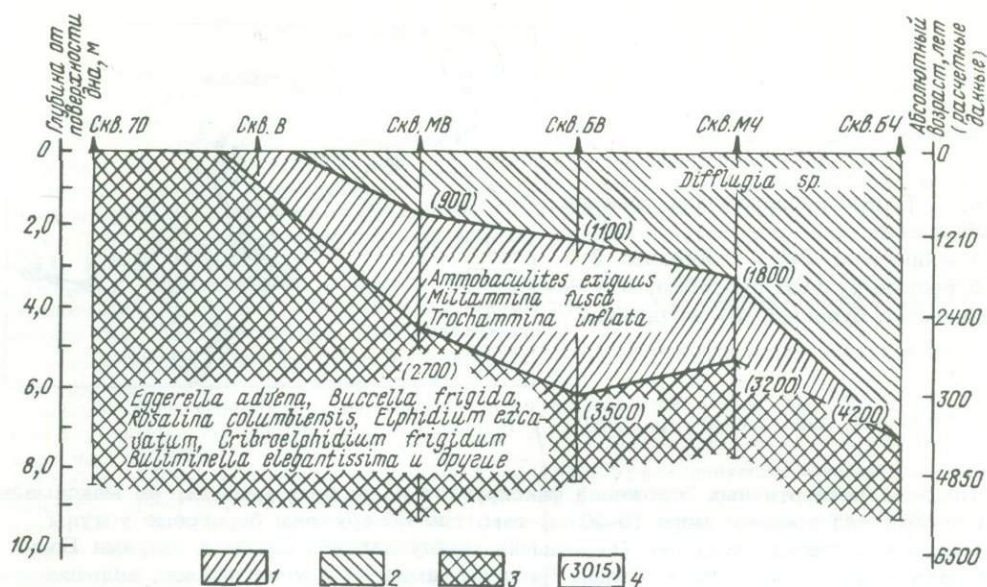


Рис. 2. Взаимоотношения погребенных фациальных типов осадков и их возраст (расчетные данные) в разрезах лагуны и озер.

Фациальные типы осадков с характерным для них комплексов фауны: 1 - озерный; 2 - эстуарный; 3 - лагунный; 4 - возраст (расчетные данные)

0,25 м; 3) торф - 0,3-0,4 м; 4) переслаивание черных илистых торфов с более светлым травянистым торфом - 0,8 м; 5) торф светло-бурый, травянисто-древесный - 0,25 м. По данным радиоуглеродного анализа, торф (образец из слоя 3) имеет возраст 10300 ± 110 лет (СОАН-618).

Затопленные торфяники с прослоями гумусированного ила были обнаружены в проливе Суслова в 20 м от берега на траверзе рыбцеа, на глубине 3,5 м. Возраст пробы торфа из пролива соответствует 7550 ± 100 лет (СОАН-620). Возраст первых двух образцов торфа - доголоценовый, и лишь образец торфа из пролива Суслова относится к первой половине голоцена. Морских осадков среди описанных выше отложений не встречено. Таким образом, можно полагать, что континентальные илы и торфяники облегают древний рельеф и служат субстратом для позднейших отложений на дне лагун и озер.

На размытой поверхности отмеченных выше образований в лагуне и озерах лежит комплекс слаболитифицированных илистых осадков. Илистые образования, как обычно, приурочены к центральным частям водоемов, у берегов они сменяются более грубозернистыми осадками. Вскрытая мощность илов в центральных частях лагуны и озер более 10 м. Донные осадки лагуны Буссе в северо-западной ее половине по всему разрезу снизу до верха представлены преимущественно темно-серыми до черных глинистыми илами с сильным запахом сероводорода; осадки юго-восточной половины лагуны более песчаные. Подмечено также увеличение содержания песчано-алевритовых частиц в илистых образованиях в нижней и верхней частях разреза по всем скважинам акваторий лагуны и озер.

Микропалеонтологические исследования осадков из разрезов скважин (68, 70, СС, В, ВПА, 65 и др.) в лагуне показали, что в фациальном отношении все они представлены исключительно типичными для лагун солоноватоводными отложениями с фауной фораминифер: *Trochammina inflata* (Montagu), *T. ochracea* (Williamson), *Eggerella advena* (Cushman) с агглютинирующей раковины и *Buccella frigida* (Cushman), *Rosalina columbiensis* (Cushman), *Faujasinella perlucida* A. Fursenko et K. Fursenko, *Elphidium excavatum* Terquem, *E. selseyense* (Heron-Allen et Earland), *Criboelphi-*

¹ Здесь и ниже определение фораминифер произведено К.Б. Фурсенко.

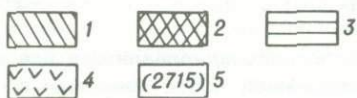


Рис. 3. Характер взаимоотношения погребенных фациальных типов осадков и их возраст в пойме р. Шешкевича

фациальные типы осадков с характерным для них комплексом фауны: 1 - пресноводный, лагунный; 2 - относительно глубоководный; 3 - относительно мелководный; 4 - возраст (расчетные данные)

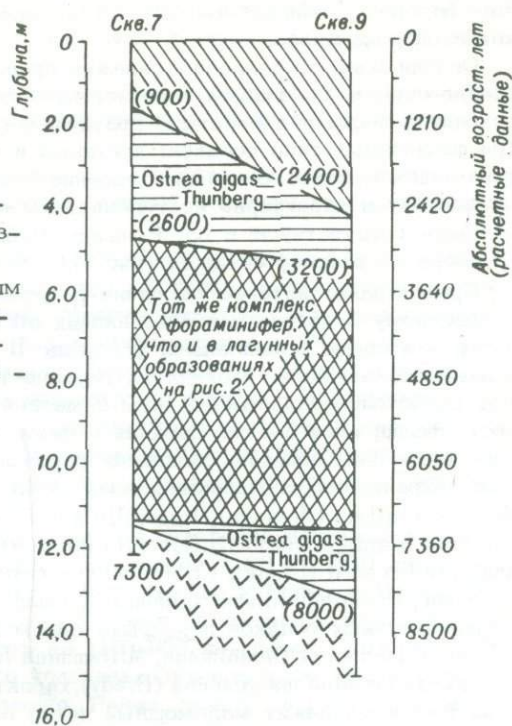


Рис. 4. Позвонок кита (фото)

dium frigidum (Cushman), Buliminella elegantissima (Orbigny) – из форм с известковистой раковинной.

Осадки озер по разрезам скважин представлены слабоконсолированными илами светло-серыми со слабым коричневым оттенком; в прибрежной части озер илы переходят в пески и алевриты с гравием и галькой. В разрезах скважин выделены три фациальных типа осадков: лагунный и эстуариевый с характерным комплексом фораминифер и пресноводный. Строение разрезов закономерно по своему фациальному составу и характерно постепенной сменой типичных лагунных отложений эстуариевыми (отсутствуют в оз. Большом Чибисанском), а затем пресноводными снизу вверх по разрезу скважин (рис. 2).

Представляет интерес строение разрезов по буровому профилю (скв. 6, 7, 8, 9), пройденному в полосе наиболее низких абсолютных отметок Муравьевской низменности – в пойме р. Шешкевича (профиль II на рис. 1, 3). На делювиально-элювиальных образованиях неогена на глубине 12,0–14,0 м от дневной поверхности лежат слабоконсолированные илы с мелкой (0,5 см) окатанной галькой. Общая мощность толщи илов 5–6 м. Верхняя и нижняя части илов опесчанены. В песчанистых илах встречены большие скопления раковин *Ostrea gigas* Thunberg различной степени сохранности. В глинистых илах между ними присутствуют фораминиферы: *Trochammina inflata* (Montagu), *Eggerella advena* (Cushman), *Quinqueloculina lata* Terquem, *Buccella frigida* (Cushman), *Buccella inusitata* Andersen, *Rosalina columbiensis* (Cushman), *Ammonia beccarii* (Linne), *Cribronion incertus* (Williamson), *Elphidium ex gr. clavatum* Cushman, *Criboelphidium frigidum* (Cushman) и другие типичные для лагун формы. Пачка лагунных осадков перекрыта слоем илов с фораминиферами *Ammobaculites exiguus* Cushman et Brönnimann, *Miliammina fusca* (Brady), *Trochammina winogradovi* Didkovsky, *Jadammina macrescens* (Brady), характерными для эстуариев мощностью около 1 м. Над ними лежит маломощный чехол озерно-болотных торфянистых отложений (1,5–2,0 м).

Все эти данные позволяют считать, что между нижним горизонтом континентальных отложений, облекающим неровности древнего рельефа в Муравьевской депрессии, и поверхностным слоем озерно-болотных накоплений лежит пачка илов с морской фауной, отложившихся в лагуне с соленостью вод, близкой к нормальной морской. Возраст их точно не установлен, но можно подойти к его определению путем некоторых допущений и расчетов. Если торф из пролива Сулова возрастом 7550 ± 100 лет относится к горизонту континентальных отложений, выстилающих древний рельеф над лагуной, то можно считать, что трансгрессия началась около этого времени. При максимальной мощности осадков в лагуне 12,5 м средняя скорость осадконакопления в ее центральной, наиболее заиленной части окажется около 1,65 мм в год. При принятых допущениях получается, что еще 900–1000 лет назад Муравьевская низменность там, где в настоящее время лежит пойма р. Шешкевича, была залита морем. Подтверждением этому является находка в разрезе поймы р. Аракуль на глубине около 2 м от поверхности позвоночника кита (рис. 4), возраст которого определен по выделенному из кости коллагену в 900 лет (СОАН-142; образец представлен Г. А. Рудских). Если распространить эти подсчеты скорости осадконакопления на разрезы отложений в озерах Большом и Малом Вавайских и Большом и Малом Чибисанских, то окажется, что еще 900–1000 лет назад здесь (исключая акватории оз. Большого Чибисанского) существовал крупный эстуарий, а 2700–4200 лет назад – бассейн с условиями осадконакопления, близкими или тождественными современным в лагуне Буссе. Площадь оз. Большого Чибисанского освободилась от морских вод ранее других (4200 лет назад), поскольку оно лежит на наиболее высокой по сравнению с другими озерами абсолютной отметке. Следовательно, процесс регрессии моря протекал довольно медленно (в течение 3 тыс. лет.)

Полученные данные позволяют в самых общих чертах наметить тенденцию в развитии озерных ванн в четвертичное время.

Судя по фациальному составу осадков, подстилающих толщу донных илов, в доголоценовое время на месте лагуны и озер существовала субэвральная равнина, представляющая собой единое целое с прилегающими частями Муравьевской низменности и заливом Анива. По-видимому, она изобиловала озерами и болотами,

конфигурация которых и размещение отличались от современных. Следы озерно-болотных отложений, синхронных этому этапу, известны и на самых высоких частях местных водоразделов.

Субаэральная обстановка сохранялась вплоть до начала голоцена, что согласуется с данными С.Д. Гальцева-Безюка (1964) о существовании в плейстоцене сухопутного моста между Сахалином и Хоккайдо.

Время, непосредственно следующее за заключительным этапом формирования раннеголоценового торфяника из пролива Сулова (около 7 тыс. лет), ознаменовалось начальной фазой крупной трансгрессии.

Вследствии (6-4 тыс. лет назад) площадь современной лагуны и озер, по-видимому, представляла собой сложно изрезанный крупный залив, также отличавшийся по конфигурации от современных лагун и озер. Многих перемычек не существовало, в частности между озерами Большим и Малым Чибисанскими и Большим и Малым Вавайскими, а также в пойме р. Шешкевича. Перемычка между лагуной Буссе и оз. Большим Вавайским имела, но была меньше и по высоте и по площади. В западной ее части обнаружена фауна *Ostrea* на высоте около 8 м, а морские пески занимают площадь, включающую и оз. Выселковое. Лагуна Буссе распространялась восточнее современной - и вплоть до отрогов Тонино-Анивского хребта (следы древних береговых линий).

Формирование озер в их современном виде началось синхронно накоплению горизонта эстуариевых осадков, т.е. в промежуток времени от 4200 до 2770 лет назад, причем сначала образовались озера Большое Чибисанское и Большое Вавайское, затем - Малое Чибисанское и Малое Вавайское. Условия опресненных водоемов, слабо связанных с морем, сохранялись вплоть до 1100-900 лет назад. Лагуна Буссе имела связь с морем на протяжении всего голоцена. Окончательное оформление пресноводных водоемов произошло разновременно. Ранее всего, в начале регрессивной фазы (4200 лет назад), отшнуровалось от моря оз. Большое Чибисанское.

Сопоставляя полученные результаты по истории осадконакопления в лагуне Буссе и прилегающих озерах с недавно опубликованными данными по истории оз. Сарома (о. Хоккайдо, Япония) (Ohshima, 1971), можно заключить, что этапы их развития совпадают.

Литература

- Гальцев-Безюк С.Д. О соединении Сахалина с материком и о. Хоккайдо в четвертичное время. - Изв. АН СССР, серия географ., 1964, № 1.
- Волошинова Н.А., Петров А.В. Фораминиферы из заливов Охотского моря. (восточное побережье о-ва Сахалин). - Труды НГРИ, серия А, вып. 125, 1939.
- Ганешин Г.С. Четвертичная система. Геология СССР, т. XXXIII. Остров Сахалин, М., "Недра", 1970.
- Григорьев В.И. Гидрогеологический очерк некоторых озер Южного Сахалина. - В сб.: Озера Южного Сахалина и их ихтиофауна. Изд-во МГУ, 1964.
- Задкова И.И., Фурсенко К.Б. Первые результаты бурения донных осадков в лагуне Буссе и прилегающих озерах. - Изв. Сахалинск. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 3, 1973.
- Петров А.В., Лагуна Эхаби. - Природа, 1936, № 2.
- Петрова В.В., Петров А.В. К флоре восточного побережья о-ва Сахалин. - Изв. Гос. географ. об-ва, т. 67, 1935.
- Тарасевич Ю.Н., Бородин О.П., Табояков А.Я. Некоторые новые данные о кайнозойских отложениях Тонино-Анивского полуострова. - Изв. Сахалинск. отд. Геогр. об-ва СССР, вып. 2, 1971.
- Фурсенко А.В., Фурсенко К.Б. Экологические наблюдения над фораминиферами лагуны Буссе (о.Сахалин). - Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 5.
- Фурсенко А.В., Фурсенко К.Б. О фораминиферах лагуны Буссе и условиях их существования. - В сб.: Общие вопросы изучения микрофауны Сибири, Дальнего Востока и других районов. - Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 71, 1970.
- Геологическое развитие Японских островов. М., "Мир", 1968.
- Ohshima K. The post-glacial History of Saroma Lake, Hokkaido. - Bull. Geol. Surv. Jap., vol. 22, N 11, Japan, 1971.

С.А. Архипов, М.Р. Вотях

В долине Оби между городами Барнаулом и Камнем-на-Оби выделяются четыре надпойменные и пойменные террасы. Палинологические исследования проведены по разрезам поймы и трем первым надпойменным уровням. III надпойменная ступень имеет высоту 30-35 (до 40) м, отметки над уровнем моря около 150-160 м, II ступень - 18-20 (до 25) м, отметки 140-145 м и I ступень - 10-12 (до 15) м, отметки 120-125 м. Пойменная терраса имеет два уровня, поднимающихся над урезом Оби (отметки 115-118 м) на 1,3-3,0 и 5-6 м. Все три надпойменные поверхности сложены почти одновозрастной, единой песчаной толщей перигляциально-аллювиального типа. Мощность песков изменяется от 3-5 до 12-15 м. Их возраст на III и II ступенях оценивается примерно в 15(16) - 19 тыс. лет, а на I надпойменной террасе - между 15(16) и 11,4 тыс. лет. На сниженных сегментах последней с поверхности залегают озерно-аллювиальные осадки, имеющие возраст 10,9 тыс. лет и моложе, очевидно включая ранний голоцен. Надводная часть разреза высокой (5-6 м) поймы датирована от 2,1 до 0,5 тыс. лет (см. статью С.А. Архипова в наст. сб.).

В подоле всех надпойменных уровней на отметках от 110 до 150 м вскрываются отложения древней, докаргинской долины. Они выделяются в тарадановскую толщу, верхний возрастной предел которой устанавливается около 28 тыс. лет, а нижний точно неизвестен, но, несомненно, не менее 40 тыс. лет. По этим данным тарадановская толща относится к среднему вюрму.

Таким образом, палинологическими исследованиями охвачены отложения, охарактеризованные радиоуглеродными датами (Фирсов и др., 1971, 1972) в следующих возрастных пределах: 1) от 28 до ~ 40 тыс. лет; 2) от 15-16 до 19 тыс. лет; 3) примерно от 11,4 до 15-16 тыс. лет; 4) около 10,9 тыс. лет; 5) от 2,1 до 0,5 тыс. лет.

Тарадановская толща (от 28 до ~ 40 тыс. лет)

Наиболее древние слои тарадановской толщи обнаруживаются в разрезе правого берега Оби у дер. Тараданово. Они представлены песками (15-17 м), перекрытыми алевритистыми глинами (2,0-2,5 м). Общая мощность отложений около 18 м; кровля толщи фиксируется на отметках 133-134 м (урез Оби - 115 м), а подошва опущена до отметки 110 м. Пески, вскрывающиеся около уреза Оби, обладают крупной кривой слоистостью и содержат большое количество аллохтонной древесины. По ней взяты две даты, равные 34900 ± 2700 лет (СОАН-26) и 34540 ± 2360 лет (СОАН-22). У кровли глины имеют горизонтальную слоистость и содержат прослой суглинистого материала. Перекрывающие пески алевритистые глины слегка гумусированы вдоль кровли и разбиты мелкими клиньями. Они залегают, очевидно, крупными линзами на различных гипсометрических уровнях.

Под более низкими II и I надпойменными террасами (в обнажениях у деревень Каргаполово и Устье) те же глины обнажаются на отметках 125-130 м. Здесь они сильно обогащены растительными остатками, сохранившимися в различном состоянии. Из пней хвойных (ель) деревьев, обнаруженных в прижизненном положении на лесной почве или торфяной подстилке, получены даты 32400 ± 2300 лет (СОАН-23) и 33600 ± 2400 лет (СОАН-29).

В разрезе у дер. Тараданово обнажаются на отметках 123-150 м и самые молодые слои тарадановской толщи, залегающие поверх песков и глин с четким размывом. Они представлены облессованными песчанистыми суглинками и супесями палево-бурого, желто-бурого цвета. Местами породы известковистые, держат вертикальные стенки, в них нередко наблюдаются тонкая горизонтальная слоистость и невыдержанные прослой песка. На низких отметках, в подоле II надпойменной террасы, появляются более глинистые осадки озерного типа.

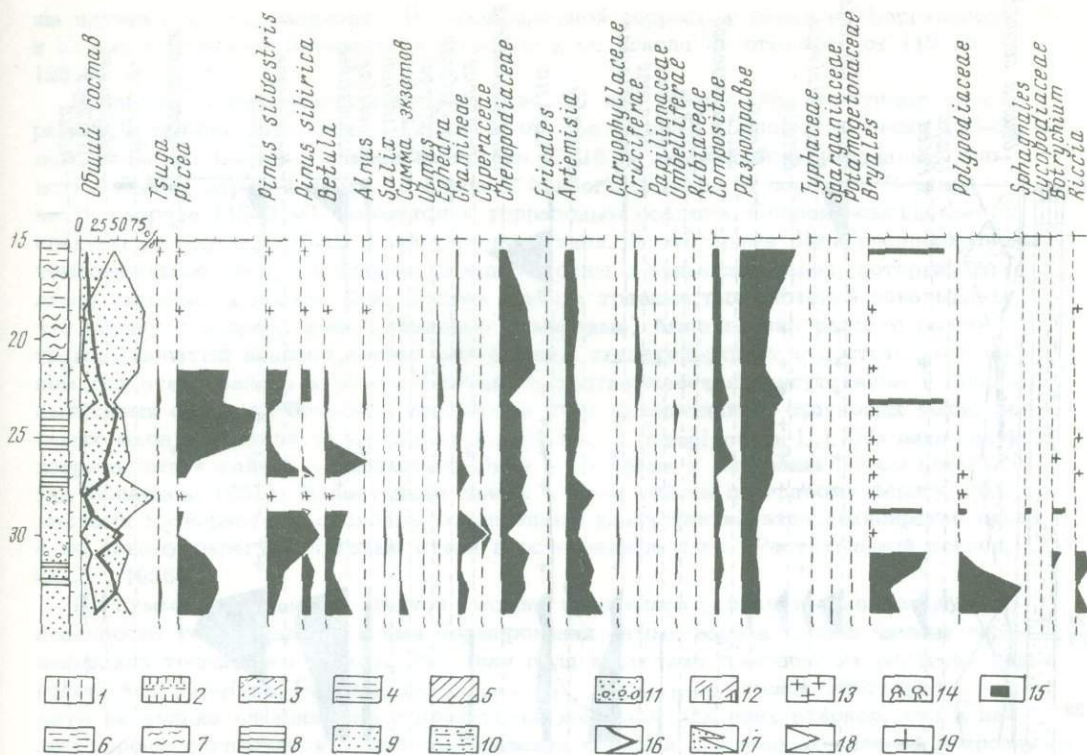


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма отложений нижней части III надпойменной террасы у дер. Тараданово на р. Оби.

Условные обозначения для рис. 1-7: 1 - лёссовидные суглинки; 2 - облессованные супеси и суглинки с прослоями песков; 3 - супеси; 4 - ленточнослоистые глины, суглинки и супеси; 5 - суглинки; 6 - глины; 7 - алевроиты; 8 - алевроитистые тонкослоистые глины; 9 - песок; 10 - пески с прослоями глин; 11 - галечники и крупнозернистые пески; 12 - почва; 13 - торф; 14 - пни деревьев; 15 - места радиоуглеродных дат; 16 - сумма пыльцы древесных пород; 17 - сумма пыльцы травянистых растений и кустарничков; 18 - сумма спор; 19 - присутствие пыльцы и спор менее 5%

Таким образом, тарадановская толща отчетливо подразделяется на две пачки - нижнюю, сложенную аллювиальными песчаными и глинистыми осадками, и верхнюю, местами облессованную, видимо, озерную, суглинисто-супесчаную. Нижняя имеет возраст от 32 тыс. лет и более, предположительно до 40 тыс. лет; верхняя - точно не датирована, ее возраст оценивается примерно в 28-32 тыс. лет.

Палинологические исследования проведены по двум расчисткам Тарадановского яра. По ним составлены перекрывающие одна другую спорово-пыльцевые диаграммы (рис. 1 и 2). Выделенные спектры позволяют наметить снизу вверх по разрезу песков и глин тарадановской толщи смену нескольких фаз в развитии растительности.

В нижней части слоя песков (глубина 35-30 м от бровки яра) обнаружены спорово-пыльцевые спектры лесостепного типа. В долине р. Оби в это время произрастали сосново-березовые и еловые леса с примесью сибирского кедра. Состав пыльцы травянистых растений показывает, что наряду с ксерофитами было довольно хорошо представлено разнотравье. Богатый видовой состав, присутствие пыльцы водных растений (*Sparganiaceae*, *Potamogetonaceae*, *Typhaceae*) свидетельствуют об условиях достаточно влажного для этого района климата. Это подтверждается как облессенностью района, так и присутствием в спорово-пыльцевых спектрах большого количества спор папоротников из сем. *Polypodiaceae* и зеленых мхов. В настоящее время в этом районе по правому берегу р. Оби местами произрастают сосновые остепненные леса, а по левому - луговые степи и остепненные луга (Растительный покров, СССР, 1956).

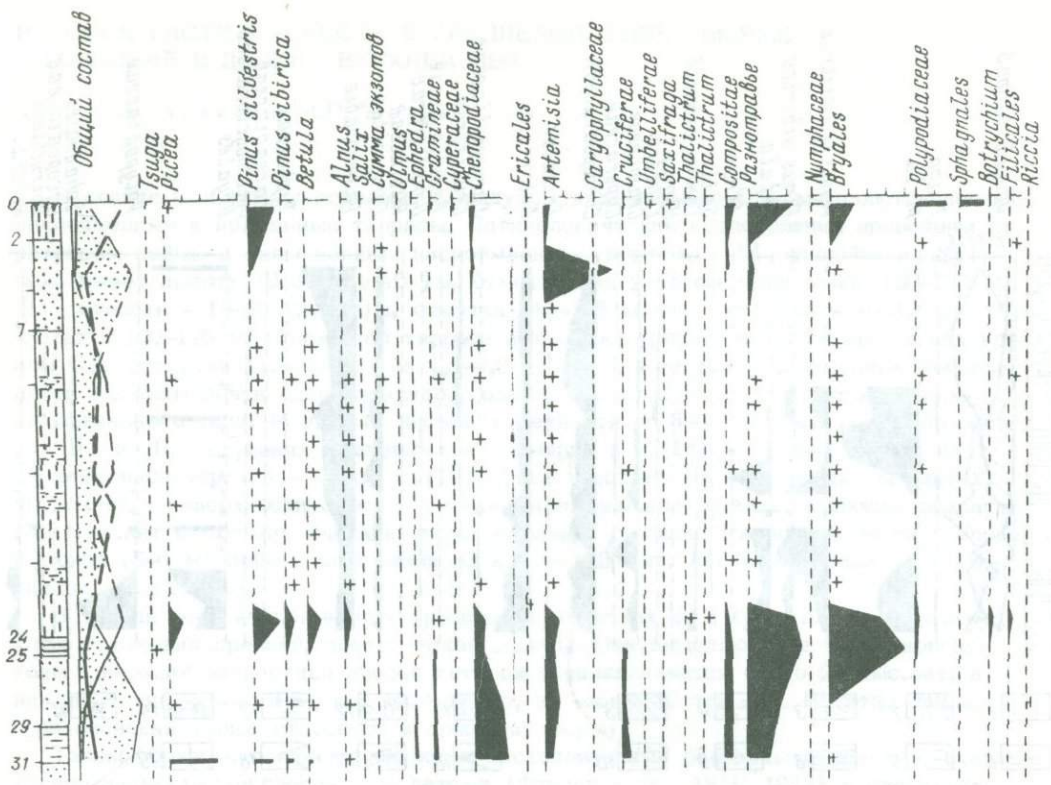


Рис. 2. Спорово-пыльцевая диаграмма верхней части разреза III надпойменной террасы у д. Тараданово

Пески с прослоями алевритов (глубина 30,0–27,5 м) содержат спорово-пыльцевые спектры степного типа, в которых преобладает пыльца полыней, лебедовых, разнотравья. Пыльца древесных пород принадлежит сосне, кедру, березе. Заметные изменения состава пыльцы и спор наблюдаются на глубине 27,5–24,0 м. Здесь увеличивается процентное содержание пыльцы древесных растений (до 50%) за счет пыльцы ели (максимально до 99%). В составе пыльцы травянистых несколько больше пыльцы разнотравья и сложноцветных, но уменьшается содержание пыльцы полыней. Отмечается присутствие спор зеленых мхов. Все это свидетельствует об увеличении лесистости и нарастании влажности.

В верхней части слоя песков (глубина 24–21 м) спорово-пыльцевые спектры свидетельствуют о постепенном вытеснении лесов полынно-лебедово-разнотравными степями. Этот процесс продолжался и во время формирования слоя алевритистых глин на глубине 21–15 м. Спорово-пыльцевые спектры отражают дальнейшее развитие открытых степных пространств. Отложения в интервале 25–23 м содержат спектры, свидетельствующие об изменении растительного покрова. Вновь появляются смешанные, главным образом хвойные, леса (ель, сосна, кедр) с березой и ольхой, приуроченной, по-видимому, к поймам рек, и луговые степи.

Пачка облессованных суглинков и супесей (см. рис. 2), вскрытая во второй расчистке и залегающая на глубине 23–7 м в кровле тарадановской толщи, охарактеризована единичными спорами и пылью, что затрудняет определение типа растительности. Следует отметить, что почти по всему разрезу песчаного слоя тарадановской толщи на глубине 35–13 м (см. рис. 1) и 31–24 м (см. рис. 2) присутствует пыльца эфедры – растения открытых пространств. Это обстоятельство позволяет предполагать, что, несмотря на увеличение влажности и лесистости, сплошного облессания в это время все же не было.

Кроме Тарадановского яра самые верхи нижней (ее глинисто-алеваитовые слои с пнями деревьев) и часть супесей и суглинков верхних пачек тарадановской тол-

щи изучены в трех разрезах II надпойменной террасы у деревень Каргаполово и Устье. Названные отложения выступают в ее цоколе на отметках от 116 до 125 м.

В первом каргаполовском разрезе (рис. 3) над урезом Оби выступают алевроитистые грязно-синие глины (27–25 м от бровки яра) и глинистые пески (25–23 м) нижней пачки. Выше, в интервале глубин 23–15 м, обнажаются супесчаные слоистые осадки верхней пачки со следами слабого размыва в подошве. Верхняя часть разреза (15–0 м) относится к террасовым осадкам. Спорово-пыльцевые спектры на глубине 25–22 м лесостепного типа. В это время были распространены темно-хвойные леса, состоящие из ели и сосны с примесью кедра, которые, видимо, тяготели к долине Оби. Состав пыльцы травянистых растений показывает, что наряду с ксерофитами (лебедовые и маревые) было широко развито разнотравье. Богатый видовой состав разнотравья свидетельствует о достаточно влажном для этого района климате. Сказанное подтверждается присутствием в спорово-пыльцевых спектрах большого количества спор папоротников, сфагновых мхов, зеленых мхов и плаунов (*Lycopodium clavatum* L., *L. complanatum* L.). Оба вида плаунов встречаются и сейчас в Западной Сибири в сосновых и лиственнично-сосновых борах (Сладков, 1951). В настоящее время в этом районе по правому берегу Оби местами произрастают сосновые остепненные казахстанско-западносибирские леса, а по левому берегу – луговые степи и остепненные луга (Растительный покров, СССР, 1956).

По сумме приведенных фактов можно предполагать значительно большую облесенность территории во время формирования самых верхних слоев нижней тарадановской толщи, чем теперь. Заметная доля в составе травянистых растений таких родов, как *Valeriana*, *Polemonium*, *Onagraceae*, *Thalictrum*, свидетельствует о климате не только влажном, но и достаточно холодном для этих районов, что в целом хорошо согласуется с многочисленными следами криогенных явлений в кровле алевроитистых глин, разбитых ледяными клиньями и деформированных солифлюкциями. Вышедежащие супесчаные отложения верхней тарадановской пачки содержат спорово-пыльцевые спектры степного типа. В общем составе пыльцы и спор резко преобладает пыльца травянистых, состав которых стал значительно беднее в видовом отношении и среди которых преобладают польни. Пыльца древесных и споры встречены единично. Вероятно, осадконакопление происходило в условиях сухого и холодного климата.

Во втором разрезе у дер. Каргаполово нижняя тарадановская пачка представлена двумя разновозрастными прослоями (линзами) глин, вложенными один в другой. Нижний прослой серовато-синих алевроитистых глин с пнями деревьев был вскрыт в первой (А) небольшой (2,5-метровой) расчистке (рис. 4). По образцу древесины отсюда получена не очень уверенная дата 38800 тыс. лет (Фирсов и др., 1971). Во второй (Б) расчистке на нижних глинах (глубина 10,0–9,2 м) со следами, очевидно, местного размыва залегают тонкозернистые с мелкой косою слоистостью пески (9,2–7,7 м), у кровли переслаивающиеся с алевроитами и перекрытые верхним прослоем песчаных глин или суглинков (7,7–5,0 м). Кровля последних сильно гумусирована. В погребенной почве в прижизненном состоянии сохранились пни хвойных деревьев. Образец одного из них датирован в 32400 ± 2300 лет (СОАН-23).

По обеим расчисткам Л.И. Ефимовой¹ (Адаменко и др., 1971) составлена сводная спорово-пыльцевая диаграмма. В нижнем прослое глин (12–10 м) были обнаружены спорово-пыльцевые спектры лесостепного типа. Видимо, в долине Оби произрастали еловые леса, о чем свидетельствует большое количество пыльцы ели, спор зеленых мхов, папоротников, присутствие сфагнумов. Однако говорить о сплошном облесении нельзя, поскольку травянистый покров был достаточно развит и разнообразен по составу.

Спорово-пыльцевые спектры из песков и верхнего прослоя суглинистых отложений (10,0–5,5 м) характеризуются степными спектрами. Состав пыльцы травянистых растений становится богаче, появляется пыльца эфедры.

¹ Данные Л.И. Ефимовой представлены нами на рис. 4 в удобном для сопоставления с остальным материалом масштабе.

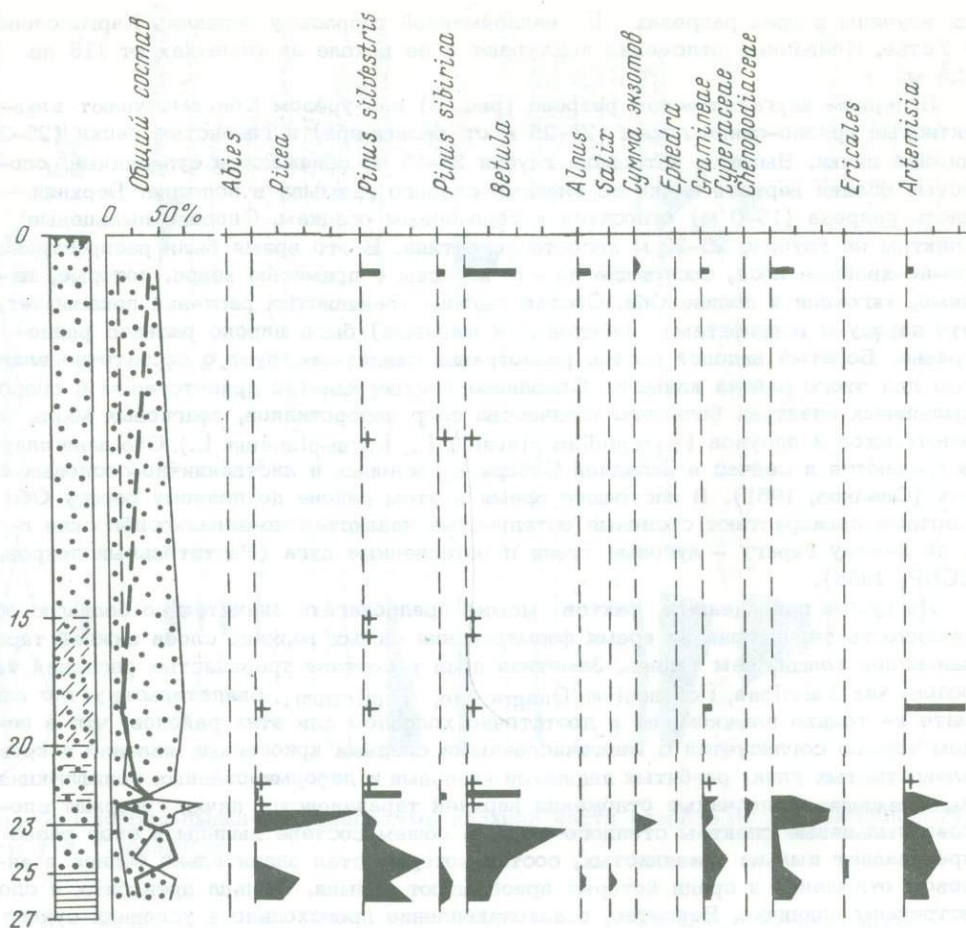


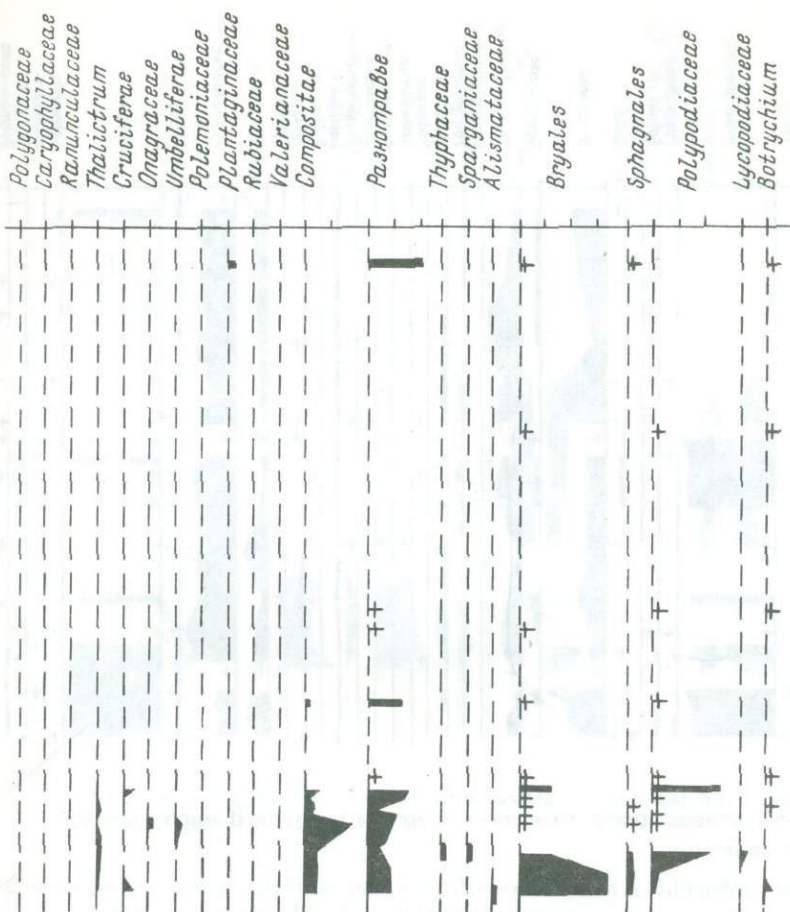
Рис. 3. Спорно-пыльцевая диаграмма II

По-видимому, вся древесная растительность была сосредоточена по долинам рек, а на плакорах господствовала степь с лебедово-разнотравными и злаковыми группировками.

Заметные изменения состава пыльцы и спор наблюдаются в верхней части суглинистого слоя на глубине 6–5 м. Это связано с уменьшением процентного содержания пыльцы травянистых растений и увеличением пыльцы древесных пород (до 80%), в основном за счет пыльцы ели. Состав группы травянистых растений остается прежним, однако количество пыльцы лебедовых и разнотравья уменьшается; отмечается присутствие спор папоротников и зеленых мхов. Все это свидетельствует об увеличении лесистости и нарастании влажности.

Разрез II надпойменной террасы у дер. Устье также проанализирован Л.И.Ефимовой (Адаменко и др., 1971). В цоколе террасы (глубина 11–20 м) вскрываются обе тардановские пачки. Нижняя представлена песками (19–20 м) и грязно-синими алевритистыми глинами с прослоями торфяничков (3–5 см) и обломками древесины. Кроля глин местами сильно размыта и перекрыта своеобразным галечником (0,2–0,3 м), состоящим из обломков и окатышей глин в супесчаном заполнителе. Верхняя пачка (11,0–15,2 м) сложена снизу темно-бурым и у кровли желто-бурым суглинком, имеющим при выветривании лёссовидный облик. Внутри пачки на высоте 12 м от бровки обнажения прослеживается локальная пойменно-луговая слабогумусированная почва. К ней приурочены пни деревьев, образец которых датирован в 28060 ± 2500 лет (СОАН-27).

На спорно-пыльцевой диаграмме (Адаменко и др., 1971) отмечается четырехкратная смена растительности.



надпойменной террасы у дер. Каргополово.

Лесостепные спектры (глубина 20–19 м) постепенно сменяются спектрами, приближающимися к лесным (глубина 19–14 м), которые выше вновь замещаются лесостепными (глубина 15–12 м), а затем и степными (11–12 м).

Отложения III и II надпойменных террас (от 15–16 до 19 тыс. лет)

III надпойменная терраса сложена исключительно песчаными перигляциально-аллювиальными осадками мощностью от 5 до 7 м, залегающими на отметках около 150–155 (до 160 м). Они были изучены в Тарадановском яру (глубина 7–2 м, см. рис. 2). Спорово-пыльцевые спектры, полученные из них (7–2 м), свидетельствуют о преимущественном развитии степной растительности. На это указывает значительное количество пыльцы полыней, практически отсутствует пыльца древесных пород. Выше (0–2 м) намечается тенденция к изменению типа растительности, проявляющаяся в возрастании в общем составе процента пыльцы древесных растений (сосна). Кроме того, среди степной растительности постепенно увеличивалась роль разнотравья. Появляются споры папоротников, сфагнумов, зеленых мхов.

В сложении II надпойменной террасы в отличие от III участвуют песчаные осадки не только перигляциально-аллювиальные, но и перигляциально-озерные. Они представлены ритмично-слоистыми и ленточно-слоистыми супесями, суглинками и глинами (6–5 м). В обнажении у дер. Устье ленточно-слоистые осадки залегают поверх суглинисто-супесчаных пород верхней тарадановской пачки, как правило, без четких следов размыва. Поэтому их разделение здесь часто сильно затруднено. В

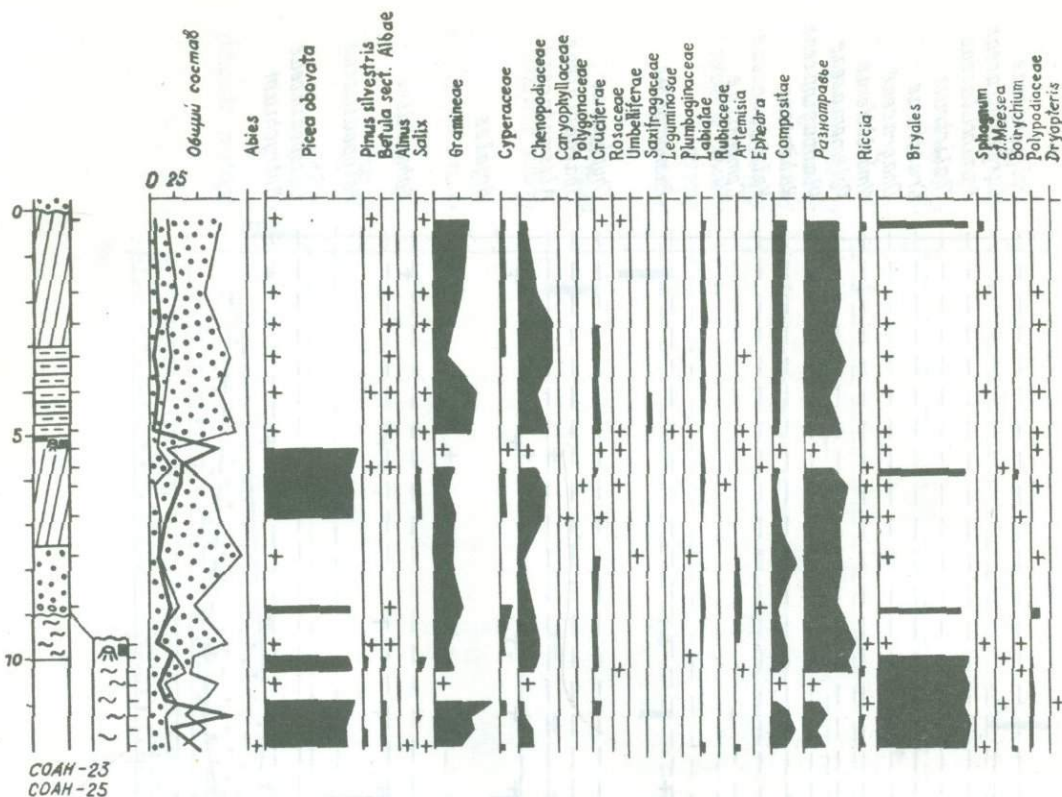


Рис. 4. Спорво-пыльцевая диаграмма нижней части разреза II надпойменной террасы у д. Каргаполово

разрезе у дер. Каргаполово те же перигляциально-озерные террасовые осадки ложатся непосредственно на алевроитистые грязно-синие глины нижней тарарадовской пачки. В подошве их наблюдаются четкие следы размыва в виде 0,2-0,3-метрового прослоя галечника, состоящего из окатшей глин в супесчаном заполнителе.

Спорво-пыльцевые спектры из ленточно-слоистых осадков (глубина 5-2 м, см. рис. 4) в разрезе у дер. Каргаполово отражают развитие лебедово-злаково-разнотравных степей. Вместе с тем, их верхняя часть также формировалась в условиях существования степей, но более влажных. Об этом можно судить по увеличению количества пыльцы разнотравья, сложноцветных, злаковых, по появлению осоковых и одновременному уменьшению количества пыльцы лебедовых и исчезнованию пыльцы полыней.

Отложения I надпойменной террасы (от 11,4 до 15-16 тыс. лет)

Как и более высокие, I надпойменная терраса сложена в основном песками. Однако в нижней части разреза обычно преобладают косослоистые руслового типа песчаные осадки, нередко с прослоями алевроитов и глин, видимо, старичного типа. Местами около уреза Оби прослеживаются алевроитово-глинистые осадки типа тех, что обнажаются в разрезе одноименной террасы у дер. Ануйской (см. статьи С.А.Архипова и В.Я. Липагиной в наст. сб.).

Спорво-пыльцевые спектры из этой части разреза террасы изучены на левом берегу Оби, в 2 км выше устья р. Нижний Сузун (глубина 10-8 м, рис. 5). В них преобладает пыльца древесных пород (87-91%), принадлежащая березе, сосне и кедру, а также ели. Пыльца трав представлена разнотравьем, злаками, лебедовыми, полынями и сложноцветными. Как видно, низы террасы охарактеризованы спорво-пыльцевыми спектрами лесостепного и лесного типов, аналогичных спектрам из

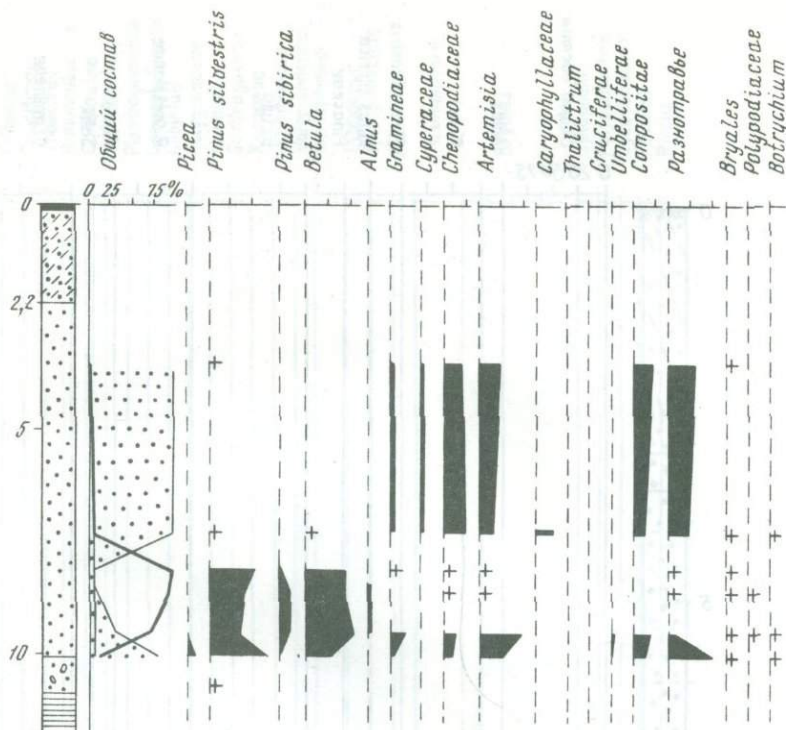


Рис. 5. Спорово-пыльцевая диаграмма I надпойменной террасы в 2 км выше устья р. Н. Сузун

пойменного аллювия р.Оби в районе г.Новосибирска (М.Гричук, 1959). Средняя и верхняя части разреза I надпойменной террасы сложены монолитными светло-серыми мелкозернистыми песками с горизонтальной и мелкой косою слоистостью, с прослоями гравия, гальки и глиняными окатышами. Чрезвычайно интересно присутствие среди песков бесформенных, полураспавшихся или полурасплывшихся "глыб" суглинков или алевритистых глин, иногда с остатками древесины и пнями. Образец из них датирован в 28000 ± 6200 лет (СОАН-30). Резкое несоответствие этой датировки возрасту вмещающих песков, литологическое сходство "глыб" с соответствующими породами тардановской толщи, характер и форма их залегания свидетельствуют об их перетолжении в мерзлом состоянии. Это указывает в свою очередь на суровые климатические условия, с чем, по-видимому, неплохо согласуются палинологические данные. В спорово-пыльцевых спектрах глубина 8,0-3,5 м (см. рис. 5), доминирует пыльца травянистых растений (94-95%), принадлежащая разнотравью, лебедовым, полыням, сложноцветным, злакам и осокам. Пыльца древесных пород представлена единичными зернами сосны и березы, единичны также и споры. Таким образом, спектры восстанавливают безлесные, степного типа, ландшафты.

Отложения, перекрывающие низкие сегменты I надпойменной террасы (10,9 тыс.лет и моложе)

В устье р.Нижний Сузун перигляциально-аллювиальные пески I надпойменной террасы перекрыты 10,5-10,7-метровой пачкой аллювиально-озерных осадков. Они представлены переслаиванием глинистых песков, супесей и алевритистых глин с большим количеством раковин сибирских вальват и анадонт и прослоем (30 см) черного торфа в основании.

Споры и пыльца обнаружены (рис. 6), к сожалению, только в породах, залегающих на глубине 10,7-8,7 м от бровки яра. Спорно-пыльцевые спектры из самых

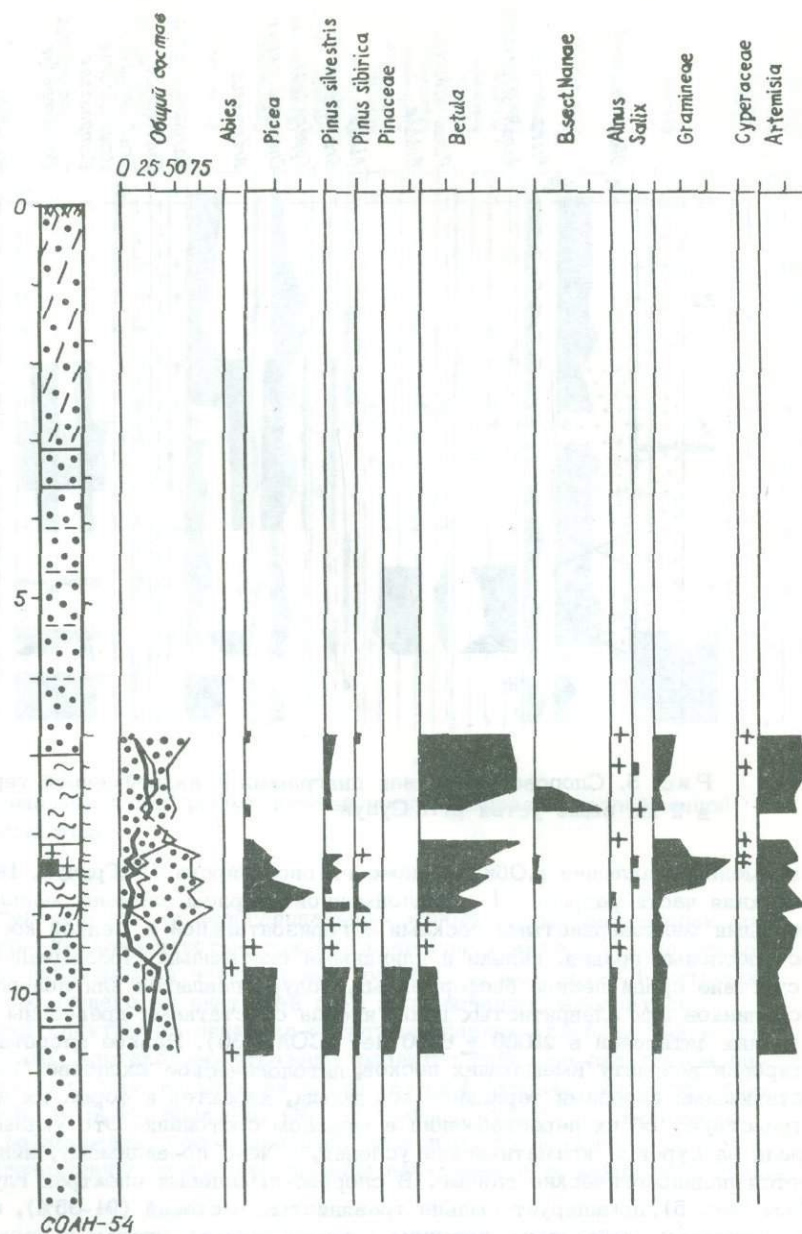
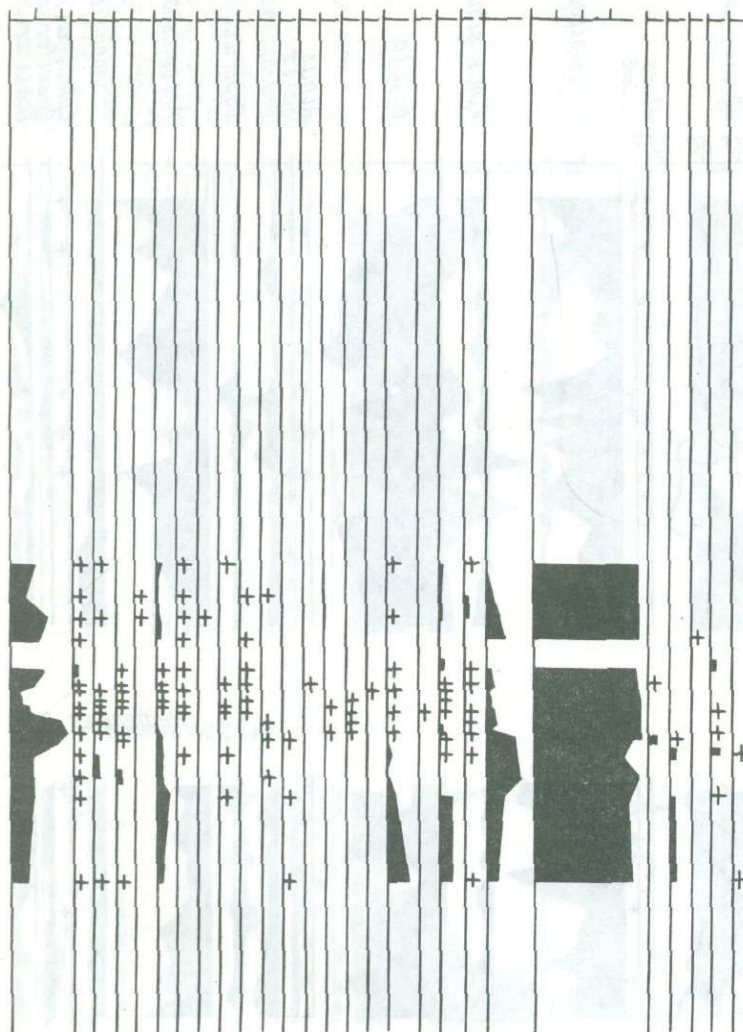


Рис. 6. Спорово-пыльцевая диаграмма останца I надпойменной

низов, разреза (10,6–9,6 м – переслаивание песков и глин) относятся к лесостепному типу. Древесная растительность была представлена елью, сосной, березой, ольхой. Травянистые, небогатые в видовом отношении, представлены главным образом полынями, лебедовыми, злаковыми и группой водных растений. Из споровых господствовали зеленые мхи, сфагнумы. По этим данным и сравнительно небольшому развитию ксерофитов можно предполагать, что климат был влажным. Перекрывающие супесчано-глинистые осадки и торф (глубина 9,6–8,2 м) накапливались в условиях, близких к лесотундровым. Климат, по-видимому, был более сухим. Еще продолжала расти ель, однако состав лесов изменился: место сосны и кедра заняла береза, в том числе ее карликовая форма. Площадь открытых пространств значительно расширилась. Об этом свидетельствует увеличение ксерофитов (пыльня, лебедовые), злаковых и постоянное присутствие в спорово-пыльцевых спектрах пыльцы эфедры.

Chenopodiaceae
 Ephemera
 Cruciferae
 Thalictrum
 Ranunculaceae
 Compositae
 Umbelliferae
 Plumbaginaceae
 Caryophyllaceae
 Labiales
 Polygonaceae
 Ericales
 Saxifragaceae
 Rosaceae
 Geraniaceae
 Valerianaceae
 Myrtillophyllum
 Typhaceae
 Sparganiaceae
 Alismataceae
 Разнообразие
 Bryales
 Sphagnum
 Polytrichaceae
 Lycopodiaceae
 Filicales
 Riccia



террасы в устье р. Н. Сузун

Во время образования глинистого слоя, залегающего поверх торфяника (глубина 8,2–6,8 м), существовал тот же тип растительного покрова, но в нем происходили постепенные изменения. Почти совсем исчезает ель, увеличивается роль березовых лесов. Группа травянистых представлена полынными, лебедовыми, злаковыми, разнотравьем. Климат того времени был более сухим и холодным, о чем свидетельствует присутствие пыльцы *Betula sect. Nanae* в количестве 60%.

Таким образом, мы видим, что растительность в период формирования изученных отложений изменялась от более влаголюбивой к менее влаголюбивой. Очевидно, это соответствовало изменению климата, который был холодным, но становился все более сухим.

Надводный разрез 4, 5-метровой поймы был изучен около дер. Каргаполово. Здесь до 0,8–0,7 м над урезом Оби обнажаются глинистые тонкослоистые пески

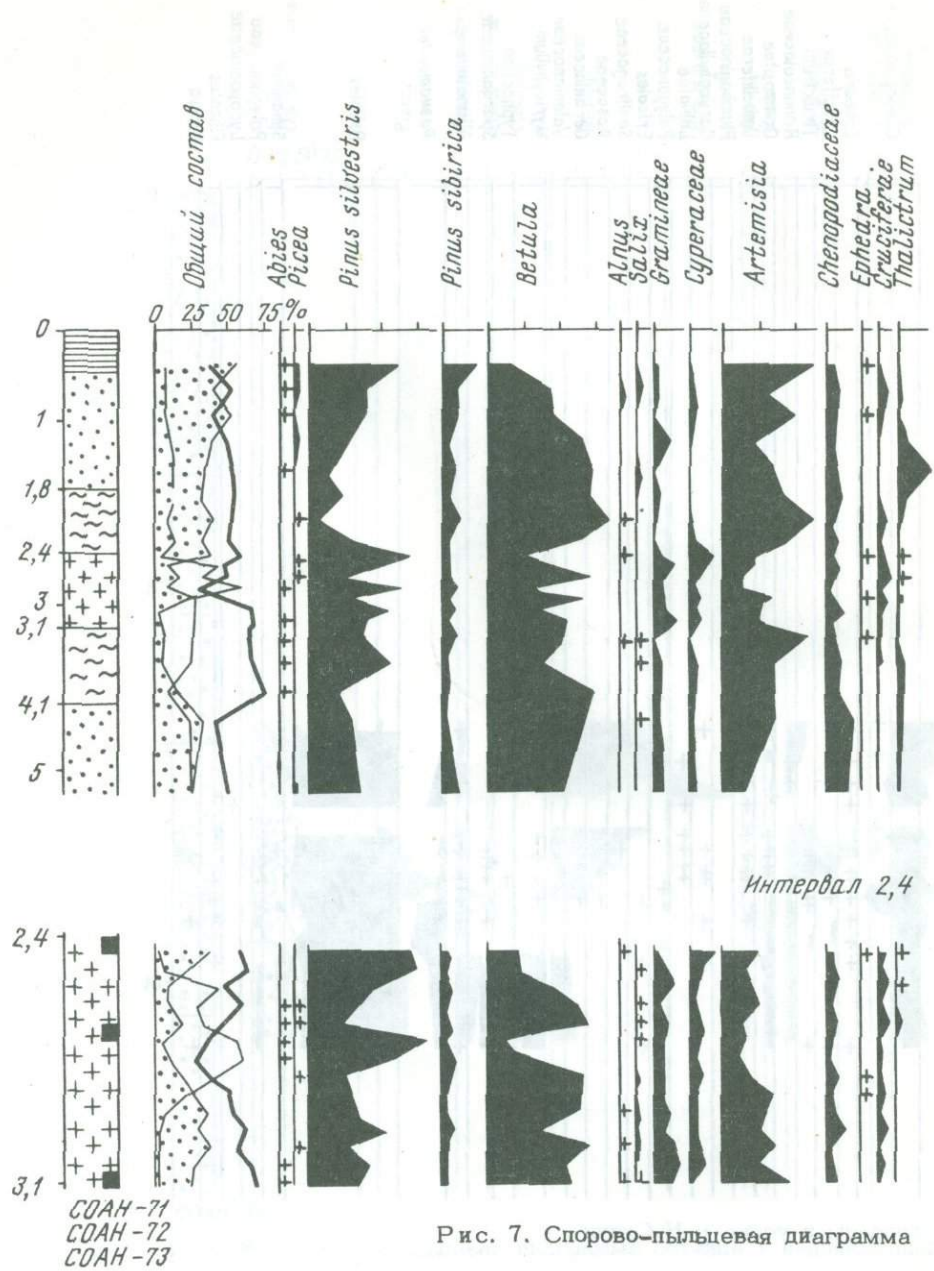
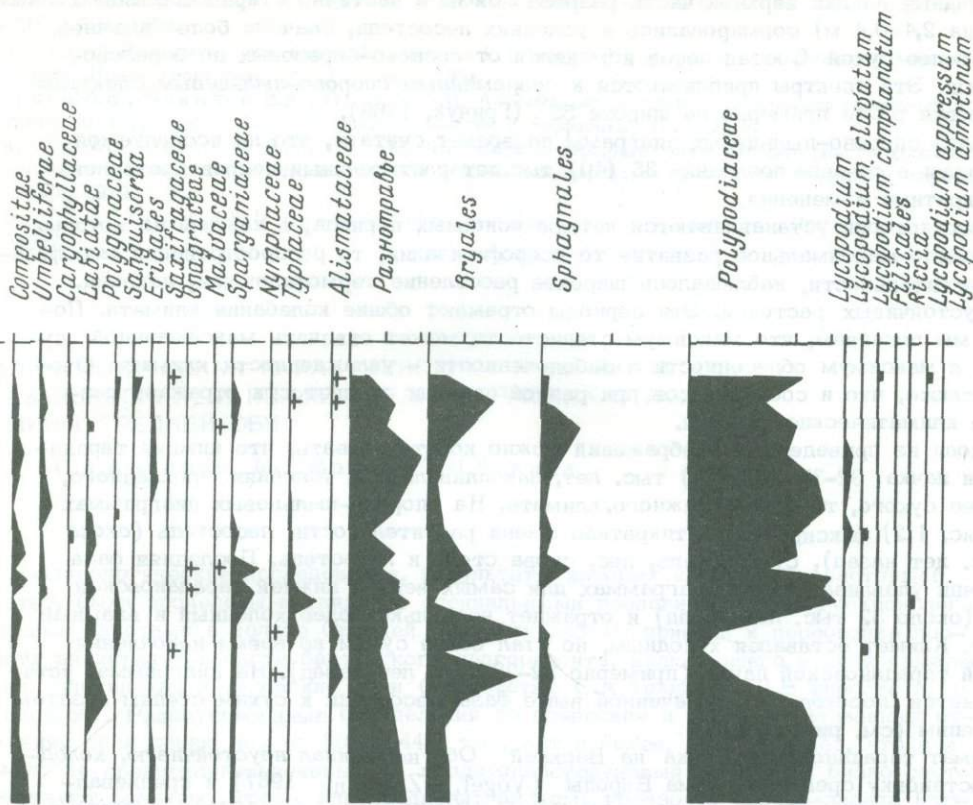
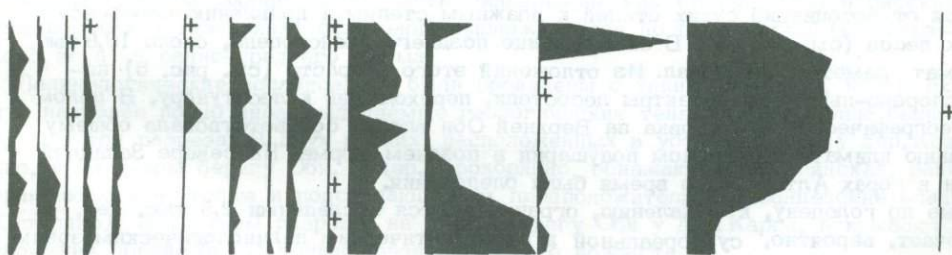


Рис. 7. Спорово-пыльцевая диаграмма

прирусловой субфаши. Они перекрыты, очевидно, старичными грязно-синими алевритистыми глинами (2,1 м), внутри которых залегает 0,7-метровый прослой торфа. Он отчетливо делится на два слоя. Нижний слой (0,35 м) темно-бурого цвета, уплотненный, с мелким растительным материалом. В его подошве торф датирован в 1515 ± 60 лет (СОАН-73), а в кровле - в 1090 ± 135 лет (СОАН-72). Верхний слой (0,35 м) имеет черную окраску и сильно обогащен растительной трухой и обломками древесины. Образец из его кровли получил возраст 525 ± 100 лет (Фирсов и др., 1971). Венчается разрез поймы 1,4-метровым слоем песчаных наилок и современной почвой. Они датируются от 0,5 тыс. лет до наших дней. Судя по спорово-пыльцевой диаграмме (рис. 7), прирусловые пески, залегающие на глубине 4,1-5,0 м, сформировались во время существования лесостепей со смешанными лесами, с богатым разнотравьем; в лесах были широко распространены папорот-



-3,1 м (детализация):



высокой поймы около д. Каргополово

ники и зеленые мхи. Глины под торфом (4,1-2,9 м) образовались в условиях распространения в районе сосново-березовых лесов с примесью пихты. Леса перемежались с открытыми участками, с разнотравно-полянным травянистым покровом. Эти же леса продолжали произрастать в долине Оби, в низовьях Нижнего Сузуна и позже, в интервале от 1,5 до 0,5 тыс. лет, когда происходило накопление погребенного торфяника. Вместе с тем в это время в лесах появилась ель и отмечается расширение болот. Об этом можно судить по увеличению количества спор в общем составе спектров, и в частности спор сфагнов, папоротников, зеленых мхов, а также пыльцы трав - злаков, осок, группы водных; пыльца разнотравья не только увеличилась количественно, но и обогатилась в видовом отношении. И наконец, заметно сократилось количество пыльцы ксерофитов - польней и лебедовых. Все это говорит о значительном увлажнении климата.

Песчаные наилки верхней части разреза поймы и частично старичного типа глины (глубина 2,4–0,4 м) формировались в условиях лесостепи, сначала более влажной, затем более сухой. Состав лесов изменялся от сосново-березовых до березово-сосновых. Эти спектры приближаются к современным спорово-пыльцевым спектрам из аллювия р.Оби примерно на широте 55° (Гричук, 1969).

Анализ спорово-пыльцевых диаграмм позволяет считать, что на исследуемой территории в течение последних 35 (40) тыс. лет растительный покров претерпевал неоднократные изменения.

В его истории устанавливаются четыре основных периода, в каждый из которых происходило максимальное развитие то ксерофитизации, то распространения мезофильной растительности, наблюдалось широкое расселение термофилов или, наконец, холодоустойчивых растений. Эти периоды отражают общие колебания климата. Поэтому мы полагаем, что максимум степистости может отвечать максимальной сухости, а максимум облесенности и заболоченности – увлажненности климата. Очевидно также, что и состав лесов при разной степени степистости отражает различные климатические условия.

Исходя из приведенных соображений можно констатировать, что нижняя тарадановская пачка, 32–35 (до 40?) тыс. лет, накапливалась в условиях прохладного, то более сухого, то более влажного, климата. На спорово-пыльцевых диаграммах (см. рис. 1,2) фиксируется пятикратная смена растительности: лесостепь (около 35 тыс. лет назад), сухая степь, лес, снова степь и лесостепь. Последняя фаза лесостепи улавливается на диаграммах для самых верхов нижней тарадановской пачки (около 32 тыс. лет назад) и отражает несколько более холодный и влажный климат. Климат оставался холодным, но стал более сухим во время накопления верхней тарадановской пачки (примерно 32–28 тыс. лет назад). На диаграммах устанавливается переход от отмеченной выше фазы лесостепи к сухим степям и затем лугостепям (см. рис. 3, 4).

Климат тарадановского века на Верхней Оби напоминал неустойчивую, холодную обстановку среднего вюрма Европы (Vogel, Zagwijn, 1967) и средневалдайского времени в Европейской части СССР (Вигдорчик и др., 1971). В Западной Сибири рассмотренному отрезку времени, очевидно, может соответствовать малахетское потепление и коношьское похолодание (Кинд, 1971).

В отрезок времени примерно от 19 до 11,5 тыс. лет, когда были сформированы три надпойменные террасы, климат был прохладным, а характер растительности изменялся от ассоциаций сухих степей к влажным степям и появлению березово-сосновых лесов (см. рис. 5). В самом конце позднего плейстоцена, около 10,9 тыс. лет, климат заметно похолодал. Из отложений этого возраста (см. рис. 6) получены спорово-пыльцевые спектры лесостепи, переходящей к лесотундру. В целом физико-географическая обстановка на Верхней Оби вполне соответствовала общему похолоданию климата в северном полушарии в позднем вюрме. На севере Западной Сибири и в горах Алтая в это время были оледенения.

Данные по голоцену, к сожалению, ограничиваются последними 2,5 тыс. лет, что отвечает, вероятно, суббореальной и субатлантическим палинологическим зонам Блитта и Сернандера. В долине Верхней Оби в это время были распространены степи со смешанными хвойными и березовыми лесами (см. рис. 7). Они заходили севернее их современного положения – до широты северной границы южной тайги. Очевидно, климат был близок к современному, но все же несколько теплее и суше.

Литература

- Адаменко О.М., Архипов С.А., Вотях М.Р., Поспелова Г.А., Букреева Г.Ф., Ефимова Л.И., Качуро О.Ю., Пономарева Е.А., Юров Л.М. Путеводитель экскурсии по разрезам кайнозойских отложений Верхнего Приобья. Новосибирск, 1971.
- Вигдорчик М.И., Ауслендер В.Г., Долуханов П.М., Знаменская О.М., Резник В.С., Агранова Д.А., Гайгерова Л.А. Геохронология и периодизация плейстоцена северо-запада Русской равнины. – В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., изд. Географ. об-ва СССР, 1971.
- Гричук М.П. К применению метода спорово-пыльцевого анализа в Сибири. – Науч. докл. Выш. школы, геол.-геогр. науки, № 1, 1959.
- Кинд Н.В. Изменения климата и оледенения в верхнем антропогене (абсолютная геохронология). – Автореф. докт. дисс. М., 1971.

Растительный покров СССР (пояснительный текст к карте растительности СССР), т. II. М., Изд-во АН СССР, 1956.

Сладков А.Н. Определение видов *Lycopodium* L. и *Selaginella* Spring. по спорам и микроспорам. — Труды Ин-та географии, т. L. № 5, 1951.

Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.И. Абсолютные датировки позднеплейстоценовых и голоценовых террас Верхнего Приобья. — Геология и геофизика, 1971, № 8.

Фирсов Л.В., Панычев В.А., Орлова Л.И. Радиоуглеродные даты лаборатории геохронологии института геологии и геофизики СО АН СССР. — Бюлл. Комисс. по изуч. четвертич. периода, № 38, 1972.

Vogel J. C., Zagwijn W. H. Groningen Radiocarbon Dates IV. Amer. Journ. Soc. Radiocarbon, Suppl. 9, 1967.

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РИСС-ВЮРМСКИХ (КАЗАНЦЕВСКИХ) И НИЖНЕ-СРЕДНЕВЮРМСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ДОЛИНЫ СРЕДНЕЙ ОБИ

С.А.Архипов, М.Р.Вотах, Т.П.Левина

Палинологические исследования, результаты которых изложены в настоящей статье, были проведены в связи со специальными геологическими и геохронологическими работами в долине Средней Оби. Эти работы привели к переоценке возраста значительной части бахтинского надгоризонта, включающего в себя самаровские, ширтинские и тазовские слои (см. статью С.А.Архипова, Л.В.Фирсова и др. в наст. сб). Радиоуглеродные определения по древесине и торфу из названных отложений дали серию дат от 30 до 44,7 тыс. лет и более. Это означает, что они имеют не среднеплейстоценовый, а позднеплейстоценовый возраст и близко соответствуют среднему вюрму или средневалдайскому горизонту северо-запада Русской равнины (Бреслав и др., 1971).

В связи с омоложением части самаровско-тазовских пород подстилающие их диагональные пески в ряде обнажений на Средней Оби могут иметь не миндель-рисский, а росс-вюрмский, казанцевский, возраст.

Таким образом, значительная часть миндель-рисских (тобольских) и рисских (самаровских и тазовских) отложений омолаживается до росс-вюрма (казанцевского века) и ранне-среднего вюрма.

Палинологические исследования были проведены с таким расчетом, чтобы охватить наиболее полно вновь выделяемые геологические тела. С этой целью были изучены три разреза. В двух из них, расположенных в устье р.Томи, у дер. Козюлино, и на левом берегу Оби, у дер. Прохоркино, обнажаются козюлинская, ранне-средневюрмская, толща и подстилающие их предположительно казанцевские осадки (Козюлино). В третьем разрезе, на левом берегу Оби у дер. Карга, вскрываются отложения среднеобской толщи средневюрмского возраста.

В обнажении у дер. Козюлино на 6-7-метровом поколе из третичных пород залегают базальные галечники (0,3-0,5 м) и пески (9,0-9,2 м) с крупной диагональной слоистостью. В нижней части песков А.И.Лаврентьевым были найдены остатки *Coelodonta antiquitatis* Blum, а на бечевнике — кости той же сохранности *Equus caballus* (определения Э.В.Алексеевой). По этим находкам представителей верхне-палеолитического комплекса млекопитающих вмещающие породы вполне могут относиться к казанцевскому веку, хотя по традиции, но без строгих доказательств они считаются миндель-рисскими (Мизеров и др., 1971; Нагорский, 1962).

На пески ложится толща (8,4-8,5 м) озерных осадков, датируемая до сих пор временем самаровского оледенения. Покрывающая их пачка лёссовидных суглинков подразделяется в соответствии с этим на две части; нижняя часть сопоставляется по времени с тазовским оледенением, а верхняя датируется поздним плейстоценом (Мизеров и др., 1971).

Озерная толща довольно отчетливо делится на две части. В ее основании залегает слой (3,2-3,5 м) алевритов с тонкими прослоями глин, глинистых песков и торфа. На подстилающие диагональные пески они ложатся с четким контактом.

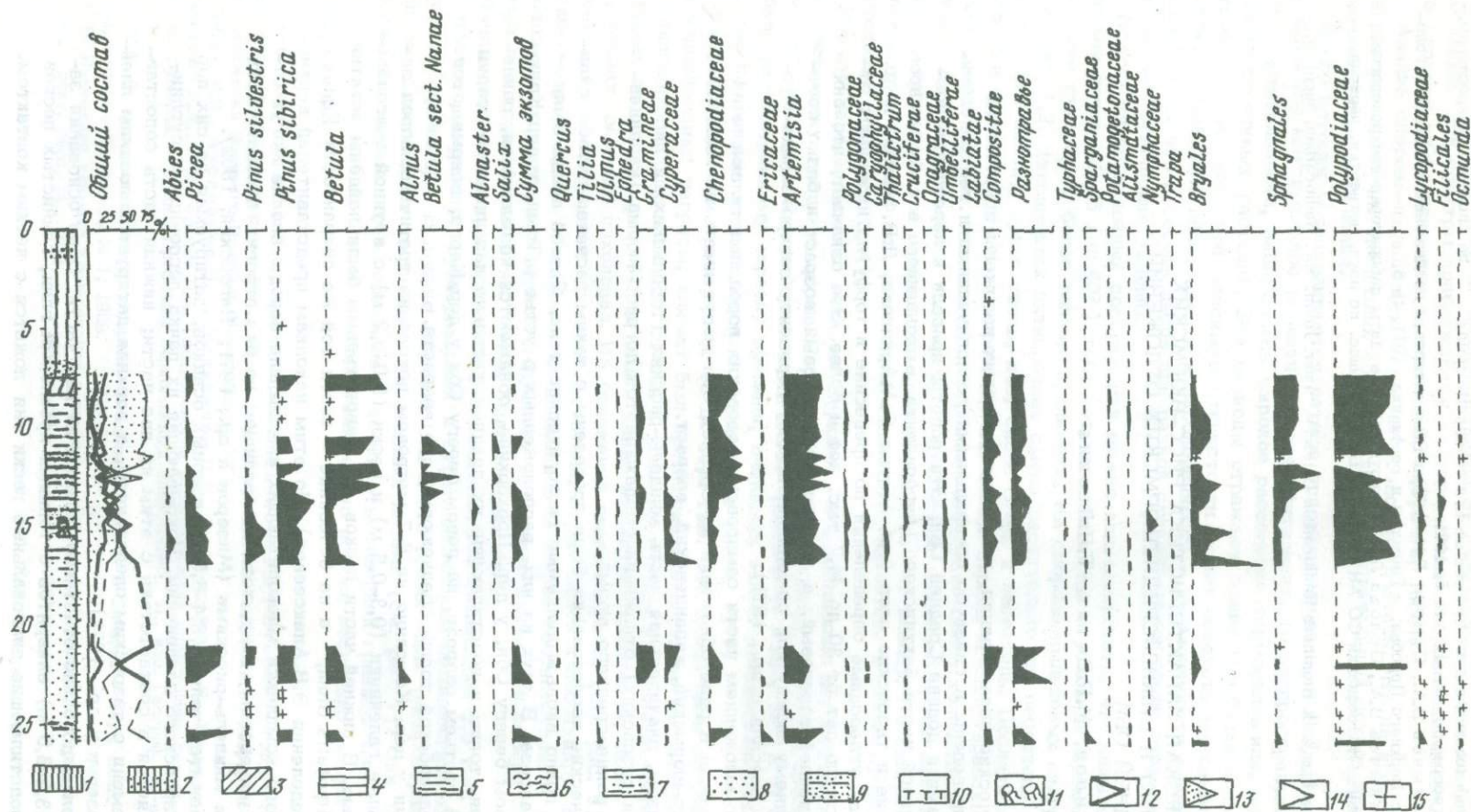


Рис. 1. Спорово-пыльцевая диаграмма четвертичных отложений у с. Козюлино близ устья р. Томи (анализы М.Р. Вотах).
 Условные обозначения для рис. 1-3: 1 - суглинки лессовидные; 2 - тоже с прослоями песков; 3 - суглинки и песчаные глины; 4 - ленточные глины; 5 - слоистые глины; 6 - алевритистые глины; 7 - алевриты; 8 - пески; 9 - пески с прослоями глин; 10 - торф; 11 - пни деревьев; 12 - сумма пыльцы древесных пород; 13 - сумма пыльцы травянистых растений и кустарничков; 14 - сумма спор; 15 - присутствие пыльцы и спор менее 5%

Однако в верхней части песчаной толщи наблюдается прослой, состоящий из чередования песков, алевроитов и глин. Либо это переходный слой, либо всего-навсего прирусловая фация казанцевского аллювия.

У кровли алевроитового слоя среди крупных обломков аллахтонной древесины встречаются пни хвойных деревьев в прижизненном состоянии. Один из них датирован в 44700 ± 2300 лет (СОАН-334). Образец торфа, залегающего на 1,55 м ниже, получил возраст 44990 ± 2100 лет (СОАН-335).

Верхняя часть озерной толщи сложена осадками иного облика. Непосредственно на алевроиты с торфом и пнями деревьев по четкому контакту, но без резких следов размыва ложатся тонкослоистые песчанистые глины. Они становятся постепенно все более тонкими и незаметно сменяются в разрезе ленточными глинами (1,7–2,0 м). Последние, очевидно, относятся к моменту максимального развития озерного режима.

Выше по разрезу постепенно нарастают следы обмеления. Тонкоотмученные осадки опесчаниваются до суглинков, а вблизи кровли – до супесей, нередко переслаивающихся с тонкозернистыми песками. В породах широкое распространение получает мелкая косая волнообразная, типа ряби мелководья, слоистость. Все чаще наблюдаются текстуры оплывания, мелких оползней и, вероятно, криогенных нарушений. В отличие от слоя алевроитов осадки не содержат никаких органических включений.

Описанные озерные отложения выделяются в козюлинскую толщу ранне-средне-вюрмского возраста, а перекрывающие их лёссовидные суглинки относятся к позднему вюрму (см. статью С.А.Архипова, Л.В.Фирсова и др. в наст. сб.).

Из разреза у дер. Козюлино методом спорово-пыльцевого анализа было изучено 40 образцов, 16 из которых оказались слабо наполненными (рис. 1).

На спорово-пыльцевой диаграмме можно выделить три спорово-пыльцевые зоны.

I. Диагональные пески. Зона ели. Преобладает пыльца древесной растительности (темнохвойная тайга), среди которой наиболее значительно содержание пыльцы ели (максимально 48%), отмечается большое количество пыльцы сибирского кедра (до 42%) и сосны обыкновенной (до 25%). Содержание пыльцы травянистых растений в среднем достигает 20%. Отмечается пыльца полыней, маревых, разнотравья, в отдельных образцах – споры папоротников. Здесь же встречена, как, впрочем, и по всему разрезу, пыльца экзотических видов – *Nyssa*, *Plex*, *Pterocarya*, единичные зерна *Fagus*, *Liquidambar*, *Cedrus*, *Juglans*.

II. Нижняя часть озерной толщи. Слой алевроитов с торфом и пнями деревьев. Зона ели и кустарниковой березы. Характерно равное количество пыльцы древесных и травянистых растений. Здесь наряду со значительным процентным содержанием пыльцы ели (35%), сосны и сибирского кедра (до 30%) возрастает количество пыльцы древовидной березы (до 65%), ольхи, ивы и появляется пыльца кустарниковой березы. Содержание пыльцы травянистых достигает в среднем 20%, изредка – 42%. Доминирует пыльца полыней (до 50%), маревых (25%) и разнотравья (40–55%). В образце из погребенного торфяника большого содержания достигает пыльца *Syringaceae* (38%). Количество спор очень невелико, обычно единичные зерна. Поэтому процентное соотношение удалось высчитать только для общего состава. Встречены в основном споры *Sphagnales*, *Polypodiaceae* и *Lycopodium*, которые относятся, по-видимому, к лесным видам.

III. Верхняя часть озерной толщи. Ленточные глины и суглинистые осадки. Зона кустарниковой березы с преобладанием пыльцы травянистых растений. Процентное содержание их в общем составе достигает 65–83%, в основном за счет полыней, маревых и разнотравья. Среди разнотравья определены пыльца *Compositae*, *Polygonum*, *Cruciferae*, *Thalictrum*, *Umbeliferae*, *Alismataceae*, *Sparganiaceae*. Встречены единичные зерна *Ephedra*. В группе спор преобладают споры *Polypodiaceae*, *Sphagnales*, *Bryales*, *Lycopodium*. В нижней части горизонта определены виды *L. clavatum* L., *L. selago* L. в верхней – *L. appressum* (Desv.) Petr. В группе пыльцы древесных пород доминирует пыльца березы и кедра.

Таким образом, за время формирования песчаной, предположительно казанцевской, аллювиальной и вышележащей озерной, козюлинской, толщ произошла по крайней мере трехкратная смена растительности. Первая зона отражает распространение темнохвойной тайги в условиях относительно влажного и теплого

климата. Вторая спорово-пыльцевая зона характеризует лесотундровые ландшафты, очевидно, с несколько большим развитием болот и озер.

Характер спектров третьей зоны, в частности присутствие спор *L. appressum*, типичного для тундр, арктической и альпийской областей, присутствие пыльцы кустарниковой березы, свидетельствует о несомненно более суровых и достаточно холодных климатических условиях.

Два других разреза находятся в долине Средней Оби, на ее левом берегу у деревень Прохоркино и Карга. Их разрезы стали сейчас опорными для стратиграфии нижне-среднего плейстоцена Нарымского Приобья (Мизеров и др., 1971). Выделение нижне-среднеплейстоценовых отложений в этих ярах обосновано семенной флорой и спорово-пыльцевыми спектрами. Именно здесь, в обнажении у дер. Карга, П.А.Никитин (1940) выделил флору сизых суглинков, которую он относил к минделю. Сизые суглинки обнажаются в основании разреза, и из них был взят образец "В", в котором П.А.Никитин определил всего шесть форм ископаемых растений - обитателей холодной моховой тундры. В образце "А" (10-12 м над Обью) флора оказалась более богатой и свидетельствовала, по его мнению, о потеплении климата.

Сизые суглинки (алевритистые глины) перекрываются песчаным слоем, который по традиции относится к диагональным пескам. Из кровли, а также из перекрывающих глин В.П.Никитин (1970) указывает так называемую семенную флору диагональных песков, которая датируется миндель-риссом. Приведенные палеоботанические данные послужили основанием для выделения средне- и нижнечетвертичных отложений в рассматриваемых ярах (Мизеров и др., 1971). Дальнейшая детализация стратиграфии и выделение рисских, самаровских, ширтинских, тазовских слоев, объединяемых в бахтинский надгоризонт, а также позднечетвертичных осадков были произведены по спорово-пыльцевым спектрам.

Обнажение у дер. Прохоркино имеет высоту около 33 м. В его основании непосредственно над урезом Оби выступают пески с прослоями глин (7,8-8,0 м). На них без следов размыва ложится почти 25-метровая толща суглинистых озерных осадков. В ее основании залегает слой (4,3-4,5 м) алевритов в подошве с двумя прослоями торфа. Поверх них лежит пачка (около 20 м) глинистых пород с прослоями песков и аллохтонных торфяничков. В средней части этой пачки на высоте около 15,00-15,75 м над рекой выделяется слой (1,70-1,75 м) ленточных глин.

Озерная толща аналогична описанной в разрезе у дер. Козюлино и отличается от нее только отсутствием пней в алевритовом слое. Из ее кровли на высоте 29,3 м над Обью по торфу получена дата 42430 ± 1800 лет (СОАН-363). К сожалению, датировки ниже по разрезу оказались явно замолоченными (см. статью С.А.Архипова, Л.В.Фирсова и др. в наст. сб.). Однако в соседнем обнажении у дер. Вертикос пни из слоя алевритов оказались датированы в 44700 ± 2100 лет (СОАН-361). Таким образом, по типу разреза и радиоуглеродным датам озерная суглинистая толща у деревень Прохоркино и Козюлино должна быть одновозрастной. Вместе с тем у дер. Прохоркино, как, видимо, и у дер. Вертикос, козюлинская толща наращивается вниз по разрезу пачкой песков с прослоями глин. Подошва ее точно не установлена, так как уходит под урез Оби.

Разрез у дер. Прохоркино был опробован через 0,5 м. Почти все слои, за исключением самых верхних (31-33 м), содержали пыльцу и споры. В образцах насчитывалось не менее 500-650 зерен. Анализ диаграммы (рис. 2) позволил выделить шесть спорово-пыльцевых зон.

I - пески на высоте 1,0-1,6 м. Зона березы и вересковых (березовая лесотундра); характеризуется небольшим преобладанием пыльцы древесных растений над пыльцой недревесных. Пыльца древесных пород принадлежит в основном березе, незначительная часть которой относится к кустарниковым видам. Довольно много пыльцы недревесных растений - злаков и в меньшей степени разнотравья, полыней и вересковых. Найдена пыльца эфедры. Среди спор преобладают споры сфагновых мхов и папоротников сем. *Polypodiaceae*.

II - пески на высоте 1,6-7,0 м. Зона ольхи и березы (ольхово-березовые леса). Количество пыльцы недревесных растений сокращается и доминирует пыльца древесных пород, в основном ольхи и березы. В небольших количествах встреча-

ется пыльца кустарниковых видов берез. Пыльца трав принадлежит злакам и разнотравью.

III – глины, прослой торфа, переслаивание песков и глин на высоте 7–13 м. Зона березы и вересковых (березовая лесотундра, иногда с примесью хвойных, и тундра). Она характеризуется повышенным содержанием пыльцы недревесных растений – злаков и в меньшей степени полыней; в значительных количествах появляется пыльца вересковых. В этой зоне можно выделить три подзоны:

1) подзона ели, сосны, березы и вересковых (березовая с примесью ели и сосны лесотундра), высота 7–8 м. При высоком содержании пыльцы недревесных растений преобладает все же пыльца древесных пород, в основном березы. Количество пыльцы хвойных (ели и сосны) несколько увеличивается. Среди спор преобладают споры сфагновых мхов и папоротников сем. *Polypodiaceae*. Постоянно встречаются споры лесных и тундровых плаунов;

2) подзона ели, сосны, березы и злаков (березовая с примесью хвойных лесотундра и тундра), высота 8–11 м. В спектрах доминирует пыльца недревесных растений – злаков и в меньшей степени полыней. Встречается пыльца эфедры. Среди спор увеличивается содержание спор зеленых мхов. По-прежнему встречаются лесные и тундровые виды плаунов, отмечено присутствие плаунка *Selaginella selaginoides* L. (Link);

3) подзона березы, вересковых и злаков (березовая лесотундра), высота 11–13 м. Пыльца древесных пород снова доминирует, хотя пыльцы недревесных растений все еще много. Пыльца древесных пород принадлежит березе, встречаются кустарниковые виды. Среди пыльцы недревесных растений увеличивается количество пыльцы вересковых. Состав спор практически не меняется.

IV – глины, прослой песка, супеси, суглинки на высоте 13,0–27,5 м. Зона маревых, злаков и полыней (безлесный тип растительности), характеризующаяся преобладанием пыльцы недревесных растений – полыней и злаков. Количество пыльцы маревых увеличивается, постоянно встречается пыльца эфедры. Пыльца древесных, найденная в небольших количествах, принадлежит березе, среди которой много пыльцы плохой сохранности, определенной лишь до сем. *Betulaceae*. По-прежнему много спор папоротников, зеленых и сфагновых мхов. Эту зону также можно разделить на подзоны:

1) подзона маревых, злаков, полыней (безлесный тип растительности), высота 14–18 м. В спектрах преобладает пыльца маревых, злаков, полыней. Незначительное количество пыльцы древесных пород принадлежит березе. Среди спор доминируют споры сфагновых и в меньшей степени зеленых мхов и папоротников. Встречаются споры плауна альпийского;

2) подзона ели, маревых, злаков, полыней (безлесный тип растительности), высота 18–22 м. Пыльца недревесных растений по-прежнему преобладает, а количество пыльцы древесных пород не превышает 27%. В то же время в спектрах увеличивается содержание пыльцы ели и сосны до 12%. Среди спор появляются лесные виды плаунов и плаунок *Selaginella selaginoides* L. (Link);

3) подзона ольхи, маревых и злаков (безлесный тип растительности), высота 18,0–27,5 м. В спектрах увеличивается количество пыльцы ольхи. Пыльца недревесных растений принадлежит в основном злакам и в значительно меньшей степени маревым. Содержание спор зеленых мхов возрастает.

V – алевролитистые глины с линзами торфа вдоль кровли на высоте 27,5–29,4 м. Зона березы, злаков и разнотравья (березовая лесотундра); характеризуется преобладанием пыльцы древесных растений, в основном берез. Пыльца травянистых растений принадлежит злакам и разнотравью. Споры зеленых мхов и в меньшей степени папоротников доминируют среди группы споровых.

VI – суглинок на высоте 29,4–31,0 м. Зона злаков и разнотравья (безлесный тип растительности). В спектрах преобладает пыльца недревесных растений, принадлежащая в основном злакам и разнотравью.

Эти же отложения у дер. Прохоркино были исследованы А.И.Стрижовой (1970, рис. 18). При сравнении отмечается несомненное сходство в общем направлении кривых на обеих диаграммах. В разрезе палинологически охарактеризованы более глубокие слои песка, поэтому здесь внизу отмечается новая зона, характеризующаяся повышенным содержанием пыльцы травянистых растений. Выше на обеих

диаграммах сначала преобладает пыльца древесных пород, а затем постепенно завоевывает господство пыльца недревесных растений. Различия заключаются в количестве пыльцы ели и присутствии пыльцы ели секции *Omogisa*. Возможно, это было связано с какими-то местными условиями захоронения пыльцы, так как пыльца ели далеко не распространяется. Кроме того, распространение ели секции *Omogisa* в верхнем плейстоцене, о чем свидетельствуют радиоуглеродные даты, в районе среднего течения р.Оби весьма сомнительно. В настоящее время ели этой секции распространены лишь на Дальнем Востоке и отличаются повышенными требованиями к климатическим условиям, особенно к влажности и температуре.

А.И.Стрижова указывает также на присутствие пыльцы *Tilia*, *Ulmus*, *Traa*. В наших спектрах пыльца теплолюбивых растений *Tilia*, *Ulmus*, *Fagus*, *Nyssa*, *Traa*, *Myrica*, *Ilex*, *Juglans*, *Pterocarya*, *Diervilla*, *Liquidambar*, *Cupressaceae* и *Taxodiaceae* встречается спорадически во всех горизонтах разреза. Она появляется и исчезает без тех закономерностей, которые вытекают из экологических требований каждой из этих пород. Пыльца этих растений была исключена из состава спектров, так как по экологическим требованиям и географическому распространению она не соответствует общему характеру растительности, вытекающему из состава остальных компонентов.

Постоянное присутствие в осадках нескольких видов водорослей рода *Pediastrum* говорит о том, что осадки накапливались в водных условиях. Вероятно, перерывов в осадконакоплении не существовало, и, скорее всего, здесь выявлена довольно постепенная смена растительности.

Зона I отражает распространение березовой лесотундры по берегам древнего водоема. Вполне возможно, что уже в этой лесотундре наряду со сфагновыми болотами, зарослями кустарниковых берез и вересковых существовали незначительные ксерофитные участки. Климат был достаточно холодным и, может быть, несколько сухим.

При переходе к зоне II установлено улучшение климатических условий. Ольхово-березовые леса, в которых продолжала встречаться кустарниковая березка, возникли на месте березовой лесотундры. Затем наблюдается новое ухудшение климатических условий (зона III). Сначала появилась березовая лесотундра, в которой незначительную примесь составляли ель и сосна (подзона III а), а затем распространились безлесные пространства, занятые травянистыми ассоциациями. Они были представлены злаками и разнотравьем, среди которых встречались заросли кустарниковых берез, сфагновые болота и плаун альпийский (подзона III б), а также, видимо, и ксерофитными группировками. Некоторое потепление вызвало новое распространение древесных пород (подзона III в). Однако в березовой лесотундре хвойные породы уже отсутствовали.

Дальнейшее устойчивое и продолжительное похолодание привело к полному исчезновению древесной растительности (IV зона) и господству безлесных пространств. О возрастании роли ксерофитных ассоциаций свидетельствует более широкое распространение маревых, полыней и постоянное присутствие эфедры. В то же время здесь продолжали существовать сфагновые болота, заросли кустарниковых берез и плаун альпийский. На фоне общего похолодания в некоторые моменты можно отметить незначительное улучшение климатических условий, вызвавшее продвижение границ древесных пород к северу. Возможно, ель произрастала в районе дер. Прохоркино (подзона IV б). В это же время отмечено распространение лесных плаунов и плауна *Selaginella selaginoides* L. (Link). Затем ель снова исчезла и среди открытых пространств, занятых разнотравно-злаковыми ассоциациями, появились заросли ольхи.

Существенное изменение растительности отмечено при переходе к зоне V. Под влиянием потепления распространилась березовая лесотундра. Открытые пространства были заняты злаками и разнотравьем. Полыни, маревые и эфедра почти исчезли. Однако это потепление было непродолжительным и березовая лесотундра сменилась безлесными пространствами, покрытыми разнотравно-злаковыми ассоциациями.

Наиболее характерной особенностью растительности, существовавшей во время формирования отложений у дер. Прохоркино, является присутствие растений и растительных ассоциаций, распространенных в настоящее время на территории с

климатом более континентальным, чем современный климат района дер. Прохоркино. В настоящее время разрез расположен во внеледниковой зоне, в области распространения среднетаежных лесов. В спорово-пыльцевых спектрах поверхностных образцов из этого района преобладает пыльца древесных растений (до 90%), в основном различных видов соеи и в меньшей степени березы. Спектры из отложений разреза у дер. Прохоркино не содержат такого количества пыльцы древесных пород. В них постоянно отмечается повышенное содержание пыльцы травянистых растений. Судя по спектрам, господствующее положение занимали растительные группировки лесотундрового и тундрового типов. Растительный покров отличался большим развитием травянистых ассоциаций. Наличие пыльцы недревесных растений разной экологии указывает на сложность растительного покрова. К сожалению, здесь не проведено видовое определение пыльцы трав, особенно представителей семейств маревых и полыней. Однако постоянное присутствие типичного ксерофита — эфедры совместно с тундровыми видами плаунов и кустарниковой березки свидетельствует о существовании гляциальных флор, относящихся ко второй половине ледниковых эпох, характеризующихся холодным и сухим климатом.

В 25-метровом обнажении у дер. Карга вскрываются озерно-аллювиальные отложения. Они представлены алевритистыми и песчанистыми глинами (от 1,5 до 5,0 м) с линзами торфа, переслаивающимися с песками (3,0–6,5 м) в основании обрыва и суглинками у бровки ядра. Сверху озерно-аллювиальная толща прикрыта покровными суглинками (1,0–1,5 м). Сизыми суглинками названы здесь алевритистые глины, залегающие около меженного уровня Оби.

Отсутствие ленточных глин существенно отличает разрез Карги от Прохоркина. Кроме того, из нижней части толщи (6,25 м над урезом Оби) получена дата, равная 32240±560 лет (СОАН-360). Она позволяет отнести вмещающие породы ко второй половине среднего юрмра и считать их моложе козюлинской толщи, обнажающейся у деревни Козюлино и Прохоркино. Очевидно, осадки, залегающие в разрезе у дер. Карга выше отметки 6,25 м, моложе 32,2 тыс. лет, а ниже этой отметки — попадают в интервал от 32,2 до 42,4 тыс. лет.

У дер. Карга лишь нижняя часть разреза содержала достаточное количество пыльцы и спор. В наполненных образцах насчитывалось не менее 500–650 зерен. Анализ диаграммы (рис. 3) позволил выделить три палинологические зоны.

I — пески и глины на высоте 2,5–6,0 м. Зона березы и злаков (березовая лесотундра и тундра). Спектры этой зоны характеризуются значительным содержанием пыльцы недревесных растений — злаков. Пыльца древесных пород принадлежит березе. Среди споровых растений доминируют мхи и папоротники сем. Polypodiaceae. Эту зону можно подразделить на две подзоны.

Подзона злаков (тундра) на высоте 2,5–5,0 м. В спектрах преобладает пыльца недревесных растений, главным образом злаков. Постоянно встречается пыльца эфедры. Присутствует пыльца вересковых, ольхи и кустарниковых берез. Наряду со сфагновыми мхами и папоротниками найден плаун альпийский.

Подзона березы, злаков и осок (березовая лесотундра) на высоте 5–6 м. В спектрах пыльца древесных пород незначительно преобладает над пылью недревесных растений. Древесные породы представлены по-прежнему березой (встречаются кустарниковые формы). Среди недревесных растений господствуют злаки и увеличивается роль осок. Споры принадлежат в основном сфагновым мхам, встречаются споры плауна альпийского.

II — переслаивание песков с глинами, прослой торфяников на высоте 6–13 м. Зона сосны и березы (сосново-березовые леса); характеризуется преобладанием пыльцы древесных растений — сосны и березы. Пыльца недревесных растений принадлежит злакам, полыням, несколько увеличивается количество пыльцы маревых. По-прежнему встречается эфедра. Состав спор почти не меняется, появляются лишь споры лесных видов плаунов.

III — глины и суглинки на высоте 13,0–13,6 м. Зона березы (березовые леса). Она по-прежнему характеризуется преобладанием пыльцы древесных растений. Однако среди пыльцы древесных пород резко сокращается количество пыльцы сосны. Состав пыльцы недревесных растений и спор не меняется.

Как видно, смена названных выше зон отражает постепенное улучшение климатических условий. Вначале были распространены безлесные пространства, а присут-

ствие эфедры свидетельствует о существовании ксерофитных группировок наряду со сфагновыми болотами, зарослями вересковых, кустарниковых березок и плауном альпийским (подзона I а). Климат был холодным и, видимо, относительно сухим. Затем отмечается незначительное потепление, вызвавшее появление древесных пород в районе дер. Карга (подзона I б). Под влиянием дальнейшего потепления широкое распространение приобрели сосново-березовые леса (зона II). По-видимому, в этих лесах еще продолжали сохраняться сфагновые болота, заросли вересковых и кустарниковых берез. В то же время существовали и, может быть, даже расширялись ксерофитные группировки, так как содержание маревых увеличивается и, по-прежнему встречается эфедра. Видимо, климат, становясь более теплым, продолжал оставаться сухим.

История развития растительности может быть дополнена данными А.И.Стрижовой (1970) для периода накопления осадков верхней части разреза. Для него характерны спектры лесного типа. Очевидно, в это время появились леса, близкие к современным среднетаежным, а затем и южнотаежным, а климат был относительно теплым и влажным.

На трех описанных выше спорово-пыльцевых диаграммах отразилась, к сожалению с некоторыми перерывами, история развития растительности первой половины позднего плейстоцена. Изменение ландшафтов шло по нисходящей палеоклиматической кривой, что нашло свое отражение в переходе от лесной, таежной, а затем лесотундровой к тундровой и безлесной растительности, в которой встречались тундровые и ксерофитные ассоциации.

Темнохвойные леса существовали в Томском Приобье, очевидно, во второй половине казанцевского межледниковья, судя по спорово-пыльцевой диаграмме разреза у дер. Козюлино.

Тундра, лесотундра и безлесная перигляциальная растительность были свойственны среднему вюрму. Их существование датируется на диаграммах для надальевритовой части козюлинской (Козюлино, Прохоркино) и нижней части среднеобской (Карга) толщ. Это был сибирский средний плейстоценовый, сопоставимый по климатической обстановке со второй половиной более древних ледниковых эпох. Климат был более холодным, чем современный.

Лесотундровые спектры из алевритового слоя с торфом и пнями деревьев являются, видимо, свидетелями самого раннего средневюрмского потепления, возможно сопоставимого с интерстадиалом порт-толбот I (Dreimanis, 1969). В этом случае верхняя часть козюлинской (выше слоя алевритов с торфом и пнями) и низы среднеобской толщи в обнажении у дер. Карга будут относиться к раннему холодному стадиалу среднего вюрма, а пески и глины нижней части разреза у дер. Прохоркино — даже, возможно, к раннему вюрму. Наконец, спектры лесного типа из верхней части разреза у дер. Карга свидетельствуют о докаргинском потеплении.

Литература

- Бреслав С.А., Заррина Е.П., Краснов И.И. Периодизация и геохронология позднего плейстоцена северо-запада европейской части СССР. — В кн.: Проблемы периодизации плейстоцена. Л., Изд. Географ. об-ва, 1971.
- Мизеров Б.В., Черноусов С.И., Абрамов С.П., Сухорукова С.С., Вотях М.Р. Аллювиальные и озерно-аллювиальные кайнозойские отложения Среднего Приобья. Новосибирск, "Наука", 1971.
- Нагорский М.П. Материалы к стратиграфии нижне- и среднечетвертичных отложений Томского Приобья. — Вест. Зап.-Сиб. геол. управл., № 2, 1962.
- Никитин Л.А. Четвертичные семенные флоры берегов р.Оби. — Материалы по геол. Зап. Сибири, № 12 (54), 1940.
- Никитин В.П. Четвертичные флоры Западной Сибири (семена и плоды). — В кн.: История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднелиценное и четвертичное время. М., "Наука", 1970.
- Стрижова А.И. Спорово-пыльцевая характеристика основных разрезов позднелиценных и четвертичных отложений. Восточная часть Обь-Иртышского междуречья (Среднее Приобье). — В кн.: История развития растительности внеледниковой зоны Западно-Сибирской низменности в позднелиценное и четвертичное время. М., "Наука", 1970.
- Dreimanis A. The last ice age in the eastern Great Lakes region, North America. VIII Congress INQUA, Resumes des Communications. Paris, 1969.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ И ГЕНЕЗИСЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ОБНАЖЕНИИ ВАСТЬЯНСКИЙ КОНЬ НА Р.ПЕЧОРЕ

А.В.Гольберт, В.И.Гудина, А.Н.Зудин, С.С.Сухорукова,
С.Л.Троицкий, А.И.Юдкевич

В пяти километрах ниже устья р.Сулы правый берег р.Печоры подрезает водо-раздельную возвышенность высотой до 90–100 м и образует хорошо известное геологам обнажение Вастьянский Конь. Исследование его началось около 70 лет назад, но сперва оно заключалось в общем ознакомлении и первичном описании, изучении небольших коллекций моллюсков. Итоги этого этапа исследований были подведены М.А.Лавровой (1949). Работами самой М.А.Лавровой (проведенными в 1939 г.) начинается период послойного изучения разреза, продолжающийся и поныне.

Наиболее полные сведения о строении обнажения собрала Печорская экспедиция МГУ (Попов, 1963; Данилов, 1963); составленный ею профиль (Попов, 1963; приложение I) остается лучшим и положен в основу представлений авторов, несмотря на принципиально иную трактовку генезиса и взаимоотношений ряда геологических тел, общего плана и деталей структуры обнажения. Он пополнен ценными данными В.Л.Яхимович, исследовавшей обнажение в 1966 г.

Послойное распределение остатков морских моллюсков было намечено М.А.Лавровой (1949) и С.Л.Троицким (1964), но более полная схема дана И.И.Рюминой (1967; Загорская и др., 1969). Эта схема используется в данной статье, но она подкреплена и пополнена результатами изучения обширных коллекций, собранных за 1959–1970 гг. А.И.Поповым, И.Д.Даниловым, Б.П.Любимовым, Ю.И.Климовым, В.А.Лидером, В.И.Гудиной (определения С.Л.Троицкого) и В.Л.Яхимович (определения В.С.Зархидзе). Привлечение этих сведений позволяет проследить комплексы не только по разрезу, но и по простираанию геологических тел.

Несколько видов фораминифер и остракод были определены Г.М.Поповой-Львовой и И.Н.Семеновым из одного образца. О.Ф.Барановской (Загорская и др., 1969) приведены очень скудные сведения о фораминиферах из некоторых слоев разреза. Очень кратко, но интересные сведения о спорово-пыльцевых спектрах из отдельных образцов приводит М.А.Лаврова (1949). Т.И.Смирновой и Г.Н.Бердовской опубликованы четыре диаграммы частных разрезов, дающие в совокупности полную характеристику всех слоев, выходящих в обнажении, а также 25-метровой пачки, вскрытой скв. 1 ниже уровня реки (Попов, 1963; Загорская и др., 1969). Из пяти прослоев аллохтонного торфа в верхней половине разреза П.И.Дорофеевым изучены карпоиды (Яхимович, 1970), а для четырех из них получены конечные радиоуглеродные даты (Яхимович и др., 1971). Из этой же части разреза И.И.Красновым собраны кости млекопитающих, а в самых верхних слоях В.Л.Яхимович нашла остатки стоянки каменного века.

Для нижней части разреза по 12 штуфам Ф.И.Сулеймановой (Башкирский геологический институт) сделаны палеомагнитные измерения (сообщение В.А.Яхимович).

Материалы для общей литолого-фациальной характеристики слоев есть во всех публикациях; состав и содержание легкорастворимых солей и обменных оснований в глинах и алевроитах довольно подробно приведены И.Д.Даниловым (1963) и в виде выводов – группой геологов НИИГА (Загорская и др., 1969), однако комплексные специальные литолого-петрографические исследования не проводились.

Из краткого обзора изученности разреза очевидно, что в наименьшей степени до последнего времени оставались выявленными литологические особенности пород и их микрофауна. Это обстоятельство наряду с существованием различий в трактовке генезиса и возраста отложений послужило причиной постановки дополнительных исследований.

Исследования 1970–1972 гг. Летом 1970 г. А.И.Юдкевич (Центральная экспедиция Гидропроекта) организовал полевые работы на обнажении Вастьянский Конь, в которых приняли участие также новосибирские геологи В.И.Гудина (ИГиГ СО АН СССР) и А.В.Гольберт (СНИИГГИМС) с сотрудниками. Сводный отряд про-

извел расчистку (Р-70), детальное описание и опробование разреза, а в дальнейшем организовал и произвел лабораторное изучение коллекций.

Гранулометрический анализ образцов пород и обработку его результатов выполнил А.И.Юдкевич, минералого-петрографические и геохимические исследования – А.В.Гольберт и С.С.Сухорукова (ИГиГ), микропалеонтологические – В.И.Гудина, определения моллюсков из новых сборов и общую характеристику макрофауны, интерпретацию палинологических материалов и анализ строения обнажения – С.Л.Троицкий, палеомагнитные исследования – А.Н.Зудин (все – ИГиГ). Очень ценные первичные материалы любезно предоставила В.Л.Яхимович (Башкирский геологический институт). Результаты этих исследований с учетом прежних данных легли в основу статьи.

Строение обнажения

Обнажение Вастьянский Конь – береговой обрыв протяженностью около 4 км и высотой до 90 м. Крутой, почти вертикальный фас обнажения расчленен спускающимися к реке короткими распадками на треугольные и трапециевидные поверхности отдельных выходов протяженностью по 100–150 м. В главной 3-километровой части обрыва В.Л.Яхимович насчитала 18 таких выходов (“мысов”). Лучше всего обнажены III, V, VII–X, XIII и XIV выходы, считая от нижнего (по течению реки) конца этой части обнажения. Выходы опираются на бечевник и осыпь, прикрывающие нижние 5 м разреза. Обрыв местами прорезан рывтинами до уровня реки (2 м над уровнем моря). Распадки и бровка обнажения задернованы и заросли лесом. Центральная группа выходов (VII–X) в самой высокой части обнажения (между расчистками 9 и 23 экспедиции МГУ; Попов, 1963) вскрывает наиболее полный разрез и чаще всего изучалась¹. Более глубокие слои вскрыты скв. 1 и 55. Обе они пройдены в северной части обнажения, первая – с бечевника у выхода V (Р-3 МГУ), вторая (по данным И.Д.Данилова) – в 700 м ниже по берегу реки, с отметки 50 м. Кровля мезозойских пород, представленных плотными глинами и зеленоватыми песчаниками, лежит на отметках –38,5 и –54 м соответственно. Наиболее высокие слои разреза вскрыты шурфом 51 (МГУ) глубиной 3 м, заложенным в 1 км от берега на гребне возвышенности на высоте 100 м, а также описаны В.Л.Яхимович в вершине одного из распадков около выхода IX (рис. 1).

Разрез пород, вскрытый обнажением, в самом общем виде может быть разделен на три толщи: нижнюю – темно-серые глины (40 м), среднюю – светло-серые косослоистые пески (20–55 м), верхнюю – серые гравийно-галечные мореновидные суглинки с валунами (0,7–20,0 м). Разрезы скважин позволяют увеличить общую мощность нижней толщи до 68 м, а верхней – до 37 м. Темно-серые глины разделены на две пачки слоем песка изменчивой мощности (0,2–5,8 м), к которому приурочен пропласток песчаного ракушняка. Этот пропласток является прекрасным маркирующим уровнем, хорошо прослеженным и привязанным по высоте. По изменению его положения над уровнем реки прослеживается пологая антиклинальная складка, свод которой находится у Р-9 или между выходами VIII–IX, где высота прослоя максимальна – 22–25 м. В срезе обнажения (СЗ–ЮВ) северное крыло ее на первом километре погружается под углом $1^{\circ}20'$, затем наклон увеличивается почти до 4° и в скв. 55 пропласток ракуши лежит уже на отметке –37 м (по данным И.Д.Данилова), а кровля толщи песков опускается до +13 м (при сохранении мощности 44 м). Погружение по кровле мезозойских пород между скв. 1 и 55 меньше – около $1^{\circ}30'$. Южное крыло у свода несколько круче – в 0,5 км общее падение уже достигает 2° ; ракушняковый пропласток снижается до отметки 4–5 м. Замены по более высоким частям разреза показывают еще большее падение, до $5-8^{\circ}$. Подобные нарушения есть и на северном крыле, где на фоне общего слабого погружения местами (выходы III, VII) появляются более крутые падения южных румбов.

Пологая антиклиналь – общий структурный план обнажения. Анализ профиля, составленного экспедицией МГУ и пополненного новыми данными, позволяет отка-

¹

В дальнейшем расчистки будут обозначаться индексами Р-9, Р-23 и т.д.

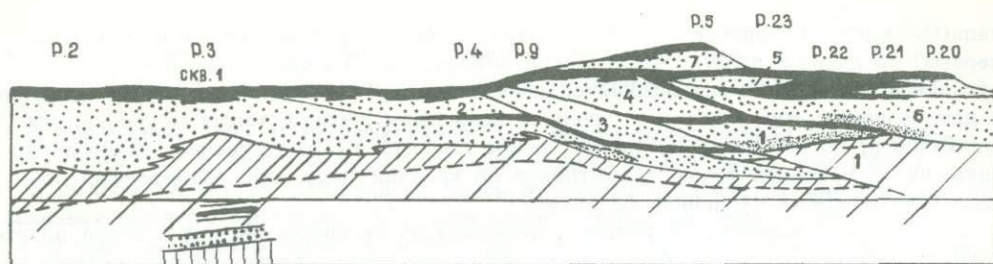
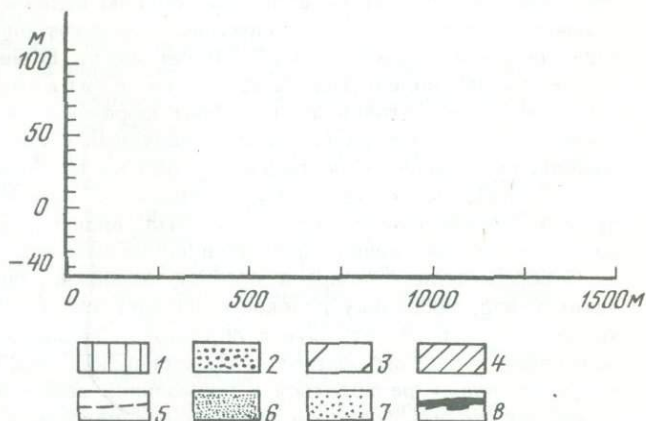


Рис. 2. Строение обнажения Васт'янский Конь

1 - дочетвертичные породы; 2 - галечные пески в основании четвертичных отложений; 3-5 - толща серых глин: 3 - нижняя пачка, 4 - верхняя пачка, 5 - маркирующий слой, ракушняк; 6-7 - пачка песков: 6 - пески с морскими раковинами, 7 - континентальные пески; 8 - слой гравийно-галечного суглинка с валунами; цифры на рисунке - номера блоков аллохтонного крыла надвига



заться от трактовки строения обнажения, предложенной МГУ (только фациальные замещения морских глин, дельтовых песков и мореновидных суглинков в непрерывном разрезе), и объяснить ее как небольшой чешуйчатый гляционадвиг, осложняющий южное крыло антиклинали. Песчаная толща разбита не менее чем на семь плоских ромбоидальных блоков - чешуй аллохтона мощностью 12-25 м и длиной 500-700 м, перемещенных на 350-600 м в северном направлении по очень пологим ($2-4^{\circ}$) сместителям, параллельным падению южного крыла или субгоризонтальным. Надвигом захвачены не только пески, но и подстилающие их глины. При этом большая часть северного склона антиклинали и ее ядро остаются в автохтонном крыле надвига. Надвигание чешуй приводит к увеличению кажущейся мощности песчаной толщи у P-5 до 90 м, т.е. почти вдвое против нормальной в автохтонном крыле (рис. 2).

Со стрессом, вызвавшим образование надвига и направленным с юго-востока на северо-запад, связаны и другие нарушения. К ним относятся резкие, вплоть до лежачих, локальные складки, отмеченные В.Л.Яхимович в выходе III и описанные И.Д.Даниловым (1963), который приводит прекрасные зарисовки и фотографии, к сожалению, не привязанные к разрезу. Деформации слоев видны и левее линии P-5 на профиле МГУ. Стрессом же, очевидно, вызвана почти повсеместная "зазубренность" границ между песчаными и глинистыми пачками, проявляющаяся в виде узких клиновидных внедрений одних пород в другие. При этом большинство клиньев обращено острием в северном направлении. Чешуи надвига ограничены и разделены слоями мореновидного гравийно-галечного суглинка с редкими валунами, являющимися своеобразной тектонической брекчией и образующими диагональную сеть в песчаной толще.

Всю эту систему взаимоотношений пород исследователи МГУ объясняли фациальными переходами и переклиниваниями внутри единой морской толщи, а мелкие складки - подводными оползнями, но такое объяснение, опирающееся на весьма отдаленные аналогии, не кажется убедительным. Резкость пликативных дислокаций, обилие частных мелких (от нескольких метров до 40-50 м, редко 100-250 м в длину) клиньев, четкость контактов и определенная ориентировка противоречат их

седиментационной природе¹. Следует, однако, заметить два обстоятельства. Во-первых, по данным полевых наблюдений 1970 г., один из слоев морено-подобных суглинков (слой 6) имеет нижний седиментационный контакт. Во-вторых, найденный в нем комплекс фораминифер отличен от комплекса верхней толщи мореновидных суглинков и, по мнению В.И.Гудиной, более древний. Соответственно можно допустить, что в песчаной толще существовал по крайней мере один автохтонный прослой мореновидных суглинков (слой 6).

Зона надвига выражена в рельефе, несмотря на рыхлость песчаных пород аллохтона: к ней приурочены наибольшие отметки берегового склона и начинающаяся за ним водораздельная гряда, входящая в глубь Большеземельской тундры, а это значит, что сама структура возникла совсем недавно. Радиоуглеродные датировки торфяных слоев из блоков аллохтона позволяют определить, что образование надвига произошло позже, чем 26 870 лет назад. В местной геологической обстановке столь молодого надвига мог быть только гляционадвигом — напорной мореной. Об этом же достаточно явно говорит моренный облик "тектонических брекчий" в песчаной толще и верхнего пласта валунных суглинков, перекрывающих структуру. Ледник, создавший ее на равнине в 350 км от ближайшей горной страны (Приполярного Урала), мог быть только покровным, достаточно мощным и активным. По времени формирования надвига это был, видимо, ледник последней (главной) стадии валдайского оледенения, хронологические рамки которой 20–14 тыс. лет.

С образованием напорной морены, возможно, связано и возникновение самой антиклинали, поскольку плоскости надвига субпараллельны ее южному крылу, однако зависимость может быть и обратной. Специальное внимание, уделенное структуре обнажения и формам залегания геологических тел, вполне оправданно, так как без их учета нельзя разобраться в нормальной седиментационной последовательности слоев, определить истинное положение в разрезе и биостратиграфическое значение многочисленных палеонтологических остатков.

Описание разреза

Наиболее низкие слои разреза вскрыты скв. 1. По данным А.И.Попова, на плотных юрских глинах, пройденных в интервале от –60 до –38,5 м, залегают (снизу вверх):

| | Мощность, м |
|---|-------------|
| а) песчано-глинистая слоистая порода с гравием, щебнем и галькой не более 2–3 см в поперечнике. | 1,5 |
| б) гравий со средне- и крупнозернистым песком и гальками до 5–6 см | 0,7 |
| в) песок мелкозернистый и разнозернистый с прослоями глины и алевролита, остатками растений, включениями гальки и валунов | 10,3 |
| г) переслаивание алевроитово-песчаной глины с тонкозернистым песком; встречены обломки плотных пород размером до 2 см | 1,7 |
| д) глина темная, песчанистая, заключающая мелкие (0,5–1,0 см), реже крупные (5–8 см) гальки | 5,4 |
| е) глина без гальки, менее песчанистая, слоистая за счет слоев тонкозернистого песка; встречаются обломки морских раковин | 8 |
| ж) суглинок тяжелый, темно-серый, с угловато-окатанной галькой до 3 см | 2 |

В скв. 55 слои "а-е" выпадают из разреза и прямо на мезозойские песчаники ложатся более поздние образования.

¹На сходство этих клиньев с гляциодинамическими текстурами обратил наше внимание также и Ю.А.Лаврушин (устное сообщение).

Кровля слоя "ж" на 14 м ниже маркирующего пласта ракушняка в Р-3 (надстраивающей разрез скв. 1) ровно настолько же, насколько ниже его основание Р-70 (нашей расчистки 1970 г.), по которой и продолжается описание сводного разреза.

Р-70 проведена близ ядра антиклинали, где разрез более полный, на двухсотметровом участке у навигационных створных знаков, между Р-5 и Р-9 (МГУ) или на выходе IX (по В.Л.Яхимович). Здесь отчетливо выделяются все три упоминавшиеся выше толщи пород. Р-70 пересекает глинистую толщу и низы песчаной в автохтонном крыле надвига, а большую часть песчаной проходит через блоки 3 и 4 аллохтонного крыла (см. рис. 1). Глинистая толща имеет в Р-70 неполную мощность 25 м и слоем песка с маркирующим пропластком ракушняка делится на две пачки — нижнюю и верхнюю.

От основания Р-70 (6 м над рекой) снизу вверх обнажены (рис. 3):

Нижняя пачка глин. Слой 1 — глина темно-серая со слабым коричневым оттенком, с примазками вирианита; с поверхности выветрелая крупнооскольчатая и неясносланцеватая; наблюдаются зеркала скольжения, редкая полуокатанная и угловато-окатанная галька, зерна гравия, а по плоскостям напластования — тонкие линзы светло-серого алевроита, нередко тонкослоистого. В основании видимой части (3-4 см) прослой с раковинами морских моллюсков. На том же уровне в одной из расчисток — глыба (1×1,5 м) темно-серой с зеленоватым оттенком мореновидной супеси с многочисленным гравием, галькой, комочками глины и морскими раковинами; края глыбы неровные, размытые. В верхних четырех метрах слоя увеличивается содержание алевроитового материала, появляются все более частые тонкие прослойки и линзочки светло-серого алевроита, и в самой верхней части слой представлен глинистым алевроитом; неполная мощность 8 м

Слой 2 — песчаный, состоящий из нескольких прослоев глинистого серого песка (а), палевого мелкого песка со спутанно-волокнутой и перистой слоистостью (б), светло-серого мелкозернистого песка с линзами темно-серого глинистого и неправильными катунами серого песка по 10-15 см (в), светло-серого диагонального мелкого песка (г) и темно-серого оскольчатого суглинка (д). 5,8 м
По простиранию слой 2 прослежен на 450 м, за Р-4.

Верхняя пачка глин ложится на слой 2 с отчетливым размывом и базальным слоем в основании.

Слой 3а — базальный слой — песок грубозернистый, ожелезненный, с редкими валунами, катунами суглинков и глин, линзовидными скоплениями морских раковин 0,2-0,5 м.
Слой, как упоминалось, выше, является маркирующим и прослеживается почти по всему фронту обнажения.

Слой 3б — суглинок темно-серый, с редкими гравием и гальками, мореноподобный, сходный по окраске с лежащими выше глинами (1 прослой мореноподобных пород) 0,4 м

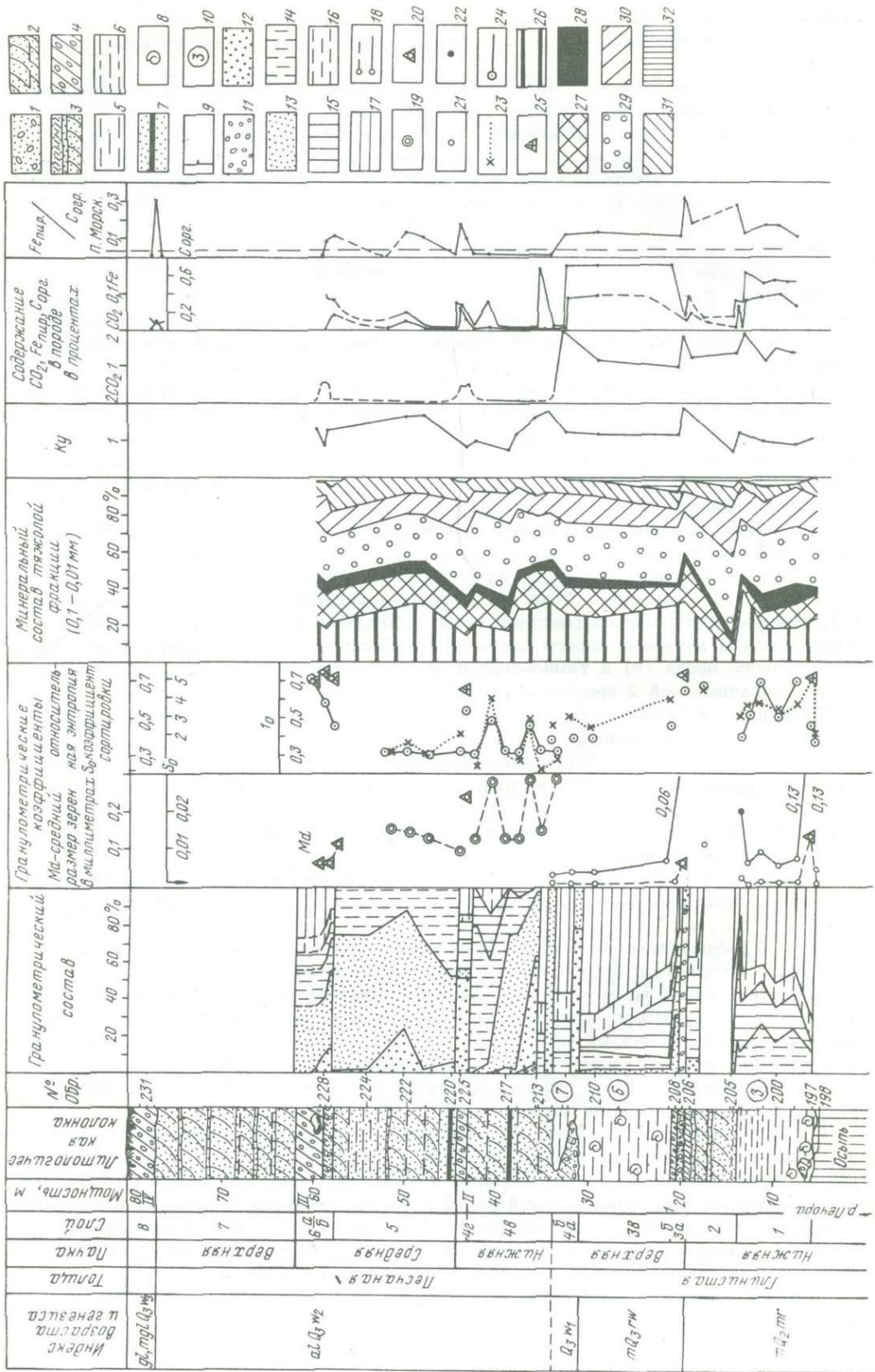
Слой 3б предыдущими исследователями не отмечался и, очевидно, включался в слой 3в, в который он переходит без заметной границы.

Слой 3в — глина темно-серая, с неясной горизонтальной слоистостью, тонкими намывами светло-серого алевроита, рассеянными раковинами морских моллюсков, многочисленными в нижней части. 9,5-10,0 м.

Мощность верхней пачки глины в Р-70 неполная, так как в 1 км ниже по реке, в Р-3, она больше — 37 м, что соответствует размыву не менее 27 м. Конфигурация поверхности размыва хорошо видна на профиле (см. рис. 1).

Слой морских песков. Размыв между верхней глинистой пачкой и перекрывающей песчаной толщей четко отражен в строении той части обнажения, которая вскрыта Р-70: в основании песчаной толщи лежит базальный слой грубого песка с мегакластами, прослеженный на 15 м по простиранию. Однако не всюду этот базальный слой ложится непосредственно на глинистую пачку: в смежной Р-2 (НИИГА) (Загорская и др., 1969, рис. 8) между его песчаными галечниками и кровлей глин залегает песок с морскими раковинами — слой 3г.

Слой 3г — песок с раковинами и обломками раковин морских моллюсков и усонгих 6 м



Тот же песчаный слой с большим количеством раковин прослеживается в других местах южного крыла: в блоке 1 и в основании блока 6 (между Р-22 и Р-21), где он описан М.А.Лавровой (1949) в качестве нижних частей ее слоев 6в и 6д; привязка наша¹. Пласт сложен средними и мелкими песками с пропластками и линзами алеврита, крупного песка, гравия и торфянистыми слоями; мощность его 5-6 м.

Этот песчаный слой лежит на размытой поверхности глинистой толщи и сверху ограничен также поверхностью размыва, фиксируемого местами слоями гальки. Он сохранился кое-где на южном крыле антиклинали. Таким образом, в этой части разреза не одна, а две сближенные поверхности размыва, нижняя из которых отделяет морские глины от песчаного слоя 3г, а верхняя - пески слоя 3г от основной части песчаной толщи. В разрезе Р-70 промежуточный слой выпадает и на размытую поверхность слоя 3в непосредственно ложится мощная песчаная толща.

Песчаная толща начинается базальным слоем. Слой 4а - базальный слой - песок среднезернистый, серый, с гальками и многочисленными мелкими валунами в основании; контакты слоя очень четкие, подчеркнуты ожелезнением. . . 2,5-3,0 м

Слой 4б - глина темно-серая (почти черная) с буроватым оттенком, жирная, пластичная, с редким гравием и галькой, немая; выветрелая - комковатая или щебенчатая 0,5-2,0 м
Слой 4б частично прислонен к наклонной кровле подстилающего и, вероятно, имеет линзовидную форму. В блоке 1 (Р-22) аналогичная линза глины мощностью до 3 м прослеживается по простиранию на 200 м. Примечательно, что там она уже лежит над морскими песками слоя 3г, в 5-6 м над кровлей слоя 3 в.

Далее вверх по склону расчистка пересекает более высокие слои песчаной толщи, залегающей как в автохтонном крыле надвига, так и в блоках 3 и 4. Однако смещение чешуй невелико, а сместители параллельны напластованию, так что не происходит существенного нарушения ни последовательности слоев, ни общей мощности толщи. Эта часть толщи весьма однообразна, что позволяет дать ее общую характеристику, но в колонке разреза за ней оставлены номера слоев, выделенных по границам блоков (4в, 4г, 5, 6а, 6б, 7). Из общей характеристики исключено описание мореновидных прослоев на границах блоков - 4г (II), 6а и 6б (III); они описаны отдельно, вместе со слоем 8.

¹М.А.Лаврова собрала значительную часть коллекции раковин из этого слоя. Привязка слоя по высоте в статье С.Л.Троицкого (1964) нуждается в уточнении, так как она была сделана из расчета высоты обнажения 50 м, а не 80.

Рис. 3. Разрез по расчистке Р-70, литологические и геохимические данные

1-8 - литологические обозначения: 1 - песок разнозернистый гравийно-галечный с валунами; 2 - песок преимущественно мелкозернистый косослоистый со слоями глины; 3 - песок мелкозернистый косо- и горизонтально-слоистый, с прослойками суглинка; 4 - мореноподобные суглинки и супеси; 5 - глина алевритовая; 6 - глина алевритовая с прослойками алеврита; 7 - прослой аллохтонного торфа в песках; 8 - раковины морских моллюсков; 9-10 - обозначения образцов и штуфов; 9 - место отбора и номер образца; 10 - штупы для палеомагнитного анализа; 11-25 - гранулометрический состав: 11 - гравий и грубозернистый песок; 12 - среднезернистый песок, 13 - мелкозернистый песок; 14 - алеврит; 15 - мелкий алеврит; 16 - крупный пелит; 17 - пелитовая фракция; 18 - кривые изменения M_d для пород всего обнажения и глинистой толщи; 19 - M_d песчаной толщи; 20 - M_d суглинков; 21 - M_d глин; 22 - M_d алевритов; 23 - кривые изменения I_0 ; 24 - кривые изменения S_0 ; 25 - суглинки; 26-32 - минеральный состав: 26 - рудные минералы; 27 - гранат, циркон, турмалин; 28 - сфен, лейкоксен, рутил, апатит, анатаз, дистен, ставролит; 29 - эпидот, цоизит; 30 - амфиболы; 31 - пироксены, слюды; 32 - прочие минералы, разрушенные неопределимые зерна

| № про- слоев линз | Расстояние (м) от подшвы слоя 4а (и его аналогов) | Возраст по C^{14} от 1970 г. (лабораторный индекс) | № семенных флор (образцы В.Л.Яхимович) |
|-------------------------|---|---|--|
| T-8 | 36-40 | - | - |
| T-7 | 30 | 24790±500 (БашГи-8) | 471 |
| T-6 | 25 | 26870±370 (БашГи-7) | 465 |
| T-5 | 23 | - | - |
| T-4 | 22 | - | 466 |
| T-3 | 13 | 28380±270 (БашГи-49) 28678±300 (БашГи-9) | 467 |
| T-2 | 11 | 29470±450 (БашГи-10) | 469 |
| T-1 | 7 | - | - |

Группа слоев 4в-7 - пески преимущественно мелкозернистые, сыпучие, желто-вато-серого цвета, с тонкими слоями и линзами охристо-бурой окраски, прослойками разнозернистого песка, алевролита и глины в виде тонких горизонтальных слоев (2-4 см). Слоистость очень четкая: косые серии с углами падения до 30-35° и мощностью 0,2-0,4 м срезаются горизонтально-волнистыми (3-6 см), образуя диагональную макротекстуру. Горизонтальные слои темно-серой и буровато-серой глины по 1-3 см многочисленны в нижних двух третях толщи, более редки - в верхней. На сыпучих песчаных склонах они выступают в виде карнизов. Особенно часты они в середине толщи (слой 5), где, чередуясь с песчаными прослойками толщиной 2-3 см, придают ей грубослоистую текстуру. В этой части немало и тонких слоев намывного торфа.

Органические остатки представлены мелким растительным детритом, кусочками слабо измененной древесины, обильными в отдельных прослоях обрывками торфяной массы, прослоями песчаного аллохтонного торфа толщиной от 1-2 до 10-15 см. P-70 пересекала два таких прослоя, но в смежной расчистке В.Л.Яхимович - их пять, а по всем расчисткам - более восьми. Прослой имеют форму плоских линз, протягивающихся на десятки метров, иногда - на 100-170 м, и залегают на разной высоте от подошвы слоя 4а. Из них определены семенные флоры и сделан ряд радиоуглеродных определений возраста (табл. 1).

На уровне прослоя T-2 И.И.Краснов (ВСЕГЕИ) собрал кости северного оленя (сообщение В.Л.Яхимович); на высоте 14 м от подошвы пачки костные остатки отмечены также в P-2 НИИГА (Загорская и др., 1969, рис. 8).

В песчаной толще изредка встречаются обломки раковин моллюсков, явно перетолженные; их несколько больше внизу, у контакта с морскими слоями, но единичные окатанные обломки найдены в средней и верхней частях. Очень редко попадаются отдельные раковинки фораминифер плохой сохранности (Загорская и др., 1969).

Общая мощность всей толщи по P-70 46 м, а за вычетом моренных прослоев 41,5 м. Близкую мощность указывает В.Л.Яхимович - 35-37 м; в скв. 55 у северного конца обнажения она 44 м, максимальная мощность, полученная по расчисткам МГУ, 50 м.

Верхняя граница в поле нами не изучалась, но, судя по профилю МГУ, она неровная, контакт с перекрывающей толщей суглинков сложный, особенно в зоне надвига, где субгоризонтальные клинья суглинков заходят в пески, а песчаные клинья - в суглинки (между P-23 и P-20).

Слой 8 в поле не был описан, характеристика его дана по трем образцам (низ, середина, верх слоя), собранным К.К.Волоссовичем и переданным нам для исследования.

Слой 8 - суглинок серый, песчанистый, массивный, неплотный, с угловато-окатанными и угловатыми валунами, гальками и гравием карбонатных пород и сланцев (IV пласт мореновидных пород) 3,5 м

По описаниям и схемам М.А.Лавровой (1949), А.И.Попова (1963) и В.Л.Яхимович слой 8 образован валунным мореноподобным суглинком или супесью, переходящей вверх по разрезу в суглинок. Валунув, представленных известняками и сланцами, обычно немного, но местами они встречаются в значительном количестве. Мощность слоя изменчива за счет неровности подошвы от 0,7–3,0 до 13–20 м. М.А.Лаврова выделяет нижнюю 10-метровую часть в самостоятельный слой, более глинистый, со следами слоистости, горизонтально ориентированными валунами и гальками, прослойками песка, зернами вибианита, выцветами солей на поверхности и немногочисленными обломками раковин (беломорские слои).

Перейдем к характеристикам пластов мореновидных слоев, разделяющих блоки песчаной толщи, сохраняя их полевую нумерацию (в скобках – индексы слоя по колонке, рис. 2). Заметим, что пласт I (слой 3), описанный выше, не разделяет блоков, а лежит в глинистой толще между слоями с морскими раковинами.

Пласт II (слой 4г) – супесь песчаная, темно-серая, мореноподобная, массивная, относительно неплотная, неслоистая, с беспорядочно рассеянным крупным гравием, мелкой галькой (45 шт. на 1 м² сечения пласта). 1,5 м

Пласт ложится на пески с резким неровным контактом; поверхность его также неровная, но границы нечеткая, "размазанная", хотя переход к пескам происходит на расстоянии 1–3 см; глинистые темно-серые у контакта пески быстро осветляются. Пласт II отделяет часть песчаной толщи, лежащей в автохтонном крыле надвига, от блока 3 (аллохтонного), в 11,0–12,5 м по мощности от подошвы слоя 4 а (и всей песчаной пачки).

Пласт III (слой 6а, 6б) состоит из двух частей – переходного прослоя и основной части:

6а) суглинок темно-серый с буроватым оттенком, мореноподобный, грубослоистый, с прослойками, слойками и линзами желтовато-серого мелкозернистого песка от долей миллиметра (намывы на плоскостях напластования) до 0,15 м в линзовидных раздувах, придающих породе слоистость. Угловато-окатанные и угловатые валуны, гальки, гравий немногочисленны (10–15 шт. на 1 м²). 1 м
Нижний контакт прослоя постепенный, через появление в песках линз и слойков суглинка, но переходная зона всего 5 см. В верхней части – два сближенных наиболее толстых песчаных пропластка (по 0,15 м).

6б) Собственно мореновидная порода – суглинок темно-серый с буроватым оттенком, массивный, с гравием, галькой и редкими мелкими валунами; порода относительно неплотная, разламывающаяся в руках. В основании пласта лежит уплощенная глыба гранито-гнейса 2×3×1,5 м с округлыми краями и двумя системами ледниковых шрамов, пересекающимися под углом 35–40°. Глыба наклонена под углом 20°, азимут падения 44° СВ. 3 м

Пласт III разделяет блоки 3 и 4 аллохтона в 27–31 м над подошвой песчаной пачки. Седиментационный переход между слоями 5 и 6 свидетельствует в пользу первоначального залегания слоя 6 в песчаной толще.

Пласт IV (слой 8), собственно говоря, также на некотором протяжении отделяет блоки аллохтона 4,5,6 от блока 7, перекрытого в свою очередь пластом V, но эта часть разреза плохо обнажена и слабо изучена (см. рис. 1). По данным И.Д.Данилова, в шурфе 51 пласт V, крошущий блок 7, пройден на глубину около 3 м и представлен серо-бурым валунным суглинком, в котором найден обломок замочного края *Arctica islandica*, сильно разрушенный и расслоенный.

Пласты II, IV и V являются, по-видимому, затыжками какой-то единой исходной породы при формировании блоков гляционадвига. С.Л.Троицкий полагает, что ею мог быть венчающий разрез пласт IV мореновидного суглинка (слой 8). Другие авторы считают, что исходной породой были автохтонные прослои мореновидного суглинка, заключенные в песчаной толще и частично перемешанные надвигом.

Наиболее поздние накопления залегают в неровностях поверхности слоя 8 (пласта IV), последнего из слоев, прослеженных по всему обнажению. В углублениях его поверхности лежат небольшие линзы озерных мелкозернистых песков, нередко пылеватых, или глин мощностью 2,5–3,0 м, а также торфяники мощностью до 2 м, налегающие на озерные пески или прямо на валунные суглинки (Лаврова, 1949; Попов, 1963; Загорская и др., 1969). В верховье одного из распадков на слое 8 и покрывающем его 1,5-метровом слое желтовато-серого мелко-среднезер-

нистого песка В.Л.Яхимович обнаружила культурный слой стоянки каменного века – суглинок, перемешанный с торфом, линзами расколотых кремней, местами несущий следы обжига, – 0,25 м. Над культурным слоем – делювиальный темно-серый суглинок с прослойками и примазками светло-серого алеврита, крупными обломками пород и вторичным ожелезнением (1,3 м) и современная почва (0,3 м).

Литолого-петрографическая характеристика пород,
динамика среды отложения и ее изменения

Отложения, лежащие ниже уровня реки. По скудной информации – описанию керна скв. 55 и 1 – можно составить только весьма общее представление о характере, динамике среды и их изменении.

1. Перерыв в основании четвертичных отложений.
2. Бассейн со слабой динамикой и ледовым переносом мегакластов (слой а).
3. Седиментационный полуритм с изменением условий от весьма подвижной среды потока или мелководной, прибрежной зоны бассейна (слои "б", "в") до слабоподвижной среды морского бассейна с ледовым разносом обломков пород (слои "г-е"). По геохимическим данным, слой "е" – солонатоводный (Данилов, 1963).
4. Перерыв (выпадение слоев "а-д" в скв. 55).
5. Накопление слабосортированного наноса с мегакластами, возможно, ледникового (слой "ж"). Из его верхней части происходит, очевидно, глыба мореновидной супеси в основании Р-70 (обр. 198). По геохимическим данным, слой "ж" – пресноводный. Слои "а-ж" – первый седиментационный ритм.

Отложения, выходящие в расчистке Р-70. Для этой части разреза получены достаточно полные данные. Комплексное литолого-петрографическое исследование пород помимо полевых наблюдений включало изучение всех связанных разностей в прозрачных шлифах методами классической петрографии, определение гранулометрического состава, построение кумулятивных графиков и гистограмм, вычисление медианного диаметра (M_d), квартильного коэффициента сортировки Траска (S_o) (Рухин, 1947) и коэффициента относительной энтропии сортировки (J_o) (Юдкевич, Кыштымова, 1972), подсчитанной для десятикомпонентных систем. Минеральный состав терригенных компонентов во фракции 0,10–0,05 определялся иммерсионным методом, подсчитывались суммы зерен устойчивых и неустойчивых минералов и их отношение – коэффициент устойчивости (K_y) (Гудина, Гольберт, 1962; Гольберт и др., 1965). Геохимическая характеристика включала определение в 25 образцах пиритного железа, органического углерода и CO_2 . Вычислялся коэффициент палеосолености – $Fe_{\text{пир}} / C_{\text{орг}}$ (Страхов, Залманзон, 1955). Для сравнения привлекались результаты интерпретации содержания хлора и обменных оснований для 11 интервалов разреза (Загорская и др., 1969) и определения содержания водорастворимых солей в 12 образцах из обнажения и в 6 – из скв. 1 (Данилов, 1963).

Рамки статьи не позволяют дать подробное изложение и анализ всего обширного материала – это будет сделано в специальной работе, и мы приведем лишь обзор основных результатов.

В обнажении выходят только кластические породы – от грубого песка ($M_d = 2,0$) до тонких глин ($M_d = 0,003$). Чисто терригенный компонент содержится в глинах в количестве 30–45%, снижаясь до 10–15% и даже до 2% в тонкоотмученных разностях, но даже во фракции $< 0,005$ есть тонкодисперсный обломочный кварц. Грубые обломки, от гравия до валунов, в заметном количестве есть только в слоях более грубых песков (3а, 4а) или трехкомпонентных пород – суглинков (3б, 4г, 6а–б, 8). Прослой, в которых органигенный материал составляет существенную часть, малочисленны и тонки, а сам материал большей частью аллохтонный (намывной торф, намывные линзы ракушняка).

В сложении разреза преобладают породы вполне определенных гранулометрических типов (глины, пески, редко – алевриты), у которых преобладает одна из фракций (88–58%), а сумма двух смежных дает 99–65% (см. рис. 2). Двухкомпонентные породы редки, но и у них сумма двух главных (несмежных) фракций 64–68%. Трехкомпонентные породы, за исключением слоя 3б, слагают самую верх-

Гранулометрические характеристики пород

| Слой | № образца | Название породы | Md, мм | J ₀ | Примечания | S ₀ |
|----------|-----------|-----------------------|--------|----------------|---|----------------|
| 8 (IV) | 230-232 | Суглинок | - | - | Верхний слой разреза | - |
| 6б (III) | 229 | " | 0,07 | 0,71 | и пласты, разделяющие | 5,2 |
| 6а (III) | 228 | " | 0,07 | 0,76 | блоки песков в зоне | 4 |
| | 227 | " | 0,12 | 0,78 | надвига | 2,7 |
| 4г (II) | 225 | " | 0,25 | 0,67 | | 3,5 |
| | 218 | Алеврит глинистый | 0,035 | 0,62 | Тонкие слои в песках | 3,0 |
| | 213 | Глина | 0,003 | 0,47 | | 1,7 |
| | 211 | " | 0,004 | 0,51 | Линза в толще песков, | 2,0 |
| 4б-7 | 220 | Песок алевритовый | 0,10 | 0,42 | прослой, пограничный с суглинком в песках | 1,4 |
| | 224 | Песок мелкий | 0,13 | 0,24 | Основные породы | 1,2 |
| | 222 | То же | 0,15 | 0,39 | песчаной толщи | 1,4 |
| | 221 | " | 0,13 | 0,32 | То же | 1,2 |
| | 219 | " | 0,13 | 0,26 | " | 1,2 |
| | 217 | " | 0,13 | 0,32 | " | 1,2 |
| | 216 | " | 0,13 | 0,26 | " | 1,2 |
| | 215 | Песок средний | 0,30 | 0,40 | " | 2,8 |
| | 214 | Песок мелкий | 0,15 | 0,23 | " | 1,3 |
| 4а | 212 | Песок средний | 0,30 | 0,28 | Базальный слой толщи | 1,3 |
| 3в | 210 | Глина | 0,004 | 0,46 | Верхняя часть пачки | 2,0 |
| | 209 | " | 0,007 | 0,60 | Нижняя часть пачки | 2,6 |
| 3б | 208 | Суглинок | 0,06 | 0,73 | Переходный слой | 4,5 |
| 3а | 207 | Песок грубый (гравий) | 2,0 | - | Базальный слой пачки | 1,5 |
| 2(г) | 206 | Глина алевритовая | 0,012 | 0,65 | Слой в песчаной пачке | 4,8 |
| | 203 | Алеврит глинистый | 0,02 | 0,51 | Прослой на границе с песчаной пачкой | 2,0 |
| | 202 | Глина | 0,006 | 0,57 | Основные породы пачки глин | 3,2 |
| 1 | 201 | " | 0,009 | 0,58 | То же | 5,0 |
| | 200 | " | 0,005 | 0,53 | " | 3,2 |
| | 199 | " | 0,007 | 0,57 | " | 5,0 |
| | 197 | " | 0,004 | 0,42 | " | 1,73 |

Примечание. Md - медианный диаметр

J₀ - коэффициент относительной энтропии сортировки (по Юдкевичу, Кыштымовой)

S₀ - квартильный коэффициент сортировки Траска

ную пачку - слой 8 и его ответвления, ограничивающие блоки в зоне надвига (4г, 6а-б). Эти особенности пород хорошо отражает коэффициент относительной энтропии (J₀), дающий в сочетании с медианным диаметром (Md) их наиболее наглядную характеристику (табл. 2). Квартильный коэффициент сортировки (S₀) оказывается достаточно выразительным для песков, но слабо отражает особенности различных глин, алевритов и трехкомпонентных пород.

Если отвлечься от частных особенностей, то график гранулометрического состава (см. рис. 2) и данные табл. 2 хорошо выявляют индивидуальные особенности основных пачек пород, слагающих разрез.

Слой 1 нижней глинистой пачки сложен алевритистыми и алевритовыми глинами с содержанием пелитовых фракций 51–83%, алевритовых – 10–47%; мелкого песка очень мало – 0,1–1,5%, $M_d = 0,004–0,007$, редко 0,009. Относительная энтропия сортировки (J_0) – средняя (0,42–0,58) вследствие некоторого разнообразия в распределении частиц разных гранулометрических классов внутри алевритовой и пелитовой фракций. Тяжелых минералов немного (0,4–1,54%). Среди минералов глин – монтмориллонит, гидрослюды (иллит), каолинит, глирит, тонкодисперсный кварц (по данным рентгеноструктурного анализа). Микротекстура глин массивная, иногда микрослоистая с микрослойками и линзочками алеврита или крупного пелита. Все признаки указывают на отложение в стабильных условиях значительно по размеру и глубокого морского бассейна, дно которого почти не испытывало воздействие волнений. Постепенное появление в верхней части слоев глин алеврита, завершающееся переходом породы в глинистый микрослоистый алеврит (обр. 203; $M_d = 0,02$) с послышной концентрацией алеврита (77%), глины (22%) и ничтожным количеством песка (1%), отражает постепенное обмеление бассейна, приведшее к накоплению песков слоя 2.

Слой 2. Мелкие пески с катунами из глинистого песка и подчиненными пропластками алевритовой глины (обр. 206). Сочетание отложений слоев 1–2 нормально для завершающегося седиментационного ритма в бассейне с равнинным рельефом побережий, сложенных рыхлыми породами, однако второй ритм представлен не совсем полно, так как внутри слоя 2 есть следы локального перерыва, а кровля его размыта.

Слой 3а. Пласт грубого песка (или гравия) с галькой и валунами, отделяющий нижнюю пачку глин от верхней, дает информацию о трех событиях:

- 1) прекращение седиментации;
- 2) вероятное накопление каких-то отложений с грубыми обломками;
- 3) формирование слоя 3а за счет размыва этих отложений и части подстилающих пород.

Порода слоя 3а – наиболее грубая из всех по составу ($M_d = 2$) и хорошо сортирована ($S_0 = 1,5$); содержит максимальное (для разреза) количество тяжелых (14,5%) и устойчивых ($K_u = 1,83$) минералов, скопления ракушняка в виде линз из створок и обломков морских раковин. Все это согласно указывает на высокую гидродинамическую активность, свойственную литорали или самой верхней части сублиторали морского бассейна.

Резкая нижняя граница со следами размыва слоя 2 и согласный, хотя и четкий контакт со слоем 3б наряду с перечисленными особенностями позволяют считать слой 3а базальным для лежащей выше пачки.

Слой 3б. Несортированный суглинок, переходный к глинам – своеобразен. Внешне он сходен по габитусу и некоторым признакам с мореновидными слоями 4г (II), 6а–б (III) и 8 (IV) и в поле был даже описан в качестве первого пласта мореновидных пород (I), но отличается от них рядом признаков. Трехкомпонентная порода (суглинок) этого слоя несколько тоньше ($M_d = 0,006$), чем самые тонкие разности из пластов II и III ($M_d = 0,25–0,007$), и в ее основной массе почти нет грубых обломков (в обр. 208 нет гальки, гравия); сумма фракций от >5 до 0,25 мм составляет 2,1% против 8,5–43,5% в верхних мореновидных пластах. Суглинок сложен почти поровну глинистыми (31,2%), алевритовыми (36,6%) и мелкими песчаными (29,2%) частицами, а в породе пластов II и III соотношение групп иное, в них больше песка и меньше глин (кроме обр. 229, в котором глины примерно столько же; см. рис. 2, табл. 3). Под микроскопом заметно, что обломочный материал в суглинке слоя 3б размещен равномерно, тогда как в верхних суглинках разновеликие несортированные обломки распределяются беспорядочно. Кроме того, в слое 3б много аутигенного сидерита (8% тяжелой фракции, максимальное для разреза), среди терригенных частиц 60% составляет кварц, 20–25% – полевые шпаты, среди обломков пород совершенно нет карбонатных, а 31% тяжелых минералов составляют рудные, в то время как в пластах II–III сумма кварца и полевых шпатов 40–60%, среди обломков пород представлены известняк, мергели, а в тяжелой фракции рудных минералов 15–23%.

Немаловажное значение для определения генезиса породы имеет малая мощность слоя 3б и его залегание между литоральными морскими песками слоя 3а и морскими глинами слоя 3в. К последним он очень близок и по темно-серой окраске без бурых оттенков, свойственных пластам II-IV.

По сумме признаков (с учетом приведенных ниже палеонтологических особенностей) формирование слоя 3б можно представить в виде заиления грубых отложений литорали при быстром подъеме уровня бассейна.

Слой 3в — глина серая, основная порода верхней пачки глинистой толщи, очень близка к глинам слоя 1. Она содержит 57-82% пелитовых частиц, 15-40% алевритовых и всего 2,5-3,0% песчаных; $Md = 0,004-0,007$, $J_0 = 0,46-0,60$. Под микроскопом на фоне массивной текстуры чаще заметна микрослоистая и неясно-слоистая. В глине несколько больше тонких обломков кварца (65-70% против 60%), меньше полевых шпатов (25-30% вместо 35%), больше обломков пород (2,5%), тяжелых (2,43%) и устойчивых минералов. Дно бассейна, на которое она отложилась, несколько сильнее испытывало воздействие волнений; возможно, бассейн был несколько мельче, чем при отложении слоя 1.

Последовательность изменения седиментационной обстановки за время накопления верхней пачки — переход от литорали (3а) к ее заилению (3б) и накоплению глин (3в) в относительно глубоководной среде — отражает трансгрессию моря. Это — ход событий третьего седиментационного ритма. Ритм явно неполный: в нем нет непрерывного перехода к мелководным накоплениям, вместо которых на размытую поверхность глин ложатся морские пески слоя 3г — отложения новой фазы наступления моря. В Р-70 слой 3г отсутствует и на глины слоя 3в непосредственно ложатся континентальные пески слоя 4а.

Слой 4а, залегающий над поверхностью главного размыва, в основании мощной песчаной пачки, несет все признаки базального слоя. Этот слой содержит в основании значительное число валунов, гальки, гравия; основная масса породы — среднезернистый песок ($Md = 0,3$), хорошо сортированный ($S_0 = 1,5$), однородный ($J_0 = 0,28$, в числе самых низких для разреза) и хорошо промытый (всего 1,7% крупного алеврита). По всем характеристикам он близок к породам песчаной пачки, в основании которой залегает.

Последовательность седиментационных явлений, отраженных в условиях залегания и особенностях состава слоя, можно восстановить в следующем виде: 1) накопление поверх слоев 3в и 3г слоя с мегакластами за счет латерального привноса последних; 2) размыв, четко видный по всему фронту обнажения.

Песчаная толща выше базального слоя (слой 4в-7) сложена в основном мелкими ($Md = 0,13-0,15$), реже средними ($Md = 0,3$), хорошо сортированными однородными ($S_0 = 1,2-1,4$; только у обр. 215 $S_0 = 2,8$; $J_0 = 0,23-0,40$) песками — породами наиболее хорошей сортировки из всех, слагающих выход. Пески хорошо промыты, в них совершенно нет глинистых фракций и очень мало мелкого алеврита (2-4% в отдельных прослоях). Грубые обломки — гравий, галька, крупный песок — заметны только в отдельных слоях в нижней части толщи. Тяжелые минералы распределены неравномерно, их содержание колеблется от весьма высокого (8-5%) до умеренного (0,8-2,0%); содержание устойчивых в среднем выше, чем в других породах, особенно в основании и в средней части толщи ($K_y = 1,64-1,60$ и $1,71-1,70$ соответственно), но иногда заметно падает (до 0,75).

Прослои и линзы алевритистых глин (слой 4б и др.) и глинистого алеврита подчинены песчаной толще. Они тонкие и четко дифференцированы от вмещающих песков. Слагающие их породы даже однороднее и тоньше тех, что образуют морскую глинистую толщу. В глинах 72,5-79,0% глинистых фракций и 21,0-27,4% алевритовых, ничтожное количество песка — 0,1-3,5% ($Md = 0,003-0,004$; $J_0 = 0,47-0,51$; $S_0 = 1,7-2,0$). В алеврите 67% основных фракций, 19% глинистых и всего 3,5% мелкого песка; глина сосредоточена в микропрослойках, заметных под микроскопом ($Md = 0,035$; $J_0 = 0,62$; $S_0 = 3,0$). Такие малые тела, четко дифференцированные от вмещающих песков и сложенные хорошо отмученным материалом, могли накопиться только в маленьких водоемах с малой глубиной, с ничтожным водосбором и плоскими берегами (линзы) либо в обширных периодических мелко-водных разливах слабоподвижных вод (слойки). По геохимическим данным и отсутствию остатков морских организмов — среда пресноводная.

Все литологические особенности толщи, диагональная слоистость ее песков, значительная мощность и высокая (около 4 м/1000 лет) скорость накопления свидетельствуют в пользу ее отложения потоком — скорее всего, в дельте крупной реки. К такой же трактовке генезиса приходят почти все исследователи разреза (Попов, 1963; Загорская и др., 1969; Яхимович, 1970). Накопление слоев 4а-7 — четвертый седиментационный ритм.

Мореноподобные суглинки слоя 8 и слоев 4г и 6-а-б (пласты IV, III, II мореновидных пород) были частично охарактеризованы выше, при сравнении их с суглинками слоя 3б. Приведем дополнительные данные. Это — наименее сортированные породы разреза, с обломочным материалом разного размера — от единичных глыб и валунов до алевритовых и глинистых фракций. Грубых обломков не очень много, но значительно больше, чем в других слоях (кроме базальных). Максимум падает обычно на песчаные фракции, но выдержан не резко (40-53%), алевритовых фракций — 25-31%, пелитовых — 18-21% (в одном образце 33%); много среднезернистого песка (6,5-8,3%; в обр. 225 с контакта пласта II с песками — 48%). Медианный диаметр изменчив ($Md = 0,25-0,07$) даже в пределах одного слоя (от 0,07 до 0,12), относительная энтропия весьма высокая ($J_0 = 0,67-0,78$), коэффициенты сортировки Траска неустойчивые, также относительно высокие ($S_0 = 2,7-5,2$). Под микроскопом текстура суглинков массивная, разновеликие обломки пород распределены неравномерно, беспорядочно. Содержание тяжелых минералов и их состав близки к "фоновому" для разреза (выход 1,6-2,8%; эпидот-цоизит 28-36%, роговая обманка 11-19%, гранаты 11-14%, рудные 15-23%), коэффициент устойчивости ($K_0 = 0,87-1,4$) ниже, чем у вмещающих песков, с двумя минимумами (0,87 и 0,98).^У

По результатам исследования шлифов полимиктовость пород возрастает — в суглинках мало обломков кварца и полевых шпатов (40-60%, в сумме — минимум для разреза), много обломков пород: кварцитов, метаморфических сланцев (кварцитовых, кварц-гематитовых, кремнисто-глинистых, кремнисто-углистых, глинистых), окатышей глин, обломков известняков, доломитов, мергелей, редко-кварц-полевошпатовых пород и диабаза (в сумме 20-35%).

Формы залегания и литологические особенности суглинков явно указывают на принадлежность их к группе ледниковых отложений и чужеродность по отношению к вмещающей и подстилающей толщам (не считая возможной частичной ассимиляции материала, установить проявление которой можно только после специальных исследований). По наличию в суглинках микрофауны устанавливается ледниково-морской генезис пластов (II, III, IV или слоев 4г, 6а, б, 8). Слой 8 (IV) явно автохтонный, в отношении природы остальных мнения авторов разошлись. С.Л.Троицкий, как упоминалось ранее, считает их инъекционными — ответвлениями слоя 8. Остальные авторы, допуская возможность инъекционной природы слоя 4г, отрицают таковую для слоя 6-а-б, считая его ледово-морским, автохтонным. Соответственно трактовка событий местной геологической истории дается несколько по-разному.

Область сноса. По составу тяжелой фракции, состоящей из 26 терригенных минералов, трудно определить, какие из ближайших возвышенностей были основными источниками сноса, так как состав мало индивидуален. Роли основных минералов, образующих ассоциацию (роговая обманка, ильменит-магнетит, эпидот), иногда менялись. Состав обломков пород скорее свидетельствует в пользу того, что снос шел с востока, так как среди них много кварцитов, кремнисто-углистых и кремнисто-гематитовых сланцев, широко распространенных на Приполярном Урале и Пай-Зое.

Палеонтологические остатки, их биофациальная и палеоклиматическая интерпретация

Морские моллюски и баянусы. Раковины двух этих групп, а в некоторых слоях и других морских беспозвоночных (офиур, полихет, мшанок), залегающие несомненно *in situ*, собраны из 27 местонахождений в разных частях обнажения, преимущественно в нижней его половине (рис. 3). Местонахождения распре-

деляются по слоям следующим образом: слой 1 - 3 находки, слой 3а - 16 находок, слой 3в - 4, слой 3г - 4 находки. В слоях 4б - 8 есть только редкие обломки раковин с явными следами переотложения (окатанные, расслоенные, корродированные).

По богатству морской фауны (51 вид) обнажение Вастьянский Конь стоит в одном ряду с такими обнажениями Северной Евразии, как Стейнсигмосе Клинт (Дания, земский горизонт - 50 видов) и Чугунковые яры (Таймырская низменность, р. Агала, казанцевский горизонт - 51 вид). В нем найдено 46 видов и один подвид моллюсков (25 пластинчатожаберных, 21 гастропода), четыре вида баянусов, один вид офиур, трубки полихет *Spirorbis* и *Pectinaria*, мшанки, иглы морских ежей (не считая микрофауны). Наиболее богат остатками моллюсков и других групп слой 3а (47 видов, один подвид).

Распределение видов моллюсков и баянусов по слоям разреза, биофациальная характеристика каждого слоя по комплексам видов и биогеографическая структура комплексов (соотношение видов разных групп), отражающая температуры придонного слоя вод, приведены в табл. 3. Наобходимы лишь некоторые дополнительные пояснения.

Сравнительным фоном для биофациальных, палеогеографических и палеотемпературных реконструкций служит ближайший морской бассейн - Печорское море и его фауна. В прибрежье и на мелководье это - нижеарктический бассейн с невысокими положительными температурами коротким летом и не очень низкими отрицательными - большую часть года. В более глубоких частях шельфа режим арктический (постоянная отрицательная температура).

Для первого седиментационного ритма (слои "а-ж" в скважинах) по фауне можно предполагать условия средней сублиторали с нижеарктическим режимом вод в фазу максимального углубления бассейна (если фауна из обр. 198 происходит из слоя "е").

Для второго седиментационного ритма (слои 1-2) по моллюскам слоя 1 - нижеарктическая средняя сублитораль, при более высоких (положительных) температурах прибрежья, судя по находке заносных раковин литорального бореального вида - *Vuccinum undatum*. В слое 2 моллюски не найдены.

Для третьего седиментационного ритма (слои 3а-г) по фауне восстанавливается полная последовательность изменения фаций и температурного режима, состоящая из нескольких фаз.

Слой 3а - комплекс фауны сложен по составу - сочетание литоральных, верхне- и среднесублиторальных форм, различная сохранность раковин - окатанные обломки грубых створок *Arctica*, хрупких *Zirphaea* (от которых остается замочный край с зубом) и прекрасно сохранившихся тонких раковин многих видов. В этом маломощном (0,2-0,5 м) слое совмещено население разных по глубине и режиму зон. Последовательность, вероятно, следующая:

1) скопление на литорали пустых раковин, выброшенных прибоем из верхней сублиторали, заселенной бореальной фауной (*Arctica islandica*, *Zirphaea crispata* и др.), а также раковин местных видов бореальной по режиму литорали (*Balanus balanoides*, *Vuccinum undatum*, *Mytilus edulis*, *Modiola modiolus*, *Macoma baltica*); температура вод над литоралью-верхней сублиторалью не менее 2-3°С, соленость нормальная;

2) поселение видов, характерных для верхней, а затем и средней сублиторали вследствие быстрого подъема уровня моря, прекращения размыва и начала заиления литорально-верхнесублиторальных песков (слои 3а-3б); возможно некоторое понижение температуры вод за счет увеличения глубины; переход от несколько пониженной солености к нормальной морской;

3) резкий подъем уровня моря, отвечающий быстрой смене богатой фауны слоя 3а однообразной нижнесублиторальной, состоящей из одного, хотя и довольно многочисленного вида *Propeamussium groenlandicum* (основание слоя 3в); середина седиментационного ритма; углубление бассейна совершенно не компенсируется медленным осадконакоплением (обилие раковин); снижение температуры придонных вод до постоянных отрицательных вследствие увеличения глубины (т.е. понижение, связанное с местными условиями, а не с общей тенденцией климатических изменений);

| Слой | Местонахождение | Моллюски и баянлусы | | | | | | | | | | | | | | Полихеты | Офиуры | Мшанки | Биофациальная характеристика слоя | Биогеографическая структура комплекса, % | | | | |
|------|---|----------------------------|------------------------------|--------------------------------|-----------------------|-----------------------------------|-----------------------------|----------------------------|------------------------|-----------------|---------------|---------------------------|----------------------------|--------------------------|------------------------------------|----------|--------|--------|--|--|------------|----------------------------|------------------|-------------|
| | | арктические | | | | | | | | | | | | | | | | | | Число видов | Бореальные | Преимущественно бореальные | Аркто-бореальные | Арктические |
| | | <i>Solariella varicosa</i> | <i>Trichotropis borealis</i> | <i>Boreotrophon clathratus</i> | <i>Buccinum tenue</i> | <i>Neptunea communis borealis</i> | <i>Pyrolofusus deformis</i> | <i>Plicifusus kroeyeri</i> | <i>Lora harpularia</i> | " - pyramidalis | " - schmidtii | <i>Portlandia arctica</i> | <i>Yoldiella lenticula</i> | <i>Yoldia hyperborea</i> | <i>Propeamussium groenlandicum</i> | | | | | | | | | |
| 8-4a | Шурф 51, слой 6a (Лаврова), верхи Р-2 (НИИГА) | 0 | | | | | | | | | | | | | | | | | Преимущественно континентальные фации | 4 | | | | |
| 3г | Р-2; 45-49 м | | | | | | | | | | | | | | | | | | Морские слои | | | | - | |
| 3г | Р-2; 41-45 м; слой 6в; 6д (Лаврова) | | | | | | | | | | | | | | | | | | Верхняя сублитораль | 15 | 33 | 13 | 47 | 7 |
| 3в | Р-3; 32-42 м, Р-21 (МГУ); Р-2; 25-41 м | | | | | | | | | | | | | | | | | + | Средняя сублитораль | 21 | 9 | - | 48 | 43 |
| 3в | Р-2; 23-25 м | | | | | | | | | | | | | | | | | | Нижняя сублитораль | | 1 | | | |
| 3а | Р-2; 20-22 м; Р-70; Р-22, 23(МГУ); слой 6е (Лаврова); слой 5 (Климов и др.) | | | | | | | | | | | | | | | | | + | Средняя-верхняя сублитораль - литораль | 48 | 13 | 8 | 44 | 35 |
| 1 | Р-70; Р-2; 17-20 м | | | | | | | | | | | | | | | | | | Средняя сублитораль | 11 | 9 | - | 46 | 45 |
| е ? | Р-70, обр. 198 (глыба супеси) | | | | | | | | | | | | | | | | | | | 4 | | | | |

4) переход к среднесублиторальному режиму, нормальная соленость, стабилизация уровня бассейна, постепенное заполнение его осадками (без признаков обмеления); несколько более разнообразная фауна с единичными бореальными формами свидетельствует, очевидно, о некотором повышении температуры придонных вод (за счет уменьшения глубины?); в литорали, судя по заносным обломкам раковин *Vaccinum undatum*, режим постоянных положительных температур (бореальный);

5) обмеление, колебания уровня бассейна, размыв осадков и новая фаза трансгрессии — резкая смена фауны слоя Зв верхнесублиторальной типично бореальной фауной слоя Зг (в расчистке Р-70 слоя Зг нет); подъем температуры придонного слоя до 3–5°C (появление *Spisula elliptica*, *Cerastoderma edule* и др.), нормальная соленость вод. Характерно, что максимальная температура вод устанавливается в фазу колебаний уровня в начале общей регрессии бассейна, так же как в разрезах бассейна Белого моря (Лаврова, Троицкий, 1960).

Результаты биофациального анализа комплексов хорошо согласуются с данными, полученными при литофациальном анализе (см. выше).

Биогеографический анализ позволяет наметить уровень температур, близкий к современным в Печорском море, для древнеморского бассейна, близкий к нему или несколько более высокий — для максимальной фазы распространения следующего бассейна, а также сложную картину изменения придонных температур бассейна, существовавшего во время третьего седиментационного ритма. В начальную и конечную фазы этого ритма температура воды на мелководьях была явно выше современной (на 2–5°C); возможно, она сохранялась относительно высокой и на мелководьях максимальной фазы, но по нашему разрезу видно только ее падение до отрицательного значения, связанное с резким увеличением глубины (и, вероятно, им же и вызванное).

Таким образом, ход изменения температуры морских вод оказывается гораздо сложнее. Вместо предполагавшейся ранее одной восходящей ветви единого температурного ритма (Троицкий, 1964) намечаются части двух более ранних ритмов и часть третьего, относительно поздняя, начинающаяся с довольно высоких температур (2–3°C) и оканчивающаяся еще более высокими (3–5°C), между которыми имеется температурная депрессия, вызванная, очевидно, местными условиями. Примечательно, что не найдено слоев с остатками, по которым можно было бы наметить нисходящие ветви температурных ритмов, — они уничтожены размывом после регрессии бассейнов.

Фораминиферы. Раковины фораминифер найдены в слоях 1, 2, 3а–3в, а также в слоях мореновидных пород (4г, 6а–б, 8). Их совершенно нет в породах песчаной толщи (слои 4а–4б, 5, 7). Предыдущими исследователями там отмечены только единичные, очевидно переотложенные, фораминиферы.

В результате исследования образцов из Р-70 установлено, что фораминиферы принадлежат 40 родам (38 бентосных, 2 планктонных) и 46 видам (43 бентосных, 3 планктонных).

Количество видов в отдельных частях слоев (образцах) колеблется от 5–8 до 20. Количество раковин в пробе варьирует очень сильно от одного экземпляра до 2330 (на 100 г сухой породы).

Результаты определения приведены в табл. 4 послойно. Там помещены также характеристики комплексов, биофациальные, биогеографические и палеотемпературные реконструкции, сделанные по комплексам фораминифер, и, кроме того, сравнительные геохимические данные о солености бассейнов и сведения о других палеонтологических остатках. Материалы, приведенные в таблице, требуют лишь кратких пояснений.

Характер изменения глубины, температуры и солености во времени в общих чертах хорошо совпадает с данными, полученными при интерпретации литологических особенностей, состава комплексов моллюсков, а также геохимических особенностей глинистых пород. Небольшие расхождения отражают некоторое несовершенство тех или иных методов реконструкции или принятой терминологии (так, аркто-бореальные или бореально-арктические комплексы фораминифер соответствуют низкоарктическим или высокобореальным комплексам моллюсков). Единственное заметное расхождение наблюдается между характеристиками среды слоев

Фораминиферы из отложений, вскрытых расчисткой Р-70, результаты палеоэкологического анализа и сравнение с палеосоленьностью бассейнов по геохимическим данным

| Слой | № обр. | Бореальные | | | | | | | | | | Аркто-бореальные | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | | |
|------|----------------------|----------------------------------|------------------------|-------------------|------------------------|------------------------|-----------------------------|------------------------|--------------------|-----------------------|--------------------------|----------------------|---------------------------------|-------------------------|---------------------|------------------------------|----------------------------------|--------------------------|---|-----------------------------------|--------------------------------------|----------------------------|--------------------------|---------------------------|----------------------------|----------------------------|--------------------------|-----------------------------|-----------------------------|---|----------------------------|-----------------------|-------------------|--------------------------------|---------------------|------------------------|--------------------------|
| | | <i>Quinqueloculina oviformis</i> | <i>Lageria hispida</i> | " - <i>laevis</i> | <i>Lenticulina</i> sp. | " - <i>orbicularis</i> | <i>Astacolus</i> sp. (juv.) | <i>Marginulina</i> sp. | <i>Tristix</i> sp. | <i>Planularia</i> sp. | <i>Buccella depressa</i> | " - <i>troitzkyi</i> | <i>Asterigerinata pulchella</i> | <i>Turhorotalia</i> sp. | <i>Bolivina</i> sp. | <i>Cassidulina laevigata</i> | <i>Quinqueloculina deplanata</i> | <i>Pyrgo williamsoni</i> | <i>Milfolinella</i> cf. <i>subrotunda</i> | <i>Triloculina subtricarinata</i> | <i>Pseudopolymorphina novangliae</i> | <i>Alabaminoides mitis</i> | <i>Eponides wrightii</i> | <i>Nonion depressulus</i> | <i>Astronion gallowayi</i> | <i>Cribronion incertus</i> | <i>Melonis zaandamae</i> | <i>Elphidium propinquum</i> | <i>Elphidium atlanticum</i> | <i>Protelphidium asterotuberculatum</i> | " - cf. <i>lenticulare</i> | " - <i>ex gr.</i> - " | " - <i>parvum</i> | <i>Cribronelphidium goeisi</i> | " - <i>granatum</i> | " - <i>subarcticum</i> | <i>Elphidella tunida</i> |
| 8 | 230 231 232 | Ф о р а м и н и ф е р | | | | | | | | | | н е т | | | | | | | | | | 1 | 19-270 | 3-22 | 1-4 | | 2-0 | 2 1 | | | | | | | | | |
| 6a-б | 229, 228, 227 | - | | | | | | | | | | 3 | 2 | - | | | | | | | | | | - | 4-9 | - | 3 | 7 | 2 | - | | | | | | | |
| 4г | 226, 225 | - | | | | | | | | | | - | - | - | | | | | | | | | | - | 3 | 1 | 1 | 1 | - | - | - | - | | | | | |
| 3в | 210, 338, 209, 6 м | - | | | | | | | | | | 6 | 1 | - | 2 | 1 | 1 | 2-9 | 1 | - | 2 | 2 | - | 160-1350 | - | 8-24 | - | 1 | 1 | 8-10 | - | 2 | - | - | | | |
| 3б | 208, 5 м | 2 | - | - | 1 | - | 1 | - | - | - | - | - | - | - | 1 | - | - | - | - | - | - | - | 1 | - | 5 | - | - | - | - | 1 | - | 1с | 1 | 2 | - | - | |
| 3а | 207 | 5 | - | - | 4 | - | - | - | - | 1 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 2 | 3 | - | - | - | | |
| 2 | 206, 205, 204 | - | 1 | - | - | 2 | - | 1 | 1 | - | 1 | - | 1 | - | - | | | | | | | | | | 4-6 | - | 3-4 | - | - | 3 | - | - | - | - | | | |
| 1 | 203-199, 197, 1-4 | - | 1 | 1 | - | 1 | 2 | - | - | - | - | - | - | 1 | 1 | 1-2 | - | 2 | - | - | - | - | - | - | - | - | - | 1-3 | - | 1-2 | - | 2 | - | - | - | - | |

Примечание. В слое 3г (вне Р-70) - 14 видов моллюсков и 1 вид баянусов в слоях 4а - 4в, 5 и 7 - фораминифер нет.

Таблица 4 (продолжение)

| Слой | № обр. | Аркто-бореальные | | | Арктические | | | | | | | | | | | | | | Число экземпляров в образце | | | | | | |
|------|----------------------|-------------------------------|-----------------------------|------------------------------|------------------------------|----------------------------|----------------------------|-----------------------|-------------------------|--------------------|-----------------------------|----------------------------|-----------------------------------|------------------------------|---------------------------------|---------------------------------|-------------------------------|-------------------------|-----------------------------|--------------------------|-----------------------------------|-----------------------------|----------------------------|----------------------|--------------------|
| | | <i>Stafiorhina loeblichii</i> | <i>Cassidulina subacuta</i> | <i>Islandiella islandica</i> | <i>Quinqueloculina longa</i> | <i>Dentalina cf. baggi</i> | <i>Globulina glacialis</i> | <i>Eosyrinx curta</i> | <i>Buccella frigida</i> | " - hannaï arctica | <i>Cibicides rotundatus</i> | <i>Cribronion obscurus</i> | <i>Nonionella cf. labradorica</i> | <i>Elphidium subclavatum</i> | <i>Protelphidium orbiculare</i> | <i>Elphidiella groenlandica</i> | <i>Globigerina pachyderma</i> | <i>Trifarina fluens</i> | | <i>Cassandra teretis</i> | <i>Planocassidulina norcrossi</i> | <i>Haplophragmoides</i> sp. | <i>Quinqueloculina</i> sp. | <i>Discorbis</i> sp. | <i>Melonis</i> sp. |
| 8 | 230 231 232 | 6 | 5-15 | 4-5 | 7 | 1 | 3 | - | - | 1-7 | 2-11 | 4 | 3 | 11-75 | 3 | - | 3 | - | 6-30 | - | - | - | - | - | 72-460 |
| 6а-б | 229, 228, 227 | - | 3 | 3 | - | - | - | - | 2 | 3-4 | 9 | - | 15-21 | 6-21 | 3 | 1 | - | 7 | 6 | - | - | - | - | - | 38-90 |
| 4г | 226, 225 | - | 1 | - | - | 1 | - | - | 1 | 1 | 1 | - | 2 | 2 | - | - | - | - | 1 | - | - | - | - | - | 9-10 |
| 3в | 210, 338, 209, 6 м | - | 50-850 | - | 7 | - | 1-8 | 2 | 4-12 | - | - | 4 | - | 12-50 | - | - | - | - | - | - | 1 | - | - | - | 300-2300 |
| 3б | 208, 5 м | - | 4 | 3 | - | - | - | 1 | - | - | 1 | - | 26 | 23 | - | - | 1 | - | 5 | 1 | - | - | - | - | 82 |
| 3а | 207 | - | 2 | 2 | - | - | - | - | - | - | 2 | - | 14 | 4 | - | - | - | - | 2 | - | - | - | - | - | 41 |
| 2 | 206, 205, 204 | - | 6-7 | - | - | - | 1 | - | 1 | 3 | 1 | - | 12-25 | 1-42 | - | - | - | - | 2 | - | - | - | 3 | - | 1-63 |
| 1 | 203-199, 197, 1-4 | - | 2-80 | - | - | - | - | - | 2 | 1 | - | - | 1-230 | 3-35 | - | - | - | - | 1с | - | - | 1 | - | - | 8-360 |

| Слой | № обр. | Число видов | | | | Зоогеографическая характеристика комплексов (с учетом обилия видов) | Условия обитания (реконструкция) | | | Среда отложения по геохимическим данным | | | Остатки различных групп животных | | | | | | | | | | | | |
|------|--------------------|-------------|--------|---|----|---|--------------------------------------|------------|--------------|--|---|--|----------------------------------|-------------------------|--------------------|--------|--------------------|---------------------------|------------------------|--------|------------------------|---|----|-----|----|
| | | в образце | в слое | | | | температура, °С | глубина, м | соленость, ‰ | По F ⁺ пир. / C ⁺ орг. | Соленость по содержанию легко-растворимых солей (Данилов, 1963) | По водным вытяжкам и обменным основаниям (Загорская и др., 1969) | Радиолярии | Губки (спикулы, гемулы) | Морские ежи (иглы) | Олиуры | Полихеты (морские) | Остракоды (число раковин) | Баланусы (число видов) | Мшанки | Моллюски (число видов) | | | | |
| 8 | 230 231 232 | 13-16 | 19 | 1 | 10 | 8 | Бореально-арктический | 0-0,5 | 50-70 | 30-32 | Пресная Морская Пресная | Очень низкая | Солоноватая Пресная То же | - | ед | - | - | - | - | - | - | - | - | обл | |
| 6а-б | 229, 228, 227 | 5-10 | 17 | 1 | 7 | 9 | Арктический | 0-1,5 | 20-50 | 32 | Пресная и соленоватая | То же | | | | | | | | | | | | | |
| 4г | 226, 225 | 7 | 12 | - | 5 | 7 | Холодноводный | 0-1 | 20-50 | 33 | Почти морская | " | Слабосоленоватая | | | | | | | | | | | | |
| 3в | 210, 338, 209, 6 м | 7-13 | 22 | 2 | 13 | 7 | Аркто-бореальный или бореальный | 2-3 | 150-200 | 34 | То же | Высокая | Морская | - | - | - | × | - | 1-6 18 | 1 | | | | 20 | |
| 3б | 208, 5 м | 20 | 20 | 3 | 9 | 8 | Аркто-бореальный | 2-3 | 20-50 | 30-32 | Солоноватая | " | | - | × | - | - | - | 9 | - | - | - | - | | |
| 3а | 207 | 11 | 11 | 3 | 4 | 4 | То же | 3-5 | 20 | 30-32 | Морская | " | | - | × | × | × | × | - | 4 | × | | 44 | | |
| 2 | 206, 205, 204 | 1-12 | 18 | 6 | 4 | 8 | Бореально-арктический | 2-3 | 50 | 30-32 | Солоноватая | | | × | × | | | | 13 | - | - | - | - | | |
| 1 | 208-199, 197, 1-4 | 5-8 | 17 | 3 | 8 | 6 | Бореально-арктический Арктический | 0-1 | 150-200 | 34 | Морская соленоватая | Очень высокая | Морская | × | × | | × | | | | | | | 1-3 | 11 |

4г-8 по комплексам фораминифер (моллюсков в них нет, кроме единичных обломков) и геохимическими данными. Это расхождение устойчиво и должно иметь какую-то общую причину. К анализу его мы вернемся несколько позже.

В слое 1, в нижней его части, наблюдается первый количественный максимум фораминифер (360 экз.), совпадающий с местонахождением моллюсков; основную массу их составляет арктический вид *Elphidium subclavatum* (64%). Вообще эльфидии составляют 75% комплекса. Встречаются особи различных стадий развития - от молодых до зрелых форм. Вверх по разрезу слоя количество экземпляров сокращается, все виды представлены единично, уменьшаются размеры раковин. Очевидно, происходило увеличение скорости осадконакопления (заметное по литологическим данным как погрубение осадка).

В слое 2 по сравнению с верхней частью слоя 1 число раковин увеличивается, содержание эльфидий и нонионид поднимается до 90%; очень мало стеногалинных кассидулинид, что свидетельствует об обмелении бассейна. Максимальные популяции образует тот же арктический вид *E. subclavatum*. Увеличиваются размеры раковин.

В слое 3а появляются четыре новых (для разреза) вида, из них три бореальных, они же - типичные мелководные, но наибольшая популяция (14 экз. из 42) - все того же арктического вида *E. subclavatum*, остальные единичны. Встреченная в этом слое впервые *Quinqueloculina oviformis* известна только из казанцевских (рисс-вюрмских) и более молодых отложений, что дает определенные указания на позднеплейстоценовый возраст слоя. Очень мало стеногалинных видов.

В слое 3б - 20 видов (7 - общих со слоем 3а). Из новых для слоя видов - три бореальных. Преобладают два арктических вида - *Elphidium subclavatum*, *Protelphidium orbiculare* (в сумме более 50%), остальные единичны.

Поскольку слой 3б выделялся первоначально в качестве I пласта мореновидных пород, сравним комплексы этих пород (выше были приведены также и литологические различия). Все они относительно мелководны, но в комплексе слоя 3б значительно больше видов (20), причем половина из них (10) не встречается в верхних пластах трехкомпонентных пород. Слою свойственны три бореальных вида, найденных только в нем или в непосредственно подстилающем его слое (3а), и четыре вида, общих с перекрывающим слоем 3в и не встречающихся выше по разрезу. Таким образом, комплекс достаточно существенно отличается от ассоциаций из слоев 4г, 6а-б и 8, а ряд признаков указывает на определенную общность комплексов слоев 3а, 3б и 3в. Устанавливаемое по фораминиферам последовательное углубление бассейна для этой группы слоев позволяет подтвердить предположение, что слой 3б возник при заилинии мелководных песков после быстрого подъема уровня моря и что его неполное сходство с мореновидными слоями - конвергентное.

В слое 3в - максимальное количество фораминифер и наибольшее число видов (22). Эльфидии составляют 60-80% комплекса (максимум внизу); в средней части - максимум стеногалинной *Cassidulina subacuta*. Наибольшей численности впервые достигает популяция арктобореальных форм - *Elphidium propinquum* и *Cassidulina subacuta*. Форма *E. propinquum* свойственна только этому слою и является сразу в большом количестве (755 экз.). Впервые появляются здесь виды *Alabaminoides mitis*, *Eponides wrightii*, *Bolivina* sp., *Protelphidium parvum*; они характеризуют глубоководные и относительно тепловодные условия. В средней части слоя появляются новые виды (один - бореальный, пять - арктобореальных). Все это совершенно однозначно решает вопрос о потеплении морских вод даже в условиях углубления бассейна, что может быть связано только с общим потеплением климата. Отсюда же достоверным представляется вывод о позднеплейстоценовом (казанцевском) возрасте отложений.

Весьма интересны результаты исследования фораминифер из группы слоев мореноподобных пород. Признаки участия морских отложений в сложении слоя 8 отмечала еще М. А. Лаврова (1949), но только детальное изучение фораминифер позволило подтвердить эти предположения (поддержанные также геологами НИИГА; Загорская и др., 1969) бесспорными данными, а также выяснить своеобразие формирования как слоя 8, так и слоев 4г и 6а-б (II III), в которых фораминиферы были найдены впервые.

Микрофауна всей группы слоев мореноподобных пород достаточно индивидуальна – в ней 11 видов, не встреченных в нижней морской толще (почти исключительно арктические и аркто-бореальные виды). Число видов увеличивается вверх по разрезу, достигает максимума в середине слоя 8, после чего фораминиферы исчезают (верхняя часть слоя 8). В слое 8–16 видов, встречаются раковины разных стадий индивидуального развития. Эльфидииды и нониониды составляют 85% комплекса; кассидулинид и исландиеллид очень мало (11%), раковины их мелкие, что указывает на низкую температуру и неполную соленость бассейна.

В слое 8 впервые в разрезе и сразу в большом количестве (до 270 экз.) появляется вид *Elphidium atlanticum*, характерный для средневалдайских слоев Кольского полуострова и современных осадков Баренцева моря. Других эльфидиумов в этом слое нет. В нижележащих же пластах мореноподобных суглинков (слои 4г и 6) род *Elphidium* представлен другим видом – *E. subclavatum*, который доминирует в комплексе и является там единственным представителем данного рода. Этот факт противоречит трактовке генезиса этих пластов, предложенной С.Л. Троицким. Как уже указывалось, он, объясняя особенности залегания мореновидных слоев (4г и 6) с фораминиферами в песчаной толще, считает их интродуцированными при образовании надвига за счет пород слоя 8 и даже, частично, за счет морских глин нижней толщи и рисует следующую последовательность событий:

1) отложение поверх песчаной толщи глинистых осадков с фораминиферами в неглубоком приледниковом море;

2) продвижение позднеюрмского ледника в район обнажения, ассимиляция морских осадков, их переработка в мореновидную породу слоя 8, одновременное дробление пород ледникового ложа, формирование напорной морены и "инъекция" материала морены (слоя 8) между блоками надвига (слои 4г и 6).

А.В. Гольберт и В.И. Гудина, обращая внимание на различную микропалеонтологическую характеристику слоев мореноподобных суглинков, хорошую сохранность раковин фораминифер и учитывая седиментационный характер нижнего контакта слоя 6, предполагают, что он залегал изначально в песчаной толще и является слоем ледово-морских отложений, сформировавшимся в верхней сублиторали при ингрессии моря в дельту. Впоследствии он также нарушен при образовании гляцио-надвига.

Остатки растений (пыльцевые спектры и макроостатки). Определимые макроостатки (веточки мхов, семена, плоды) найдены только в песчаной толще (слои 4г–7) в аллохтонных торфяных прослоях и слойках. Пыльцевые спектры получены для всех слоев, кроме мореновидных суглинков слоя 4г.

Интерпретация пыльцевых спектров представляет некоторые трудности как общего порядка (специфика спектров морских слоев), так и частного, связанного с пониженным содержанием пыльцы древесных. При реконструкции типов растительности учитывалось сочетание данных по общему составу, пыльце древесных, кустарниковых и другим компонентам спектра. Лесными (северотаежными) считались спектры даже с 45–55% пыльцы деревьев, если в ее составе встречалось заметное количество малолетучих форм (например, пыльцы ели, почти не выходящей за ареал рода). Спектры с резким доминированием спор зеленых мхов или трав считались тундровыми (типичная и арктическая тундра), с равным содержанием всех трех компонентов общего состава и заметным количеством пыльцы ксерофитов – перигляциальными.

Для реконструкций использована в основном диаграмма Г.Н. Бердовской (Загорская и др., 1969) по Р-2 (НИИГА), наиболее близкой к расположению Р-70. Остальные, как менее информативные, использовались для восполнения пробелов, сравнения и контроля. Привязка частных диаграмм к сводному разрезу не вызывала затруднений, за исключением верхней части слоя 7; для нее приняты, несколько условно, спектры из верхней части блоков 4 и 6, пересеченных Р-5 (МГУ). Положение торфяных слойков и карпоботанических проб определено по описанию, любезно предоставленному В.Л. Яхимович; привязка слойков Т-2, Т-7 и Т-8 к сводному разрезу сделана по их расстоянию от подошвы песчаной толщи.

Результаты интерпретации спектров, а также определений макроостатков (материалы В.Л. Яхимович, определения П.И. Дорофеева), приведены в табл. 5. Сравнительный фон для палеоклиматических реконструкций по спектрам – современная

Таблица 5

Реконструкция изменения типов растительности за время накопления отложений, вскрытых обнажением Вастьянский Конь и скв. 1

| Слой, прослой | Тип растительности по палинологическим спектрам | Остатки растений (определения П.И.Дорофеева) | Радиоуглеродные данные | № расчистки |
|-------------------|---|---|---|---|
| Пески над слоем 8 | Тундра | | | P-5 (блок 7) |
| 8 | Тундра Южная тундра? | | | P-2 (НИИГА) |
| | Тундра Перигляциальная | | | |
| (6) | Перигляциальная | | | P-5 |
| T-8 | Перигляциальная и арктическая тундра | | | P-5 |
| T-7 | Тундра | 471 - Bryales, Carex, Betula nana, Ranunculus flammula, R. aquatilis, Thalictrum, Potentilla nivea, Menyanthes trifoliata, Arctostaphilos | 24 790 ± 500 ulva-ursi | P-2 (НИИГА) |
| 7 | T-6 | Лесотундра с березой и елью | 465 - Carex, Salix, Betula alba, B. nana, Ranunculus sp., Potentilla nivea, Viola, Menyanthes trifoliata | 26 800 ± 370 " |
| | T-5 | Перигляциальная тундра | 466 - Sphagnum, Bryales, Salix herbacea, Salix, Betula nana, Ranunculus auricomus, Polygonum viviparum. Menyanthes trifoliata | |
| | T-4 | Лесотундра с елью и березой | | |
| 5 | Перигляциальная Лесотундра с сосной, елью и березой | | | |
| | T-3 | Тундра | 467 Bryales, Carex | 28 380 ± 270 28 675 ± 300 P-2 (НИИГА) |
| T-2 | Тундра | 469 - флора, аналогичная обр. 466 | 29470 ± 450 | " |
| 4 а-в T-1 | | | | |
| | | Перерыв | | |
| 3 г | Березово-еловые леса | | | P-2 (НИИГА) и Лаврова, (1949) |
| | Елово-березовые леса | | | |
| 3 а-в | Березово-еловые леса | | | P-2 (НИИГА) и P-3 (МГУ) |
| | Елово-березовые леса | | | |
| | | Перерыв | | |
| 1 | Сосново-березовые леса | | | P-2 (НИИГА) |
| | Сосново-березовые леса или лесотундра | | | " |
| | Лесотундра с березой | | | |
| ж | Тундра | | | Скв. 1 |
| е | Лесотундра | | | " |
| д | Перигляциальная | | | " |
| г | Перигляциальная | | | " |
| а-в | Нет данных | | | |
| | | Перерыв | | |

местная растительность на плакорах – еловая лесотундра. Долинный северный лес вдоль р. Печоры с сосной, березой и елью – явление локальное. Это – клин северо-таежных ассоциаций по полосе благоприятных местообитаний.

Отложения первого ритма (слои "г-ж") накапливались в суровых субарктических условиях, с потеплением интерстадиального ранга (лесотундра) во время отложения морских глин слоя "е".

Второй седиментационный ритм (нижняя пачка глин, слой 1) проходил сперва в условиях, близких к современным, а затем и в более благоприятных, межледниковых¹. Последовательность фаз изменения растительности – восходящая, следы внутренних колебаний отсутствуют, нет также и нисходящей части последовательности (размыв). Доминирование пыльцы сосны и березы может быть связано не только с их ролью в растительности побережий, но и с удаленностью последних (избирательный перенос), т.е. со значительными размерами морского бассейна.

Климатические условия за время третьего ритма (верхняя пачка глин, слои 3а-3г) также прогрессивно улучшались, судя по смене растительности от березовой лесотундры до березово-еловых и елово-березовых лесов, сохранившихся и после колебаний уровня, частичного размыва и последующего накопления морских песков слоя 3г. Условия для всего ритма – межледниковые; даже в самой начальной фазе растительность представлена березовой лесотундрой, типичной для более влажного и теплого северо-запада Европейской части СССР, а не для Печорского Севера. Оптимальные фазы – без широколистных пород, что объясняется широтой места (около 67° с.ш.); чередование фаз елово-березовых и березово-еловых лесов удивительно напоминает картину, типичную для казанцевского межледниковья в Западной Сибири. Фазы, соответствующие нисходящей части климатического ритма, выпадают (размыв верхней пачки глин и песков слоя 3г). Нет также следов заметных внутренних похолоданий, что определенно свидетельствует в пользу того, что холодноводность комплекса моллюсков в нижней части слоя 3в – следствие увеличения глубин бассейна, а не общих климатических изменений (содержание пыльцы древесных в слое с раковинами *Proreamusium* почти максимальное для разреза, а ели – 20%).

Климатические условия четвертого ритма (песчаная толща) – суровые, большей частью субарктические и перигляциальные с несколькими фазами потеплений интерстадиального типа (лесотундра). С поправкой на широту они исключительно сходны с климатическим режимом среднего тюбанта Нидерландов или среднего вюрма Центральной Европы, одновременных и по радиоуглеродным датам. Точное сопоставление фаз требует более совершенной привязки спектров и дат к разрезу, но ранняя фаза потепления тяготеет к интерстадиалу денеками или липовскому (Западная Сибирь), а поздняя – к брянскому (Русская равнина) или старому паудорфу Центральной Европы (Кинд, 1969).

Пятый ритм (слой 8) – время еще более суровых условий. Учитывая специфику формирования отложений, спектры нельзя считать строго последовательными, но для какого-то из интервалов намечается слабое потепление до уровня южной тундры (?).

Последовательность климатических изменений, полученная по палеоботаническим данным, в целом хорошо согласуется с ходом изменения температуры морских вод, восстанавливаемым по комплексам фораминифер и моллюсков. Их сопоставление позволяет также учесть отклонения в ходе температуры придонных вод, вызванные колебаниями глубины бассейнов. Незавершенность макросукцессий растительного покрова подтверждает перерывы между ритмами так же, как и резкий контакт между фазами елово-березовых лесов (слой 3в) и тундры (слой 4а-в).

¹ Весьма интересно упоминание о единичной пыльце пихты, граба и орешника из этих слоев (Загорская и др., 1969). Если она синхронна осадку (хотя и принесена издалека), то сочетание продуцировавших ее растений – типично лихвинское (зоны L3, L4).

Для нижней 40-метровой части обнажения (слои 1-3в) по образцам, взятым В.Л. Яхимович и Ф.И. Сулеймановой, выполнено 12 палеомагнитных определений, давших значения, характерные для переходных зон. Средние координаты магнитного полюса с овалами погрешности: $\phi = 71^{\circ}$; $\lambda = 170^{\circ}$; $\theta = 9^{\circ}$; $\theta = 10^{\circ}$. Из тех же слоев, а также из линз глин (слой 4б) и среднего слоя мореновидных суглинков (слой 6) из девяти штуфов, отобранных А.В. Гольбертом и В.И. Гудиной, А.Н. Зудин (ИГиГ СО АН СССР) сделал палеомагнитные измерения 36 образцов. Все они показали аномальные направления геомагнитного поля. Целая серия образцов обладает склонением $60-100$ и 210° , наклонение менее 30° (до -26°), что свидетельствует о высокостабильной намагниченности не по современному полю. Постседиментационные химические превращения в осадке, даже если бы они были интенсивными, не способны исказить направление первичной намагниченности. "Жесткий вектор является первичной детритовой намагниченностью осадков. Аномальное направление магнитного поля характеризуется величинами $j = 50^{\circ}$, $D = 148^{\circ}$.

Таким образом, изменения согласно фиксируют аномальное направление намагниченности - ее прямое наклонение и обратное склонение, причем характеристики поразительно устойчивы для разных частей разреза. Это не позволяет объяснить явление наложением нескольких разновозрастных и кратковременных (несколько тысяч лет) аномальных состояний, установленных в последние годы для плиоценовых и плейстоценовых разрезов иных областей (лавы Исландии, Франции, донные осадки Мирового океана и др.), так как каждая из таких аномалий имеет индивидуальные черты. В этом же разрезе они однотипны. Остается единственно подходящее и, может быть, не столь уж невероятное решение - разворот всего массива пород (по крайней мере до основания обнажения) почти на 180° в горизонтальной плоскости. Для района интенсивных ледниковых дислокаций оно не кажется невозможным.

Возраст отложений

Четвертичный возраст отложений не вызывает сомнений ни по составу палеонтологических остатков, ни по палеоклиматическим характеристикам: здесь нет вымерших видов, а палеоклиматические характеристики свидетельствуют о суровом климате с самого начала накопления слоев, об относительно неглубоких (до климата северной тайги) его изменениях и подъемах температуры морских вод до уровня, свойственного современному Восточному Мурману. Достаточно сравнить эти данные с аналогичными для плиоцена Исландии с его средиземноморскими видами моллюсков и растительностью, в составе которой были дуб, бук, каштан, платаны (Einarsson et al., 1967), чтобы отказаться от мнения об их плиоценовом или миоценовом возрасте.

Одним из реперов для суждений о возрасте служат радиоуглеродные датировки дельтовых песков (слои 4а-7), определяющие его как средневалдайский (вюрм-2).

Облик семенной флоры, состоящей из остатков современных тундровых и таежных видов (см. табл. 5), также не противоречит средневалдайскому возрасту в палеоклиматическом аспекте и хорошо согласуется с типами растительности, восстанавливаемыми по палинологическим данным. Среди остатков растений нет вымерших видов, свойственных миндель-риссу. Таким образом, предположение П.И. Дорофеева (Яхимович, 1970) о сингильском облике рассматриваемой флоры, по-видимому, ошибочно. На это же прямо указывает присутствие в комплексе среднего вюрма фораминифер из слоя 8 *Elphidium atlanticum* - вида, ранее неизвестного.

Валуно-галечный слой в основании песчаной толщи (слой 4а), возможно, образовался при размыве ледниковых отложений ранневалдайского времени (вюрм-1), а мореновидные суглинки (слой 8) - поздневалдайские (вюрм-3). Все накопления, лежащие выше слоя 8, - позднеледниковые и голоценовые.

Возраст слоев, лежащих под песчаной толщей, - довюрмский.

В пачке слоев (3а, б, в, г), начинающихся валуно-галечным слоем с линзами ракушняка, отделяющим верхнюю глинистую пачку, с самого основания появляются

ся тепловодные моллюски (21% от числа видов в слое) и фораминиферы. Среди последних найден вид *Quingueloculina oviformis*, известный только начиная с рисс-вюрма. В слое Зг число бореальных моллюсков достигает 33%; среди них появляются типичные бореальные формы *Spisula elliptica* и *Cerastodema edule*, показательные только для рисс-вюрма Северной Европы и Сибири. Спорово-пыльцевые комплексы указывают на растительность межледникового типа с оптимумом в слое Зг.

Все эти данные позволяют вполне однозначно определить возраст отложений как рисс-вюрмский, рассматривать их как межледниковые микулинские отложения и сопоставлять с казанцевским горизонтом Сибири.

Холодноводный и глубоководный характер фауны моллюсков из слоя Зв, придающий ей "колвинский" облик, — явление чисто фациальное. Слои с этой фауной "зажаты" между бореальными мелководными группировками слоев За и Зг.

Нижняя пачка глинистой толщи (слой 1 и 2), наиболее вероятно, среднеплейстоценовая с плейстоценовым комплексом моллюсков, фораминифер и межледниковыми палинологическими спектрами. Подстилающие ее слои, вскрытые скважинами (сло "а-ж"), по-видимому, нижнеплейстоценовые (окские, миндельские), ледниковые и интерстадиальные морские (слой "е").

Выводы

Результаты новых исследований и обобщение прежних данных о геологическом строении обнажения Вастьянский Конь позволяют сделать следующие выводы.

1. Разрез сложен в основном морскими, дельтовыми и ледниковыми отложениями, выходящими соответственно в нижней, средней и верхней частях обнажения.

2. Взаимоотношения и условия залегания геологических тел нельзя объяснить только фациальными переходами в ряду море — дельта, они гораздо сложнее. В толще есть ледниковые отложения, несколько поверхностей эрозионных несогласий; первичное залегание слоев нарушено пликативными и дизъюнктивными дислокациями с образованием гляционадвига.

3. Накопление отложений было прерывистым, их последовательность делится на четыре или пять (считая слои под уровнем реки) седиментационных ритмов, разделенных перерывами в осадконакоплении и размывом отложений. Локальные перерывы были и внутри ритмов.

4. Возраст всей толщи отложений бесспорно четвертичный и оказывается более молодым, чем это представлялось многим исследователям последних лет (Афанасьев, Белкин, 1963; Загорская и др., 1969; Яхимович, 1970). Наши данные о возрасте ближе всего соответствуют представлениям М.А. Лавровой (1949) и А.И. Попова (1963). Отложения, лежащие ниже уровня р. Печоры, а также нижняя пачка глинистой толщи — ранний — средний плейстоцен (?). Верхняя глинистая пачка — определено поздний плейстоцен (рисс-вюрм). Толща песков и мореноподобные породы — средний и поздний вюрм. Образования, перекрывающие верхний пласт ледниковых отложений — поздний вюрм и голоцен.

Восстанавливается следующая последовательность геологических событий.

Ранний плейстоцен — размыв дочетвертичных пород, накопление речных (?), морских межстадиальных отложений, экзарационный перерыв и отложение морены (? — первый ритм (слои "а-ж").

Средний плейстоцен — межледниковая трансгрессия, накопление морских глин и песков — второй ритм (слои 1, 2).

Эрозионный перерыв. По мнению С.Л. Троицкого — вероятный экзарационный перерыв и накопление отложений ледниковой группы, впоследствии размытых (базальные слои третьего ритма) (слой За).

Поздний плейстоцен (рисс-вюрм) — межледниковая трансгрессия, накопление морских отложений; локальный перерыв и завершение седиментации — третий ритм (слои За-г).

Вюрм (ранний) — эрозионный перерыв, возможно экзарационный, и накопление отложений ледниковой группы, впоследствии размытых, — базальные слои четвертого ритма (слой 4а).

Вюрм (средний) – накопление дельтовых песков в плейстоценовых и межстадиальных климатических условиях (по А.В. Гольберту и В.И. Гудиной – ингрессия моря в дельту) – четвертый ритм (слои 4 а–7).

Вюрм (поздний) – активное покровное оледенение, экзарационный перерыв, формирование слоя приледниковых морских и ледниковых отложений – пятый ритм; формирование напорной морены (слой 8).

Поздне-последледниковое время – дегляциация и гляциоизостатическое поднятие территории, денудационный перерыв – зарождение, врезание и оформление долины р. Печоры, образование обнажения Вастьянский Конь; локальное накопление озерно-болотных отложений во впадинах рельефа; поселение людей каменного века.

5. Главную роль в сложении разреза играют межледниковые и межстадиальные отложения; осадконакопление в целом шло по классической для приморских областей плейстоценовой схеме: климатический ритм – трансгрессивно-регрессивный ритм – седиментационный ритм.

6. Современная структура обнажения – пологая антиклиналь, осложненная чешуйчатым надвигом на южном крыле, – гляцигенная, поздневюрмская.

Литература

- Афанасьев Б. Л., Белкин В. И. Проблемы геологии кайнозоя Большеземельской тундры. – В кн.: Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ, 1963.
- Голберт А. В., Гудина В. И., Левковская Г. М. Некоторые особенности минералогического состава и условий образования морских четвертичных отложений на севере Западной Сибири. – В кн.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., "Наука", 1965.
- Гудина В. И., Гольберт А. В. Литолого-палеонтологические исследования тазовско-санчуговских отложений бассейна р. Турухан. – Четвертичная геология и геоморфология Сибири. Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 27, 1962.
- Данилов И. Д. Особенности литогенеза мореноподобных плейстоценовых отложений востока Большеземельской тундры. – Кайнозойский покров Большеземельской тундры, Изд-во МГУ, 1963.
- Данилов И. Д. Некоторые результаты изучения химического состава плейстоценовых отложений Большеземельской тундры. – Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ, 1963.
- Загорская Н. Г., Барановская О. Ф., Бердовская Г. Н., Гладкова И. Г., Рюмина И. И. Краткий очерк стратиграфии и палеогеографии позднего кайнозоя Печорской низменности. – Материалы к проблемам геологии позднего кайнозоя. Л., Изд. НИИГА, 1969.
- Кинд Н. В. Вопросы синхронизации геологических событий и колебаний климата в верхнем антропогене. – В кн.: Основные проблемы геологии антропогена Евразии. М., "Наука", 1969.
- Лаврова М. А. К вопросу о морских межледниковых трансгрессиях Печорского района. – Уч. зап. ЛГУ, серия геогр., вып. 6, № 124, 1949.
- Лаврова М. А., Троицкий С. Л. Межледниковые трансгрессии север Европы и Сибири. – Хронология и климаты четвертичного периода. XXI сессия МГК. Докл. сов. геол. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Попов А. И. Плейстоценовые отложения в нижнем течении р. Печоры. – Кайнозойский покров Большеземельской тундры. Изд-во МГУ, 1963.
- Рухин Л. Б. Гранулометрический метод изучения песков. Изд-во ЛГУ, 1947.
- Рюмина И. И. К исследованию комплексов моллюсков из обнажения "Вастьянский Конь" (низовье р. Печоры). – Материалы конференции по геологии позднего кайнозоя Западной Сибири и прилегающих территорий. Л., Изд. НИИГА, 1967.
- Страхов Н. М., Залманзон Э. С. 1955. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. – Изв. АН СССР, серия геол., 1955, № 1.
- Троицкий С. Л. Основные закономерности изменения состава фауны по разрезам морских межморенных слоев Усть-Енисейской впадины и Нижне-Печорской депрессии. – Палеогеография четвертичного периода севера Сибири. Труды ИГиГ СО АН СССР, вып. 9, 1964.
- Юдкевич А. И., Кыштымова Л. Т. Об использовании энтропии для характеристики сортированности осадочных пород смешанного состава (на примере мореноподобных отложений). – Тезисы докл. Коми республиканской молодежной науч. конф. Сыктывкар, 1972.
- Яхимович В. Л. 1970. К плиоцен-плейстоценовой истории Печорского бассейна. – В кн.: Северный ледовитый океан и его побережье в кайнозое. Л., Гидрометиздат, 1970.
- Яхимович В. Л., Пшеничная В. С., Кискбаев И. Д. 1971. Данные радиоуглеродной лаборатории института геологии Башкирского филиала АН СССР (сообщение 1). – Материалы Всесоюз. совещ. 22–24 ноября 1971 г. Вильнюс, 1971.
- Einarsson Th., Hopkins D. M., Doell R. R. 1967. The Stratigraphy of Tjomes, Northern Iceland, and the History of the Bering Land Bridge. – The Bering Land Bridge, edited by Hopkins D. M.

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|-----|
| Предисловие | 7 |
| Архипов С.А. Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби | 21 |
| Архипов С.А., Фирсов Л.В., Паньчев В.А., Орлова Л.А. Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас Средней Оби | 34 |
| Волков И.А., Гуртовая Е.Е., Фирсов Л.В., Паньчев В.А., Орлова Л.А. Строение, возраст и история формирования голоценового торфяника у с. Горно-Слянкина на Иртыше | 40 |
| Волков И.А., Волкова В.С., Гуртовая Е.Е. О возрасте верхней толщи западной части Обь-Иртышского междуречья | 46 |
| Фирсов Л.В., Паньчев В.А. Позднеплейстоценовые-голоценовые отложения у с.Мамонова, р.Бердь (бассейн Верхней Оби) | 51 |
| Паньчев В.А., Орлова Л.А. Радиоуглеродный возраст калманской свиты Бийско-Барнаульской впадины | 55 |
| Волков И.А., Волкова В.С., Гуртовая Е.Е. О строении и условиях формирования отложений района г.Самарово | 68 |
| Чернов Г.А. О составе и условиях залегания валунных суглинков в разрезе Пионерской горы | 74 |
| Орлова Л.А. Статистика радиоуглеродных дат для территории СССР | 80 |
| Левина Т.П., Никитин В.П. Палеоботаническая характеристика голоценового торфяника в районе мыса Каргинского на р.Енисей | 85 |
| Липагина В.Я. Остракоды в отложениях террас рек Бии и Ануя | 88 |
| Волкова В.С., Волков И.А., Левина Т.П. О биостратиграфической характеристике и возрасте тобольской свиты Западной Сибири | 95 |
| Архипов С.А., Галкина Л.И., Зудин А.Н., Липагина В.Я. Биостратиграфия и палеомагнетизм плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато | 103 |
| Зыкин В.С. Битекейский комплекс пресноводных моллюсков эоплейстоцена юга Западной Сибири и Северного Казахстана | 108 |
| Лаврентьев А.И. О климате конца антропогена на юго-востоке Западной Сибири (по материалам изучения I террасы Томи) | 115 |
| Шарудо Е.А., Троицкая Т.С., Репечка М.А. Изменение температуры вод Японского моря в позднечетвертичное время (по плактонным фораминиферам) | 124 |
| Задкова И.И., Орлова Л.А., Рыбаков В.Ф., Тарасевич Ю.Н., Фурсенко К.Б. К истории геологического развития лагуны Буссе и прилегающих озер в четвертичное время (о.Сахалин) | 130 |
| Архипов С.А., Вотях М.Р. История растительности в среднем-позднем юрме и голоцене в долине Верхней Оби | 143 |
| Архипов С.А., Вотях М.Р., Левина Т.П. Палинологическая характеристика ресс-вюрмских (казанцевских) и ниже-средневюрмских отложений долины Средней Оби | 151 |
| Гольберт А.В., Гудина В.И., Зудин А.Н., Сухорукова С.С., Троицкий С.Л., Юдкевич А.И. Новые данные о возрасте и генезисе четвертичных отложений в обнажении Вастьянский Конь на р.Печоре | |

CONTENTS

| | |
|---|-----|
| Preface | 7 |
| Arkhipov S. A. The Stratigraphy and Geochronology of the Terraces and the Buried Valleys in the Upper Course of Ob-river Basin | 7 |
| Arkhipov S. A., Firsov L. V., Panytchev V. A., Orlova L. A. New data on Stratigraphy and Geochronology of the Terraces in the Middle course of Ob-river Basin | 21 |
| Volkov I. A., Gurtovaja E. E., Firsov L. V., Panytchev V. A., Orlova L. A. Structure, Chronology and History of Formation of the Holocene Peat near Gorno-Slinkino Village on the Irtysh River | 34 |
| Volkov I. A., Volkova B. S., Gurtovaja E. E. On the Age of the Upper series of the Western Part of the Ob-Irtysh Interfluvium | 40 |
| Firsov L. V., Panytchev V. A. Late and Postglacial Sediments at Mamonovo Village, Berd River (Upper Ob-river Basin) | 46 |
| Panytchev V. A., Orlova L. A. The Radiocarbon Age of the Kalmanca Formation of the Bija-Bamaul Depression | 51 |
| Volkov I. A., Volkova V. S., Gurtovaja E. E. On Structure and Formation Conditions of the Deposits of the Samarovo Town Region | 55 |
| Chernov G. A. On composition and conditions of boulder loam occurrence at the section of Pioneer Mountain | 68 |
| Orlova L. A. Statistics of the Radiocarbon Data for Territory of the USSR | 74 |
| Levina T. P., Nikitin V. P. Paleobotanical Characteristic of Holocene peat from Kargin'skiy Point of the Yenisey River | 80 |
| Lipagina V. J. A. Ostracoda from the Deposits of the Biya and Anuy River Terraces .. | 85 |
| Volkova V. S., Volkov I. A., Levina T. P. On a Biostratigraphic Nature and Time Origin of the Tobol-Sedimentary Association of Western Siberia | 88 |
| Arkhipov S. A., Galkina L. I., Zudin A. N., Lipagina V. J. Biostratigraphy and Paleomagnetism of Pliocene-Quaternary Beds of Pri-Ob plateau | 95 |
| Zykin V. S. Bitekei Assemblage of Fresh-Water Eopleistocene Mollusks of the South West Siberia and North Kazakhstan | 103 |
| Lavrentev A. I. On the Climate of the End of Antropogene for the South-Eastern West Siberia | 108 |
| Sharudo E. A., Trotskaya T. S., Repechka M. A. Late-Pleistocene Climatic Changes in the Sea Japan (based on Planctonic Foraminifera) | 115 |
| Sadkova I. L., Orlova L. A., Bydakov V. F., Tarasevich J. B., Furskenko K. B. On the History of Geological Evolutions of the Busse Bay and Adjoining Lakes in Quaternary (Sakhalin) | 124 |
| Arkhipov S. A., Votakh M. R. Middle and Late Wurmian and Late Holocene Vegetational History in the Upper Course of the Ob-river Basin | 130 |
| Arkhipov S. A., Votakh M., Levina T. P. Palynological Characteristic of Riss-Wurmian (Kazantsevo) and Lower-Middle Wurmian Deposits in the Middle Course of the Ob-river Basin | 143 |
| Golbert A. V., Gudina V. I., Zudin A. N., Sukhorukova S. S., Troitzky S. L., Yudkevich A. I. New Data about Age and Genesis of Quaternary Deposits of Vastjanskiy Konoutcrop at the Pechora River | 151 |

Стратиграфия и геохронология террас и погребенных долин в бассейне Верхней Оби. Архипов С. А. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 7-21

Специальные геологические и геохронологические исследования позволили предложить новую схему стратиграфии и геохронологии террас и погребенных долин для бассейна Верхней Оби. Согласно этой схеме, вся четырехчленная (или пятичленная?) лестница надпойменных террас сформировалась в конце позднего плейстоцена, в течение примерно 10 тыс. лет. Возраст IV надпойменной террасы около 22-19 тыс. лет, III и II - приблизительно 19-15 тыс. лет и I террасы, вероятно, 15-11,4 тыс. лет. Три верхних надпойменных уровня образовались при общем снижении базиса эрозии, а самая низкая, I надпойменная ступень - при его повышении. Низкие сегменты последней перекрыты осадками высокой поймы. Их возраст от 10,9 до 6,4 тыс. лет в долинах Оби и Чумыша. В середине голоцена произошел врез и образование низкого пойменного уровня.

В коколе надпойменных террас залегают осадки погребенных долин. Наиболее древняя из них выполнена отложениями монастырской свиты, миндель-рисского и рисского возраста. Несколько условно выделяется казанцевский (рисс-вюрмский), а также ниже (?) - средневюрмский и каргинский врезы. Наибольших размеров достигала ранне-средневюрмская долина, выполненная осадками тарадановской толщи, возраст которой от 28 до 40 тыс. лет и более. Каргинский аллювий (22-26 тыс. лет) распространен узко локально.

Илл. 8. Библ. 27 назв.

УДК 551.79(561.1)+550.93

Новые данные по стратиграфии и геохронологии террас средней Оби. Архипов С. А., Фирсов Л. В., Панычев В. А., Орлова Л. А. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 21-33

Геологические исследования и определения возраста радиоуглеродным методом позволяют отнести большую часть бахтинского надгоризонта (самаровские, ширтинские и тазовские слои) в долине Средней Оби к нижнему (!?) - среднему вюрму. Эта часть отложений подразделяется на козюлинскую и среднеобскую толщи. Первая датируется от 36-38 до 50 тыс. лет и, возможно, более, вторая - от 36-38 до 28-30 тыс. лет. В составе и той и другой имеются слои, сформировавшиеся как в перигляционной, так и в относительно теплой климатической обстановке. Их можно сопоставлять с отдельными стадиями и межстадиями средневалдайского времени среднего вюрма и висконсиня.

Раннее(?) - средневюрмский возраст части самаровско-тазовских слоев косвенно свидетельствует о том, что в ряде разрезов диагональные пески тобольского горизонта могут иметь казанцевский (рисс-вюрмский) возраст.

В долине Средней Оби выделяется пять надпойменных террас. Высокие озерные и озерно-аллювиальные уровни V, VI и III сформировались соответственно в рисское, в ранне(?) - средне-вюрмское и средневюрмское время. Низкие II - уртамская и I - кошашевская террасы имеют послекаргинский возраст и датированы: первая в 20 (22)-16 (18), а вторая - в 15,0-11,5 тыс. лет. Образованию террас предшествовали врез в тобольское, казанцевское, средневюрмское и каргинское время. Колпашевская терраса формировалась в условиях повышения базиса эрозии.

Илл. 5. Библ. 21 назв.

УДК 561 (571.1)+551.797+550.93

Строение, возраст и история формирования голоценового торфяника у с. Горно-Слинкина на Иртыше. Волков И. А., Гуртовая Е. Е., Фирсов Л. В., Панычев В. А., Орлова Л. А. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 34-39

Торфяник у с. Горно-Слинкина мощностью до 5,3 м формировался в течение последних 9 тыс. лет. Вначале существовало низовое болото, в котором отлагался осоковый травянистый и тростниковый торф. Позже 6,5 тыс. лет назад появился сфагнум и стал накапливаться травянисто-сфагновый и преимущественно сфагновый торф. На глубине 5,2; 3 и 1 м прослеживаются гумифицированные прослойки, образовавшиеся во время потеплений климата. Первый прослой отложился 9,0-8,8 тыс. лет назад, второй, с которым связан хорошо развитый первый горизонт, - около 5 тыс. лет назад и третий - около 2,2 тыс. лет назад. Выделено семь палинологических зон, отражающих фазы развития растительности, сходные с таковыми Европы. Во время потеплений климата в составе лесов южнотаяжного типа появлялись широколиственные породы (липа, вяз и дуб). Они существовали в отрезки времени 5,5-3,8 и 2,3-0,8 тыс. лет назад. По геологическим и палинологическим данным намечаются два похолодания климата, имевшие место 6,5-7,0 и 3-4 тыс. лет назад.

Илл. 1. Библ. 7 назв.

О возрасте верхней толщи западной части Обь-Иртышского междуречья. Волков И. А., Волкова В. С., Гуртовая Е. Е. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 40-45

Мнение многих исследователей о формировании погребенного торфяника у пос. Горная Суббота в среднечетвертичное время или начале позднечетвертичного оказалось ошибочным. Три радиоуглеродные датировки показали, что торф накопился во время каргинского межледникового (50-25 тыс. лет назад). В оптимум этого межледникового, как свидетельствуют палинологические и карпологические данные, климат был близким к современному. Верхняя толща Тобольского материка, перекрывающая торфяник, образовалась во время сартанского оледенения.

Илл. 1. Библ. 19 назв.

УДК 550.93(571.14)+551.796

Позднеплейстоценовые-голоценовые отложения у с. Мамонова, р. Бердь (бассейн верхней Оби). Фирсов Л. В., Панычев В. А. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 46-51

Приведем разрез отложений I надпойменной террасы (8-12 м), в основании которой (цоколь) залегают каргинские или докаргинские глины с размытой поверхностью. Древесина из верхней части глин датирована в 37100 ± 2000 лет (СОАН-10), из перекрывающего слоя щебня - в 26350 ± 270 лет (СОАН-412), из почвенно-торфяного прослоя над щебнем и слоем песка - в 11100 ± 300 лет (СОАН-112) и 12450 ± 55 лет (СОАН-411). Выше залегают суглинки, перекрытые торфяной залежью мощностью 1,2-1,9 м. Возраст торфа в основании залежи - 5930 ± 100 лет (СОАН-113), в средней части - 4400 ± 340 лет (СОАН-114). Торф перекрыт слоем глины и супесью. Нижнему почвенно-торфянистому слою соответствует, по-видимому, старичный торф, датированный в 12820 ± 500 лет (СОАН-11), в котором (или под которым) ранее был найден скелет мамонта. По времени осадки охватывают эпоху каргинского межстадиала, сартанского оледенения, голоцен, и данный разрез может быть использован для подробного палинологического исследования и составления стандартной спорово-пыльцевой диаграммы.

Илл. 4.

УДК 550.93(671.15) + 551.796

Радиоуглеродный возраст калманской свиты Бийско-Барнаульской впадины. Панычев В. А., Орлова Л. А. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 51-54

Для отложений калманской свиты Бийско-Барнаульской впадины получено пять радиоуглеродных дат - от 55 до 21 тыс. лет. Это позволяет отнести формирование ее аллювиальных слоев к каргинскому (в широком понимании) этапу развития речной сети Верхнего Приобья. Сопоставление с другими районами, отложения которых хорошо изучены палинологически (Эстония, Белоруссия и Поволжье), выявляет однонаправленность изменения и чередования физико-географических условий во время формирования калманской свиты и ее коррелянтов.

Илл. 1. Библ. 11 назв.

УДК 551.79+550(571.1)

О строении и условиях формирования отложений района г. Самарово. Волков И. А., Волкова В. С., Гуртовая Е. Е. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 55-68

В статье рассматриваются представления различных исследователей о строении и условиях формирования отложений, слагающих высокий эрозионный останец в районе городов Самарово и Ханты-Мансийска. Результаты наблюдений авторов с учетом литературных данных позволили заключить, что осадконакопление протекало здесь под влиянием и при участии континентальных ледников, продвигавшихся к району устья Иртыша неоднократно с северо-востока. Полученные палинологические данные свидетельствуют о тундровых и лесотундровых ландшафтах. Обнаруженные в юго-восточной части останца плотные горизонтально-слоистые суглинки с галькой и валунами представляют собой бассейновую морену, которая во время последующего надвига ледника была катаклазирована его боковым давлением. Зафиксированы следы передвижения блоков находившегося в мерзлом состоянии суглинка по поверхностям скольжения в юго-восточном направлении. В структурном отношении отложения останца являются сложным гетерохронным ледниково-напорным образованием, сходным по строению с аналогичными образованиями других районов распространения древнего оледенения.

Илл. 3. Библ. 20 назв.

УДК 551.33+551.79(571)+552

О составе и условиях залегания валунных суглинков в разрезе Пионерской горы, Чернов Г. А. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 68-74

В обнажениях Пионерской горы (г. Ханты-Мансийск) на размытой поверхности отторженца опоконидных глин после переходных суглинистых слоев и хорошо сортированных песков и галечников лежат валунные суглинки самаровской морены. По внешним признакам эти породы расчленяются на основную, абляционную морены, их флювиально преобразованные части и флювиогляциальные прослои. В теле морены имеется ледниковый отторженец, состоящий из ленточно-слоистых дислоцированных песков и супесей с галькой, включающих крупные куски палеогеновой опоки. Петрографический состав гальки и валунов Пионерской горы указывает на их уральское происхождение, однако ввиду меридиональной вытянутости уральских формаций указать район их происхождения не представляется возможным.

Илл. 3. Библ. 8 назв.

УДК 550.93

Статистика радиоуглеродных дат для территории СССР. Орлова Л. А. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 74-79

Проведена статистическая обработка 1377, учтенных по публикациям 1961-1971 гг., радиоуглеродных дат для территории СССР. Результаты представлены в форме таблицы. Даты распределения не равномерно как по отдельным регионам, так и по возрастным интервалам. Почти половина их (47,7%) приходится на Европейскую часть СССР и в общем столько же на громадную территорию Сибири и Дальнего Востока. Полнее всего датированы голоценовые отложения по всем регионам без исключения (64,5%), и только 35,5% приходится на вторую половину верхнего плейстоцена.

Распределение дат не пропорционально ни площади регионов, ни значимости и сложности проблем, которые решаются или могут быть решены на основании радиоуглеродного датирования. Это связано как с дислокацией основных радиоуглеродных лабораторий в Европейской части СССР, так и с отсутствием координирующего органа в системе секции наук о Земле АН СССР.

Табл. 4.

УДК 561 (571.1) 551.797 550.93

Палеоботаническая характеристика голоценового торфяника в районе мыса Каргинского на р. Енисей. Левина Т. П. и Никитин В. П. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей." К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 80-85

В статье приводится палеокарпологическая и палинологическая характеристика голоценового торфяника в подзоне южной тундры на севере Енисея. Радиоуглеродные датировки, полученные в лаборатории геохронологии Института геологии и геофизики СО АН СССР, позволили установить, что существенное изменение растительности произошло 4400-4500 лет назад. Ольхово-березовые и березовые леса иногда с примесью хвойных пород сменялись березовой лесотундрой. Дальнейшее похолодание отмечается на рубеже 3650 лет, когда начали доминировать безлесные группировки.

Приблизительно 2000 лет назад началось новое потепление, под влиянием которого происходило увеличение роли древесных растений.

Илл. 1, Табл. 1. Библ. 5 назв.

УДК 565.33 (571.1)+551.79

Остракоды в отложениях террас рек Бии и Ануя. Липагина В. Я. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 85-88

В отложениях террас рек Бии и Ануя остракоды имеют одинаковый видовой состав, характерный для позднечетвертичного времени, но различаются количественным соотношением видов в ассоциациях по отдельным слоям. Так, в отложениях бийской террасы количественное соотношение видов в слоях вверх по разрезу резко меняется, что связано с изменениями условий среды обитания остракод. В отложениях же террасы р. Ануя видовой состав остракод остается постоянным по всему разрезу, но отличается исключительным обилием личиночных особей, что, вероятнее всего, обусловлено быстротой осадконакопления.

Илл. 1, Библ. 2 назв.

УДК 551.79+550 (571.1)

О биостратиграфической характеристике и возрасте тобольской свиты Западной Сибири. Волкова В. С., Волков И. А., Левина Т. П. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 88-94

Мнение некоторых исследователей в том, что формирование тобольской свиты охватывало длительное время, не подтверждается исследованиями авторов. Сопоставление разрезов и их биостратиграфических характеристик, анализ новых материалов по разрезу у пос. Ново-Троишкое, на Иртыше свидетельствуют о том, что тобольская свита отложилась во время миндель-рисского межледникового.

Илл. 2. Библ. 11 назв.

УДК 551.79+550.382.3

Биостратиграфия и палеомагнетизм плиоцен-четвертичных толщ Приобского плато. Архипов С. А., Галкина Л. И., Зудин А. Н., Липагина В. Я. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 95-103

Проведен совместный анализ биостратиграфических и палеомагнитных данных по разрезам Приобского плато. Установлено, что толща с ископаемыми млекопитающими миндельского типа, исходя из палеомагнитных данных, выходит за пределы четвертичного периода в рамках схемы МСКа (древнее 0,6 млн. лет). Установлено также, что ассоциация остракод, сравнимая с таковыми бакинских отложений Прикаспия, в разрезе плато синхронна млекопитающим доминдельского типа и по палеомагнитным данным соответственно еще дальше выходит за пределы четвертичного периода.

Илл. 3. Библ. 17 назв.

УДК 564.6+551.79(571.1+574.2)

Битекейский комплекс пресноводных моллюсков эоплейстоцена юга Западной Сибири и Северного Казахстана. Зыкин В. С. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 103-108

Битекейский комплекс пресноводных моллюсков характеризует нижнеэоплейстоценовые отложения битекейской свиты Северного Казахстана и юга Западной Сибири. В статье уточняется систематический состав комплекса. Рассматриваемые различия в составе новостаничной, битекейской, кочковской малакофауны достаточно резкие и могут быть приняты за возрастные. Битекейская фауна пресноводных моллюсков сопоставляется с нижнепоратской малакофауной Юго-Восточной Европы.

Библ. 27 назв.

УДК 551.79 (571.17)

О климате конца антропогена на юго-востоке Западной Сибири (по материалам изучения I террасы Томи). Лаврентьев А. И. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 108-115

Изучение трех разрезов I террасы Томи - у пос. Крапивинского, с. Поломошного и дер. Змеинки - с привлечением данных палеокарпологии, палинологии, палеоксилологии, радиоуглеродного анализа и материалов по ископаемым остракодам и гастроподам позволило установить в томской долине известные климатические события конца позднего плейстоцена и голоцена, а именно раннекаргинское похолодание, три позднесартанских похолодания и три потепления начала и середины голоцена, а также охарактеризовать растительность раннекаргинского похолодания, первого значительного потепления сартанского века и "малого ледникового периода" (около 3000 лет назад).

Илл. 6. Библ. 3 назв.

УДК 551.583.7+563.125.3+551.352 (265.4)

Изменение температуры вод Японского моря в позднечетвертичное время (по планктонным фораминиферам). Шарудо Е. А., Троицкая Т. С., Репечка М. А. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 115-124

Исследование планктонных фораминифер из колонки терригенных илов длиной 420 см, взятой со дна Центральной котловины (42-й рейс э/с "Витязь", станция 5852, глубина 3640 м), позволило построить подробный палеоклиматический график и разделить разрез на слои, соответствующие голо-

цену (0–18 см), позднему вюрму (18–85 см), среднему вюрму (85–256 см) с интерстадиалами дене- камп и хенгело, раннему вюрму (256–320 см) с интерстадиалом бреруп, ресс–вюрму (320–385 см) и позднему рессу (385–420 см). Средняя скорость седиментации составляла 3,0 см, за вычетом тур- бидидов (30% разреза) – 2,1 см, в голоцене – 1,8 см, вюрме – 5,0 см, ресс–вюрме – 1,1 см в 1000 лет. Турбидиды приурочены к вюрмскому интервалу. Палеоклиматический график хорошо совпадает с аналогичными кривыми, полученными для смежных и отдаленных областей океана и суши.

Илл. 1. Табл. 2. Библ. 21 назв.

УДК 551.794 (520)+552.5+562+550.93

К истории геологического развития лагуны Буссе и прилегающих озер в четвертичное время (о. Са- халин). Задкова И. И., Орлова Л. А., Рыбаков В. Ф., Тарасевич Ю. Н., Фурсенко К. Б. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX Конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973. Стр. 124–129

Работа базируется на материалах бурения донных осадков на акваториях лагуны Буссе и приле- гающих озер, определениях микрофауны и радиоуглеродных датировках образцов торфа.

История лагуны и озер может быть прослежена с 10 тыс. лет назад, когда они были еще заболо- ченной равниной. Море внедрилось далеко внутрь страны около 7–5 тыс. лет назад, и на месте за- болоченной равнины образовался большой залив. Около 4200 лет назад началась регрессия, которая закончилась около 900–1000 лет назад. К этому времени лагуна и озера были окончательно сфор- мированы.

Илл. 4. Библ. 12 назв.

УДК 561 (571.1) 793 551.797

История растительности в среднем–позднем вюрме и голоцене в долине Верхней Оби. Архипов С. А., Вотих М. Р. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 130–143

Составлены спорово–пыльцевые диаграммы для отложений трех надпойменных и пойменной террас в долине Верхней Оби вблизи деревень Тараданово, Каргаполово и др. Нижний Сузун. Отло- жения, залегающие в подоле надпойменных террас, имеют радиоуглеродный возраст от 28 до 35 (40) тыс. лет и выделены в тарадановскую толщу. Осадки террас датированы соответственно примерно в 15 (16) – 19 тыс. лет (на III и II надпойменных уровнях) и в 11,5 (16) тыс. лет на I надпоймен- ном уровне. На низком сегменте последнего изучались отложения, возраст которых около 10,9 тыс. лет, а в разрезе поймы – от 2,5 до 0,5 тыс. лет.

Палинологический анализ позволил выявить следующие типы растительности. Для тарадановского времени, от 35(40) до 28 тыс. лет, – неоднократную смену лесной и лесостепной растительности степными и луговыми ассоциациями. Во время образования надпойменных террас сначала господ- ствовали степные ландшафты [19–15 (15) тыс. лет назад], а затем при образовании I надпойменной ступени [15 (16) – 11,5 тыс. лет назад] наблюдалось появление лесостепных и лесных, а потом вновь степных ассоциаций. В конце позднего плейстоцена (около 10,9 тыс. лет назад) существовала растительность степного и лесостепного типов, переходящая в лесотундру, а в конце голоцена (от 2,5 тыс. лет до наших дней) в долине Верхней Оби уже существовала растительная зональность, близкая к современной.

История развития растительности свидетельствует, видимо, о прохладном климате и его неодно- кратных изменениях от сухого к влажному и снова к сухому в течение тарадановского, средневюрм- ского времени, а также в позднем вюрме во время образования надпойменных террас. Временами, в конце среднего вюрма (верхи тарадановской толщи) и около 10,9 тыс. лет назад, отмечаются от- носительные похолодания.

Илл. 7. Библ. 9 назв.

УДК 561 (571.1) 793 550. 93

Палинологическая характеристика ресс–вюрмских (казанцевских) и ниже–средневюрмских отложений долины Средней Оби. Архипов С. А., Вотих М. Р., Левина Т. П. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQVA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 143–150

В статье приводится палинологическая характеристика предположительно казанцевских (ресс– вюрмских) и ниже–средневюрмских отложений по трем разрезам, расположенным в устье р. Томи (Козюлино) и на левом берегу Оби (Прохоркино и Карга). Эти отложения выделены из состава бывших самаровско–тазовских слоев на основании геологических данных, подкрепленных радиоугле- родными датами.

Палинологический анализ разреза позволил установить следующие типы растительности (к сожалению, с некоторыми перерывами):

рисс-вюрм (вторая половина казанцевского межледниковья, Козюлино) – темнохвойная тайга; средний вюрм (радиоуглеродные датировки 42 тыс. лет, Козюлино, Прохоркино) – лесотундра, тундра и безлесный тип растительности, где наряду с тундровыми встречались и ксерофитные ассоциации;

во вторую половину среднего вюрма (около 32 тыс. лет назад, Карга) – тундра и лесотундра, в которой встречались всерофитные ассоциации. После 32 тыс. лет (Карга) – лесотундровая и, вероятно, лесная растительность – сосново-березовые леса.

Илл. 3. Библ. 7 назв.

УДК 561 (571.1) 551. 79 (471)








Новые данные о возрасте и генезисе четвертичных отложений в обнажении Вастьянский Конь на р. Печоре. Гольберт А. В., Гудина В. И., Зудин А. Н., Сухорукова С. С., Троицкий С. Л., Юдкевич А. И. Сб. "Плейстоцен Сибири и смежных областей". К IX конгрессу INQUA (Новая Зеландия, 1973). М., "Наука", 1973, стр. 151-178

Опорный разрез плейстоцена на р. Печоре – обнажение Вастьянский Конь – вскрывает четвертичные отложения мощностью около 100 м, образующие пологую антиклиналь, южное крыло которой нарушено поздневюрмским чешуйчатым гляционадвигом со смещением аллохтонного крыла на сотни метров. Последовательность пород состоит из пяти седиментационных ритмов, разделенных четырьмя поверхностями региональных перерывов, над которыми залегают слои валунных суглинков или валунных галечников – возможно, остатки перемытых горизонтов ледниковых отложений. Породы первого ритма (вскрыты скважинами ниже уровня р. Печоры), включающие морские слои, – предположительно нижний плейстоцен; второго – морские межледниковые глины нижней половины глинистой толщи в обнажении – средний плейстоцен; третьего – морские межледниковые глины верхней половины глинистой толщи и слой морских песков из основания песчаной толщи – верхний плейстоцен (рисс-вюрм); четвертого – дельтовые пески, слагающие большую часть песчаной толщи, – средний вюрм (29-24 тыс. лет); пятого – ледниково-морские и ледниковые мореновидные суглинки, перекрывающие песчаную толщу, – поздний вюрм. Главную роль в сложении разреза играют межледниковые и межстадиальные отложения; осадконакопление в целом шло по классической для приморских областей плейстоценовой схеме: климатический ритм – трансгрессивно-регрессивный ритм – седиментационный ритм.

Илл. 3. Табл. 5. Библ. 18 назв.

| стр. | строка | напечатано | следует читать |
|------|-------------------------|--|--|
| 96 | 14 св. | <i>Prosiphneus</i> | <i>Prosiphneus</i> |
| 96 | 25 св. | <i>hintonigregaloides</i> | <i>hintoni-gregaloides</i> |
| 96 | 29 св. | (фрагмент P ⁴ и M ¹) | (фрагмент P ⁴ или M ¹) |
| 97 | Рис.2 вклейка | Распространение <i>Mammuthus primigenius</i> , <i>Eguus caballus</i> subsp., <i>Limnocythere vara</i> по- казано с минделя. <i>Myospalax myospalax</i> , <i>Limnocythere aff. schae- pave vara</i> показано с гюнца. | Должно быть показа- но с миндель - рисса. Должно быть показа- но с гюнц-минделя. |
| 97 | 7 св. | <i>Allophaiomys</i> | <i>Allophaiomys</i> |
| 97 | 8 св. | <i>hintoni-gregaloides</i> | <i>hintoni-gregaloides</i> |
| 97 | II св. | ...при определении возраста... | ...определяя воз- раст... |
| 97 | 20 св. | <i>C. sarsi</i> | <i>C. sarsi</i> |
| 97 | 25 св. | <i>L. sanctipatricii</i> | <i>L. sanctipatricii</i> |
| 97 | 28 св. | <i>Darvinula</i> | <i>Darvinula</i> |
| 99 | 2I св. | <i>Allohipphux</i> | <i>Allohippus</i> |
| IO9 | | Рис. I | Рис. I и 2 |
| II0 | | Рис. 2 | Рис. 3-5 |
| III | IO св. | видимо | видно |
| III | 2 св. | II км | I км |
| III | 26 св. | <i>Urticadiocica</i> | <i>Urtica dioica</i> |
| II3 | | Рис. 3 | Рис. 6 |
| II4 | 18 св. | <i>Imarina</i> | <i>ulmarina</i> |
| II7 | Подписи к рис. 6 св. | Рое ? | оо ? |
| II7 | 5 св. | Е, I | Е, 2 |
| II7 | 4 св. | 2 | I |
| I26 | Рис. 2 | I - озерный 2 - эстуарный | 2 - озерный I - эстуарный |
| I52 | 5 св. | замены | замеры |
| I52 | Рис. I | пропущено | 20-обломки рако- вин |
| I64 | 7 св. | Пай-Зое | Пай-Хое |

Опечатки и исправления.

| стр. | строка | Напечатано | Следует читать |
|------|--------------------------|--|---|
| 7 | 15 сн. | до 60 м | до 70 м |
| 8 | рис.1 | 30-35 50-60 | 20-23 40-55 |
| 9 | рис.2 | t_z | tr - тарадановская свита |
| 14 | 21 сн. | минус 185 | 185 |
| - " | 23 сн. | минус 190 | 190 |
| 17 | Рис.7 | $Q_3 tr$ | $Q_3 tr$? |
| 39 | 6 сн. | широколистные | широколиственные |
| 49 | 3 сн. | то | но |
| 50 | 15 сн. | пролювиальности | плювиальности |
| 80 | 3 св. | Никитина | НИКИТИН |
| 82 | 5 сн. | 1,48 | 1,45 |
| 83 | 6 сн. | 0,26 | 0,25 |
| 86 | Таблица на Рис.1 | L.negodaev L.sactipatricii Цуцурприс Cand ona МН.ИЧ. | L.negadaev L.sanctipatricii Цуцурприс Candona МН.ЛИЧ. |
| 86 | Рис.1, под- писи | 1 2 3 4 5 |  - 1  - 2  - 3  - 4  - 5 |
| 87 | I св. | Negodaev | Negadaev |
| 87 | 18 сн. | Cadona candina | Candona candida |
| 89 | 12 сн. | M.gregolis | M.gregalis |
| 89 | II сн. | Myospolox | Myospalox |
| 91 | Условн.обозн. к рис.1 |  10 12 13 |  10 11 12 |
| 93 | 14 св. | T.canadiensis | T.canadensis |
| 96 | 21 св. | 600 | 60 |
| 96 | 8 св. | Allophaiomys | Allophajomys |

Плейстоцен Сибири и смежных областей

*Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР*

Редактор издательства *О.М.Ваяжкова*
Художник *Л.С.Эрман*
Художественный редактор *Ю.П.Трапачков*
Технические редакторы: *С.М.Бяжкерева, Г.П.Каренина*

Подписано к печати 1. XI. 73 г.
Формат 70 × 108¹/16. Усл. печ. л. 17,85.
Уч.-изд. л. 20,25 (19,01 + 1,24 вкл.).
Бумага офсетная № 1. Тираж 900 экз.
Т - 14186. Тип. зак 733 Цена 1 р. 42 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука"
103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука"
Ленинград, 199034, 9-я линия, 12

1 р. 42 к.

1944