

С.Л. ТРОИЦКИЙ

ОБЩИЙ ОБЗОР МОРСКОГО ПЛЕЙСТОЦЕНА СИБИРИ

Сводный разрез морского плейстоцена Сибири, предлагаемый автором, предусматривает выделение комплексов морских отложений, разделенных континентальными моренами или поверхностями размыва: тобольского (предсамаровского, миндель-рисского), казанцевского (самаровско-зырянского, рисс-вюрмского) и позднезырянского (позднечюрмского). На границах морен и морских фаций намечаются переходные ледниково-морские слои ограниченной мощности. Общая причина трансгрессий - гляциоизостатические депрессии земной коры и гляциоэвстатические колебания уровня океана на фоне его общего понижения за плейстоценовое время.

На побережьях Сибири, обращенных к Северному Ледовитому океану, морской плейстоцен образует крупнейшее в мире сплошное поле, занимающее площадь около 1 млн. км² между хребтом Пай-Хой и Анабарской губой. Восточнее долины Анабара граница распространения морских фаций уходит с континента в пределы материковой отмели и вновь достигает его только на Чукотке между устьем р. Амгуэмы и Беринговым проливом [*Петров, 1966*] после перерыва в 2700 км. Плейстоценовые морские слои известны на островах полярного шельфа и лежат на дне покрывающих его морей под тонким пластом голоценовых накоплений [*Сакс, 1952, 1953; Стрелков и др., 1959; Куликов и др., 1968*].

На равнинах Западной Сибири и Северо-Сибирской (Таймырской) низменности морские слои заходят на 300-500 км за береговую черту. Они опускаются до 150-200 м ниже уровня моря в депрессиях древнего денудационного рельефа и поднимаются до высоты 200-270 м на скальные склоны и в межгорные понижения Пай-Хоя, Полярного Урала, плато Бырранга и гористых островов шельфа. Мощность морских отложений достигает многих десятков и первых сотен метров. Местами они составляют до 80% разреза плейстоцена [*Сакс, 1953; Стрелков и др., 1959; Гудина, 1966; Троицкий, 1966*].

Морские слои обычно представлены алевритами и тонкими песками; слои чистых глин, грубых песков, гравия, галечников, валунников встречаются довольно редко. Более грубые разности тяготеют к предгорьям, а внутри равнин - к контактам с ледниковыми фациями. В глинисто-алевритовых слоях нередко примесь рассеянных по разрезу гравия, гальки, щебня, встречаются валуны. Содержание аутигенных минералов и диагенетических новообразований весьма невелико, а неустойчивых терригенных - значительно. Литолого-фациальные особенности отложений явно указывают на слабость физической и химической дифференциации исходного материала, на низкую интенсивность биогенных процессов, свойственных условиям литогенеза в полярных и северо-бореальных морях.

В отложениях сибирских плейстоценовых морей установлено более 1300 местонахождений остатков морских животных, принадлежащих 280 видам. Остатки наиболее изученных групп - моллюсков (132 вида) и фораминифер (97 видов) - принадлежат почти исключительно родам и видам, живущим поныне в морях Северного Ледовитого океана и в морях северных частей Атлантического и Тихого [*Сакс, 1953; Мерклин и др., 1962; Петров, 1966; Троицкий, 1966; Гудина, 1966, 1969*]. Характерно господство арктических, бореально-арктических и небольшое число бореальных форм наряду с ничтожным числом вымерших видов моллюсков (2 вида или 1,5%).

Найдены также остатки наземных высших растений, споровых и водорослей. Из нескольких десятков разрезов получены палинологические диаграммы, соответствующие растительности таежного, лесотундрового, тундрового или перигляциального типов.

Литологические и палеонтологические особенности отложений позволяют считать, что морской плейстоцен представлен фациями открытого шельфа и береговой зоны эпиконтинентальных полярных или северо-бореальных морей. Они исключают отнесение к плиоцену какой-либо части разреза послеолигоценовых морских накоплений Северной Сибири, поскольку ближайший по географическому положению морской плиоцен Аляски и Чукотки содержит комплексы фауны бореального или южно-бореального типов с преобладанием или существенным участием вымерших форм, а континентальный - остатки широколиственно-хвойной флоры [Голкинс, 1965; Петров, 1966].

Стратиграфическое расчленение и корреляция плейстоцена обычно основаны на прослеживании в разрезах и синхронизации следов неэволюционных (миграционно-климатических) изменений в составе местных ископаемых фаун и флор, а также климатически обусловленных изменений в характере литогенеза. Особенности геологического строения области, где распространен сибирский морской плейстоцен, и ее географическое положение создают ряд объективных трудностей при выполнении этой работы.

Приуроченность морского плейстоцена к полярным и субполярным широтам сужает вероятный диапазон изменения природной обстановки и климатически обусловленных условий седиментации по сравнению с таковым в умеренных широтах.

Ложе морских плейстоценовых слоев, сложенное обычно рыхлыми палеогеновыми, верхнемеловыми или более ранними плейстоценовыми породами, нередко глубоко расчленено, что создавало благоприятные условия для высокой скорости накопления отложений и массового «мягкого» переотложения минеральных масс и органических остатков, особенно микрофоссилий (споры, пыльца, раковинки фораминифер, остракоды). Возникавшие при этом смешанные минералогические (терригенные и аутигенные), палинологические и микропалеонтологические «ассоциации» выглядят более или менее правдоподобно и разделить их на исходные составные части довольно трудно. В результате, вмещающие их слои часто трактуют как переходные промежуточные по возрасту («плиоцен» и даже «миоцен» Северной Сибири) или генезису.

Глинисто-алевритовые слои, накапливавшиеся в полярных морях, могут содержать рассеянные гравий, гальку, валуны, разнесенные припайными, речными льдами или айсбергами, иметь слабую слоистость и низкую сортировку, что сближает их по облику с отложениями ледниковой группы. Кроме того, за счет более древних морских слоев могут формироваться ассимиляционные маловалунные морены с обломками раковин и раковинами моллюсков, фораминифер, а также иными органическими остатками. Различное толкование генезиса таких пород влечет за собой появление разных датировок морских отложений по их соотношению с настоящими или мнимыми моренами [Архипов и др., 1968], а иногда - к частичному или полному отрицанию существования морен покровных оледенений на севере Сибири [Кузин, Чочиа, 1965; Загорская и др., 1965].

Только всесторонний учет многих особенностей строения отложений и местной плейстоценовой седиментации, тщательные литологические и тафономические полевые наблюдения, критический анализ материалов лабораторных исследований и строгая оценка возможностей применимых методов позволяют избежать

существенных ошибок при выделении горизонтов плейстоценовых морских отложений из разрезов, их корреляции и установлении возраста.

Стратиграфия сибирского морского плейстоцена имеет длительную историю, однако первая полная его система была предложена только В.Н. Саксом [1947, 1948] на основании результатов многолетних полевых исследований, обобщения материалов и частных схем предшественников. В сводном разрезе северо-сибирского плейстоцена он выделил пять горизонтов морских отложений (сверху вниз):

1. Каргинский горизонт. Глины, алевриты и пески с бореально-арктической, или арктической фауной, отложившиеся в межстадиальное или местное межледниковое время после последнего покровного оледенения (зырянского). Слагают высокие ингрессионные (вторые) террасы в крупных речных долинах и морские - на побережьях. Мощность 50-65 м.

2. Зырянский горизонт. Ледниково-морские пески, галечники и алевриты с грубообломочным материалом, образованные во время последнего покровного оледенения. Слагают верхнюю часть разрезов водораздельных возвышенностей и плато; в предгорьях замещаются континентальными моренами. Мощность до 100 м.

3. Казанцевский горизонт. Пески, алевриты, галечники с обильной сублиторальной фауной морских моллюсков, включающей бореальные виды. Накопились при оптимальных климатических условиях последней межледниковой эпохи. Образуют регрессивную пачку подстилающего горизонта. Мощность 30-40 м.

4. Санчуговский горизонт. Глины, алевриты с элиторальной арктической морской фауной, отложившиеся в начале той же эпохи. Слагают нижнюю часть разрезов плато и уходят ниже уровня речной сети. Мощность до 88 м.

5. Горизонт глин с морскими диатомовыми, накопившийся до максимального (самаровского) оледенения в депрессиях дочетвертичного рельефа. Мощность до 27 м.

Впоследствии [Сакс, 1959] они были переведены в ранг свит.

Пачки континентальных отложений или поверхности размыва отмечались над пятым и вторым горизонтами, а три средних образовывали непрерывный морской разрез со следами локальных перерывов в основании казанцевского горизонта.

Впоследствии как сама схема, так и палеогеографические представления, созданные на ее основе, подвергались неоднократному пересмотру, а вокруг ее основных положений развернулась упорная дискуссия, длящаяся с 1957 г. Не вдаваясь в эволюцию представлений, остановимся на основных результатах этого процесса и наиболее спорных вопросах, придерживаясь последовательности, намеченной в исходной схеме.

1) большая часть «каргинского» горизонта имеет казанцевский возраст. Эти слои входят в состав цоколя вторых террас, перекрываются мореной, ленточными глинами и песками, которые и образуют, собственно, их аккумулятивную часть и поверхность. В этой террасовой пачке есть морские слои с остатками высокоарктической портуляндиевой фауны моллюсков и особым (дюрюсским) комплексом фораминифер. По положению в рельефе и соотношению с отложениями, датированными радиоуглеродным методом, они могут иметь только позднеледниковый возраст порядка 12-14 тысяч лет. Они действительно образуют обширные ингрессионные террасы высотой до 30-55 м над уровнем моря [Троицкий, 1966, 1967а, б; Гудина и др., 1968; Гудина, 1969]. На побережьях в районе хребта Пай-Хой и полуострова Ямал им соответствуют накопления высоких береговых террас [Хабаков, 1945; Сакс, 1953; Гуртовая, Троицкий, 1963], морской генезис которых пока не установлен. Вероятно, высокие террасы горных побережий Сибири и островов

шельфа, считавшиеся каргинскими или более древними [Сакс, 1953; Стрелков и др., 1959; Троицкий, 1966], также окажутся позднеледниковыми;

2) региональные исследования отложений и рельефа Северной Сибири, результаты анализа карт и аэрофотоматериалов позволили автору, С.А. Стрелкову и В.Н. Соколову предположить и обосновать представление о континентальном генезисе зырянского горизонта, принятое В.Н. Саксом [1953, 1959, 1963] и большинством исследователей сибирского плейстоцена. Таким образом, в целом отпало предположение о существовании мощного второго (зырянского) комплекса морских (ледниково-морских) валунно-галечных песков;

3) представление о третьем, казанцевском, горизонте сохранилось без существенных изменений и прочно утвердилось во взглядах исследователей. Он стал надежным стратиграфическим репером для всего северного побережья Евразии. Появились надежные свидетельства регионального денудационного перерыва в основании горизонта, сложилось представление о самостоятельности казанцевского седиментационного ритма и принадлежности «водораздельных песков» к более древнему ритму [Троицкий, 1966].

4) четвертый и пятый горизонты мы рассматриваем совместно, так как частный вопрос о самостоятельности последнего [Троицкий, 1966] ныне поглощен более общей дискуссией, затронувшей все кардинальные проблемы стратиграфии доказанцевской части разреза. В ходе дискуссии выдвинуто или окончательно сложилось несколько гипотез:

а) гипотеза непрерывного плейстоценового морского разреза, сложенного ледниково-морскими [Попов, 1959], ледово-морскими [Гольберт и др., 1965; Гудина, 1966, 1969] отложениями или двумя ледниково-морскими свитами, разделенными межледниковой морской [Лазуков, 1965; Лазуков, Рейнин, 1961];

б) концепция единой плейстоценовой шельфово-ледниковой формации [Зубаков, 1968];

в) гипотеза непрерывного плио-плейстоценового морского разреза [Кузин, Чочиа, 1965; Загорская и др., 1965, 1967];

г) гипотеза двух морских толщ: плио-плейстоценовой (досамаровской) и плейстоценовой (мессовско-санчуговской), разделенных пачкой континентальных отложений и (или) поверхностью размыва [Слободин и др., 1967; Загорская и др., 1965];

д) гипотеза двух плейстоценовых морских толщ, разделенных континентальными слоями [Архинов, 1960, 1969].

В результате проблема стратиграфии этого района превратилась в одну из самых запутанных и сложных в современной отечественной геологии. Главной причиной подобного положения является, на наш взгляд, применение слишком «обобщенных» характеристик отложений, объединения по разрезу и простиранию сходных по облику слоев вместо выявления их не столь заметных, но существенных различий, без которых не может быть ни разделения этой однотонной «серой толщи», ни корреляции ее частей. Второе немаловажное обстоятельство - недостаточно полный и точный учет специфики указанных выше местных особенностей ледникового и морского литогенеза, приводящий к включению в морские слои отложений ледниковой группы (морен, ленточных глин). Третья общая причина - переоценка влияния местных тектонических и климатических условий на развитие плейстоценовых трансгрессий и оледенений.

Из создавшегося положения есть только один простой, но трудный, выход - критическая оценка всех основных материалов и частных выводов, положенных в

фундамент гипотез. Вполне естественно, рамки обзорной статьи позволят сделать это в самом общем виде и лишь наметить возможные решения.

Остановимся, прежде всего, на гипотезах, провозглашающих непрерывность морского разреза. Они зародились на материалах, собранных при бурении скважин в низовьях Оби между долиной Казыма и южной частью полуострова Ямал. Их существенно укрепили исследования В.И. Гудиной [1966], установившей распространение фораминифер в мощной глинисто-алевритовой толще - ямальской свите (или серии) считавшейся ранее полным аналогом санчуговских отложений на Енисее и носившей название салемальской свиты. В.И. Гудина разделила ее на тильтимские, обские и салемальские слои с соответствующими комплексами фораминифер. Помимо присутствия последних, свидетельством морского происхождения считались находки спикул губок и зерен глауконита.

Подсчеты некоторых суммарных характеристик отложений, выполненных автором по материалам В.И. Гудиной [1966], исследовавшей керн 54 скважин, показали, что морской генезис всей толщи остается, строго говоря, недоказанным. При общей длине проходки 7070 м сумма 10-метровых интервалов с фораминиферами составила 1870 м (26,4%) неисследованных (без керна) - 930 м (13,6%), и не содержащих фораминифер - 4240 м (60%). В третьей части слоев без фораминифер (1450 м или 20,5%) были найдены спикулы губок, а для 250 м (3,5%) единственным свидетельством оставался глауконит. Интервалы с фораминиферами в конкретных разрезах имеют мощность 20-60 м, редко 90-125 м, что обычно в 2-3 раза меньше мощности всей ямальской свиты. В 23 скважинах (из 54) они не обнаружены вовсе. Следовательно, даже при принятых допущениях можно говорить о морском происхождении не более, чем половины (50,4%), пройденных скважинами слоев.

Спикулы губок из всей толщи морского разреза не были определены, так что их присутствие не дало никаких прямых сведений ни о возрасте, ни о генезисе отложений. Во всяком случае, они далеко не всегда есть и в слоях с фораминиферами. Определение двух морфологических типов спикул, различающихся сохранностью, может свидетельствовать о разном их возрасте, но не обязательно о плейстоценовом возрасте спикул «молодого» облика. Косвенным указанием на доплейстоценовый возраст последних может служить заполнение их канальцев глауконитом, наблюдавшееся Е.В. Шумиловой. Сам глауконит встречается в виде окисленных и свежих зерен, более многочисленных в нижней части разрезов а также близи выходов меловых глауконитовых пород, что позволяет считать его переотложенным. Аналогичный по условиям нахождения глауконит с низовьев Енисея, исследованный Л.В. Фирсовым и С.С. Сухоруковой, оказался меловым (возраст 81 ± 2 миллиона лет, по калий-аргоновому методу).

Таким образом, надежно обоснованным остается морское происхождение примерно четвертой части обских разрезов, т.е. той части, где найдены фораминиферы. Это не дает нам права отрицать такую возможность для остальных трех четвертей, но и не позволяет утверждать ее безусловно. Обратимся к анализу отдельных слоев.

Материал по *тильтимским слоям* невелик и весьма противоречив. Они сложены алевритами, нередко несортированными и содержащими гальку и валуны общей мощностью 30-60 м, редко до 150 м. Литоральные или прибрежные накопления в основании тильтимских слоев не встречены. Фораминиферы найдены всего в пяти скважинах и только в двух из них представлены несколькими донными эврифаціальными видами, весьма немногочисленными. Из пяти планктонных форм - три новые, остальные известны с палеогена, распространены в основном в бореальных или более теплых водах, либо географическое распространение их неопределенно. Среди планктона нет единственного вида, широко распространенного в арктических

морях, - *Globigerina pachyderma* (Ehrenb.). Оба местонахождения донных фораминифер приурочены к слоям, не содержащим грубых обломков. Спорово-пыльцевой комплекс [Гуртовая, 1968] состоит из переотложенных мезозойских микрофоссилий и единичной свежей пыльцы карликовой березки.

Несоответствие бореального океанического планктона бедному эврибионтному бентосу (или отсутствию последнего), арктическому типу отложений и перигляциальному палинологическому спектру позволяет считать, что раковины планктонных фораминифер могут быть переотложенными из палеогена. Это тем более вероятно, что сама возможность появления планктона в ингрессионном бассейне весьма сомнительна.

Наиболее целесообразным кажется отнесение основной части тильтимских слоев к ледниковой группе, а слоистых безвалунных прослоев с бедной микрофауной - к отложениям небольшой позднеледниковой ингрессии, имевшей место в конце регрессии оледенения. В соответствии с представлениями С.А. Архипова [1969], их образование может быть связано с древнейшим оледенением сибирских равнин - аналогом окского (миндельского).

Обские слои, залегающие в средней части разреза ямальской свиты, имеют мощность 20-30 м, содержат обский комплекс фораминифер, состоящий из арктических и бореально-арктических видов, которым сопутствует небольшое число аркто-бореальных и бореальных форм. Для этого комплекса характерны относительно высокие показатели обилия видов и экземпляров, определенные количественные соотношения видов и семейств, а также значительное число двух показательных видов: *Glandulina laevigata* Orb. и *Alabaminoides mitis* Gudina [Гудина, 1966, 1969]. Обский комплекс встречен в девяти скважинах. Содержащие его алевритовые глины либо совсем не содержат грубых обломков, либо в них рассеяны гравий и гальки. В разрезах, где установлены одновременно и обские и тильтимские донные комплексы фораминифер, морские слои разделены 45-50-метровой пачкой валунно-галечных или слоистых немых алевритов. Спорово-пыльцевые спектры обских слоев на Мужинском Урале имеют перигляциальный, лесотундровый или северотаежный облик [Гуртовая, 1968], свидетельствующий о накоплении их в позднеледниковое время и ранние фазы межледникового.

Существенное расхождение в оценке климатической обстановки их образования решается нами, Е.Е. Гуртовой [1968] и в более поздней работе В.И. Гудиной [1969] в пользу межледниковых условий, как это и предполагает Г.И. Лазуков [1965].

Салемальские слои, лежащие выше обских, как и их стратиграфический эквивалент салехардская свита Г.И. Лазукова и И.В. Рейнина [1961], представляют ту часть разреза, которая наиболее дискуссионна как в отношении принципов выделения, происхождения, условий формирования их, так и возможного более подробного подразделения.

По В.И. Гудиной [1966], - это песчано-алевритовые глины и алевриты, то с рассеянными гравием, гальками, валунами, то лишенные грубых обломков, общей мощностью до 120-180 м. Они накопились во время максимума ямальской трансгрессии. Салемальский комплекс донных фораминифер установлен в 24 скважинах. Для него характерно небольшое число видов и экземпляров каждого вида, а для самих слоев - значительно более редкая встречаемость фораминифер. Зоогеографическая структура комплекса остается почти неизменной по отношению к обскому - единичные исчезнувшие или появившиеся вновь виды принадлежат к одним и тем же группировкам. Появляется несколько глубоководных аркто-бореальных форм. Планктон, близкий по составу к тильтимскому, мы также считаем переотложенным.

В разрезах Полуйского, Мужи-Тильтимского и Азовы-Мужинского буровых профилей салемаьские слои залегают на обских, а в южной части полуострова Ямал, по Ярудейскому профилю, между поселками Ныда и Тазовским они слагают практически весь разрез, кроме самой верхней части, - песков и алевроитов, отнесенных уже к сабунской свите.

Обращает на себя внимание весьма странная особенность в предложенной схеме залегания и размещения отложений - выпадение из разрезов тильтимских и обских слоев в сторону открытого моря. Она должна свидетельствовать либо о глубоком размыве, предшествовавшем отложению салемаьских слоев, денудационном перерыве перед самостоятельной салемаьской трансгрессии, либо может быть результатом включения в состав нижней части салемаьских слоев фациальных аналогов обских и тильтимских, утративших там некоторые характерные черты своих микропалеонтологических ассоциаций.

Подробный анализ материалов В.И. Гудиной [1966] показывает, что там, где ямаьская свита представлена, по ее мнению, только салемаьскими отложениями, наблюдаются слои, хотя и бедные фораминиферами, но содержащие несколько большее число видов и экземпляров, чем подстилающие и (или) перекрывающие. В целом картина близко напоминает ту, которую можно наблюдать на опорных разрезах в окрестностях пос. Мужи и в бассейне р. Полуй, где установлены три комплекса. Такой вариант, по-видимому, имела в виду В.И. Гудина [1966, стр. 78] в отношении разреза скв. 2 (Яр-Сале), но она от него отказалась. Нам же он кажется более вероятным также и потому, что слои со «слабым максимумом» фораминифер занимают в салемаьских слоях то же или близкое гипсометрическое положение (-100-120 м), что и обские на полуйском профиле в скважинах между пос. Азовы и Мужи и в скв. 1 профиля Мужи - Тильтим. При таком предположении отпадает противоречие между непрерывностью этой части морского разреза и замещением салемаьскими слоями всего объема ямаьской свиты. Общая же картина обеднения комплексов с увеличением глубины бассейна, предложенная В.И. Гудиной [1966, стр. 78] для салемаьских слоев, оказывается справедливой и для обских. Чисто же фаунистические различия между обскими и салемаьскими слоями невелики.

Под аналогами обских слоев в большинстве «салемаьских» разрезов можно наблюдать слабо сортированные породы с грубыми обломками или их дериваты - валунно-галечные пески. В них можно видеть аналоги тильтимских морен Приобья, замещающую их пачку ледниковых и ледниково-морских отложений.

При такой трактовке разрезов салемаьские слои ограничиваются пачкой алевроитовых глин и алевроитов с фораминиферами общей мощностью от 30 до 80 м (редко до 100 м), залегающей без перерыва на обских слоях или их аналогах (слоев со слабым максимумом фораминифер). К ним приурочено 19 (из прежних 24) местонахождений салемаьского донного комплекса фораминифер, основные черты которого остаются без изменений.

Разделение более высокой части разрезов Обского севера не может быть пока выполнено достаточно уверенно из-за неполноты имеющихся сведений. Можно только отметить некоторые ее особенности и высказать общие предположения.

В большинстве скважин над слоями с фораминиферами залегают глинисто-алевроитовая толща мощностью от 20 до 70-110 м. Можно ли считать ее просто верхней частью салемаьских морских слоев? Несомненно, что какая-то ее часть может быть салемаьской. Об этом говорит хотя бы тот факт, что в разрезах скважин на Мужинском Урале и по р. Оби 40-80-метровая пачка отложений сохраняет таежный тип пыльцевых спектров или отражает непрерывную картину их последовательного изменения до северотаежных или лесотундровых. Наряду с этим, в 29 скважинах

морской салемаля (в нашем понимании) перекрыт слабо сортированными песчанистыми алевритами и глинами с грубыми обломками пород, валунными песками или ленточными глинами. Мощность этих отложений колеблется от нескольких метров до 50-60 м. Иногда такие немые мореновидные породы непосредственно подстилаются отложениями, сходными по габитусу, но еще содержащими единичные фораминиферы и условно отнесенными нами к салемаляским слоям. В этой части разреза Е.Е. Гуртова установила V пыльцевую зону, содержащую только переотложенные юрские и меловые элементы и единичные пыльцевые зерна карликовой березки (скв. 1,3, профиль Мужы - Тильтим; скв. 1 у пос. Азовы); Г.М. Левковской [*Гольберт и др., 1965; Гудина, 1966*] найдены спектры тундрового типа (скв. 9, Сангомпанский профиль; скв. 21, Полуйский профиль; скв. 49, Самбург).

Что же представляет собой эта толща? Мы полагаем, что именно в этой части разреза залегает «потерянная» некоторыми исследователями пачка ледниковых и водно-ледниковых отложений, оставленных максимальным оледенением. Маловалунная ассимилировавшая массу рыхлых мезозой-кайнозойских пород, она плохо диагностируется по керну скважин и может быть установлена достаточно убедительно лишь при подробном специальном исследовании.

Сабунская свита - толща песков и алевритов без фораминифер и без грубообломочного материала мощностью от 5 до 135 м - венчает разрезы скважин в южной части полуострова Ямал и между Обской и Тазовской губой [*Гудина, 1966*]. Учитывая пестроту состава, геологических и геоморфологических условий залегания этой свиты, ее следует признать весьма искусственным объединением и изъять из стратиграфического обихода.

Предлагаемая нами предварительная схема разделения доказанцевской части разреза плейстоцена Обского севера имеет следующий вид (сверху вниз):

1. Самаровский (рисский) горизонт - ледниковые и водно-ледниковые отложения, накопившиеся преимущественно во время рецессии максимального оледенения. Возможно разделение горизонта на стадияльные и межстадияльные слои по мере накопления достаточно полных данных.

2. Тобольский (миндель-рисский) горизонт - салемаляские и обские межледниковые морские слои.

3. Древнеледниковый (миндельский) горизонт - тильтимские ледниково-морские и ледниковые слои.

Предложенная схема сохраняет все реальные достижения, содержащиеся в стратиграфической части обстоятельного и ценного исследования В.И. Гудиной [*1966*], посвященного фораминиферам этого района. Схема делает более полной и последовательной корреляцию отложений Обского, Енисейского севера и западной части Таймырской низменности, успешно осуществленную В.И. Гудиной и А.В. Гольбертом [*1969*] по комплексам фораминифер и основным чертам строения разрезов. Вместе с тем, она оставляет открытым вопрос о существовании морских слоев в стратиграфическом интервале между отложениями максимального оледенения и казанцевским горизонтом.

Концепция, предполагающая широкое участие ледниково-морских (шельфово-ледниковых) фаций в сложении доказанцевской части сибирского плейстоцена, возникла на материалах, полученных при исследовании двух обширных регионов, - Обского севера и бассейна среднего течения Енисея (61° - 66° с.ш.).

Особенности строения обских разрезов показывают, что роль отложений, которые можно отнести к ледниково-морским, достаточно ограничена, а их мощность не превышает нескольких десятков метров.

К такому же заключению приводят нас результаты изучения расположенного в низовьях Енисея и пока единственного обнажения, где удалось непосредственно наблюдать переход от морены к морским отложениям. На правом берегу реки у зим. Пустого обнажена следующая последовательность пород (сверху вниз):

1. Пески мелко- и среднезернистые, палевые, слоистые, местами со знаками ряби и гравийно-галечными слоями, встречаются фораминиферы и раковины *Macoma calcarea* (Chemn.), *Hiatella arctica* (L.), *Mya truncata* L., *Axinopsis orbiculata* G. Sars - моллюсков, образующих комплекс, характерный для мелководий современных высокоарктических морей и позднеледниковых отложений открытых побережий. Мощность - 20 м.

2. Пачка ритмично чередующихся слоев тонкого песка и серого глинистого алевролита с раковинами тех же видов моллюсков, как в слое 1, и фораминиферами. Мощность - 7,5 м.

3. Глины ленточные, серые, в верхней части с прослойками песка и алевролита, с раковинами высокоарктического моллюска *Portlandia arctica* (Gray), захороненными в летних годичных слоях. Мощность - 12,5 м.

4. Суглинок бурый или темно-серый, с гравием, гальками и редкими валунами; слоистость едва намечена слоями песка и алевролита; содержит редкие раковинки фораминифер. Мощность - 7 м.

5. Суглинок гравийно-галечно-валунный, неслоистый, немой. Видимая мощность - 7 м.

В этой внутренне закономерной естественной последовательности не слишком сходных отложений собственно ледниково-морские слои (4) и «перигляциально-морские» ленточные глины с портландиями (3) имеют общую мощность всего около 20 м. Заметим, что они представлены двумя парагенетически связанными типами осадков, которые обычно противопоставляют друг другу в качестве «морен» и «межледниковых глин с фауной».

Таким образом, на конкретных данных мы убеждаемся в реальном существовании ледниково-морских отложений сравнительно небольшой мощности и полагаем, что нет серьезных оснований выделять на севере Западной Сибири 150-200-метровую ледниково-морскую толщу.

Бассейн среднего течения Енисея является колыбелью «тазовско-санчуговских» ледниково-морских слоев. Там собственно и зародилась сама идея существования отложений подобного типа, обретшая вторую родину на Обском севере и сильно переросшая [Лазуков, 1965; Зубаков, 1968] рамки своего первоначального применения. Субстратом для нее послужили, как сейчас вырисовывается достаточно ясно, морены, содержащие обломки морских раковин во вторичном залегании. Достаточно однообразный комплекс видов, обычный для санчуговского горизонта, навел автора [Троицкий, 1958] на мысль о распространении плейстоценовых морских слоев вплоть до устья р. Подкаменной Тунгуски.

При этом не была принята во внимание вторая возможная причина однообразия - единство источника переотложения, - а также недостаточно учтена плохая сохранность материала. Из определений автора, видевшего только обломки раковин, и наблюдений геологов, видевших вмещающие породы - валунные суглинки, - возникло «комбинированное» представление о ледниково-морских слоях. Предупреждение В.Н. Сакса [1959] о возможности приноса обломков раковин с севера и предположение Е.П. Зарриной и И.И. Краснова [1961] о моренной природе вмещающих их слоев полностью подтвердилось во время подробного геологического и тафономического изучения всех

местонахождений по берегам Енисея между населенными пунктами Туруханск и Подкаменная Тунгуска, выполненного автором в 1962 г. Промывка нескольких сотен образцов также показала полное отсутствие в них микрофауны [Архинов и др., 1968; Троицкий, 1967a].

Полученные данные позволяют полностью отказаться от выделения в обнажениях по Среднему Енисею ледниково-морских отложений и внести соответствующие коррективы в стратиграфические и палеогеографические представления.

Ледниково-морские фации все же существуют на севере Сибири, но приурочены к иным районам. Они образуют сравнительно небольшие по мощности пачки, занимающие достаточно определенное положение в последовательности отложений между континентальными моренами и обычными морскими отложениями. Эта кажущаяся нам наиболее вероятной схема в историко-геологическом аспекте соответствует представлению о совпадении начала формирования морских отложений с заключительными фазами накопления морен предшествовавших оледенений. Это достаточно точно установлено для последней ледниковой эпохи [Хольтедаль, 1958; Richards, 1962; Лаврова, 1960, 1968] и наиболее вероятно для предшествовавших.

Обе последние концепции мы склонны свести к одной гипотезе существования двух доказанцевских плейстоценовых морских толщ, поскольку прямые аргументы в пользу их плиоценового возраста отсутствуют, а косвенные весьма спорны [Троицкий, 1967a].

На Обском севере материалов для выделения двух толщ очень мало, хотя не исключено, что некоторые из местонахождений фораминифер в самой верхней части салемадьских слоев В.И. Гудиной [1966] могут лежать выше предполагаемой нами пачки отложений ледникового генезиса и иметь поздне-послесамаровский, т.е. собственно санчуговский возраст.

В естественных обнажениях по берегам Енисея и его притоков между устьем и 66° с.ш., а также в разрезах более чем трехсот буровых скважин, пройденных в этом районе, почти всегда обнаруживаются доказанцевские морские слои - алевроитовые или чистые глины мощностью от 20-50 до 60-88 м с туруханским (близким к обскому) или более бедным («санчуговским») комплексами фораминифер и элиторальными моллюсками, характерными для I зоны (*Yoldiella lenticula* - *Propeamussium groenlandicum*). Подошва этой пачки обычно лежит на 45-75 м ниже уровня моря, изредка опускаясь до -120 м. Она ложится на пески мессовской свиты, на валунные суглинки или непосредственно на меловые породы [Сакс, 1953; Загорская и др., 1965; Троицкий, 1964, 1966; Слободин и др., 1967; Гудина, 1969]. Под этой пачкой в единичных скважинах (С-11 около г. Дудинка; Б-7 на р. Болгохтох) вскрыта вторая пачка алевроитов и глин с единичными фораминиферами, мощностью 40-60 м, отделенная во впадинах (скв. С-11) от основной пачки 60-метровой толщей песков, а вблизи Норильского плато - 10-метровой пачкой гравийно-песчаного галечника с валунами. Эти нижние морские слои, названные В.И. Гудиной [1969] болгохтохскими, сопоставлены ею с тильтимскими. В скв. Б-7 под ними лежит 16-метровый слой несортированного гравийно-галечного моренного суглинка. Вероятно, аналогичные болгохтохским глины вскрыты скв. 116 (Долганские озера) и 109 (бассейн р. Сухой Дудинки). Мы склонны рассматривать всю эту толщу отложений как досамаровские ледниковые, морские интерстадиальные (болгохтохские) и межледниковые речные (мессовские), а также морские (туруханские) слои, внося существенные коррективы в свои прежние стратиграфические представления [Троицкий, 1964, 1966]. В этом случае пачка глин и алевроитов, объединявшаяся ранее в санчуговскую свиту, будет иметь также досамаровский (тобольский) возраст и соответствовать максимуму

межледниковой трансгрессии. Этот седиментационный ритм будут завершать «водораздельные пески» - отложения морского мелководья, лежащие без перерыва в обнажениях по правому берегу Енисея выше Усть-Порта и соответствующие им пески над портыландиевыми глинами в обнажении у зимовья Пустого (см. выше).

При таком понимании строения разреза доказанцевской части плейстоцена на Енисейском Севере необходимо провести полную и детальную ревизию стратиграфического расчленения всех основных разрезов, вопрос о существовании послесамаровских морских слоев «санчуговского типа» остается открытым. На этот последний вопрос общей дискуссии пока нельзя дать обстоятельного ответа.

Размещение морского плейстоцена исключительно в областях, подвергавшихся покровным оледенениям, и существование переходных ледниково-морских фаций позволяют считать общими причинами трансгрессий гляцио-изостатическое погружение земной коры в сочетании с гляцио-эвстатическими колебаниями уровня океана на фоне общего снижения его за плейстоценовое время [Цейнер, 1963], находящего отражение в последовательном уменьшении со временем уровня и площади распространения трансгрессий.

S.L. Troitzkiy

GENERAL REVIEW OF THE SIBERIAN MARINE PLEISTOCENE

In the joint section of the Siberian Pleistocene the author distinguishes three main horizons of marine sediments separated moraines or erosional surfaces: Tobol (Mindel-Riss), Kazantzevo (Riss - Wurm), and Late- Zyrianka (Late Wurm) ones.

Marine-glacial beds between moraines and marine deposits have restricted thickness. The transgressions were caused by glacial isostatic depression of the earth crust and the glacio-eustatic raising of the sea level in the course of its general lowering during Pleistocene time.

ЛИТЕРАТУРА

Архипов С.А. 1960. Стратиграфия четвертичных отложений, вопросы неотектоники и палеогеографии бассейна среднего течения Енисея, - Труды ГИН АН СССР, вып. 30.

Архипов С.А., Гудина В.И., Троицкий С.Л. 1968. [Распределение палеонтологических остатков в четвертичных валунных отложениях Западной Сибири в связи с вопросом об их происхождении](#), - В сб.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., изд-во «Наука»/

Гольберт А.В., Гудина В.И., Левковская Г.М. 1965. Некоторые особенности минералогического состава и условий образования морских четвертичных отложений на севере Западной Сибири, - В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., изд-во «Наука».

Гопкинс Д.И. 1965. Четвертичные морские трансгрессии на Аляске - В сб.: Антропогенный период в Арктике и Субарктике. М., изд-во «Недра».

Гудина В.И. 1968. Фораминиферы и стратиграфия четвертичных отложений северо-запада Сибири. М., изд-во «Наука».

Гудина В.И. 1969. Морской плейстоцен сибирских равнин. Фораминиферы Енисейского севера, - Труды Ин-та геол. и геофиз. СО АН СССР, выи 63.

Гудина В.И., Нуждина Н.И., Троицкий С.Л. 1968. [Новые данные о морском плейстоцене западной части Таймырской низменности](#). - Геология и геофизика. № 1.

Гуртовая Е.Е. 1968. Новые палинологические данные по истории развития растительности Южного Ямала и Мужинского Урала, - В сб.: Кайнозойская история Полярного бассейна. Л. ВГО, Ротапринт.

Гуртовая Е.Е., Троицкий С.Л. 1968. К палинологической характеристике сангомпанских отложений Западного Ямала, - В сб.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., изд-во «Наука».

Загорская Н.Г., Яшина З.И., Слободин В.Я. и др. 1965. [Морские неоген\(?\) - четвертичные отложения нижнего течения р. Енисея](#), - Труды Ин-та геол. Арктики, т. 144.

Загорская Н.Г., Кулаков Ю.Н., Пуминов А.П., Суздальский О.В. 1967. О корреляции стратиграфических схем позднего кайнозоя области морских трансгрессий в Западной Сибири, - В сб.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири. Л., издание Ин-та геол. Арктики.

Зубаков В.А. 1961. Стратиграфия и палеогеография плейстоцена Приенисейской Сибири, - Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 66.

Зубаков В.А. 1968. Шельфово-ледниковая формация Западной Сибири. - Бюлл. Комиссии по изучению четвертичного периода АН СССР, № 34.

Зарина Е.П., Краснов И.И. 1961. Происхождение и стратиграфическое положение санчуговско-тазовских «мореноподобных» отложений на севере Западно-Сибирской низменности, - Труды ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 64.

Кузин И.Л., Чочиа Н.Г. 1965. Проблема оледенения Западно-Сибирской низменности. - В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., изд-во «Наука».

Куликов Н.Н., Лапина Н.Н., Семенов Ю.П. и др. 1968. Стратиграфия и скорости накопления донных отложений арктических морей СССР. - В сб.: Кайнозойская история Полярного бассейна и ее влияние на развитие ландшафтов северных территорий. Л., ВГО. Ротапринт.

Лаврова М.А. 1960. Четвертичная геология Кольского полуострова. Л., Изд-во АН СССР.

Лаврова М.А. 1968. Поздне- и послеледниковая история Белого моря, - В сб.: Неогеновые и четвертичные отложения Западной Сибири. М., изд-во «Наука».

Лазуков Г.И. 1965. Возраст морских четвертичных отложений и основные этапы развития севера Западной Сибири, - В сб.: Основные проблемы изучения четвертичного периода. М., изд-во «Наука».

Лазуков Г.И., Рейнин И.В. 1961. Стратиграфия четвертичных отложений Обско-Пуровского междуречья. - В кн.: Решения и труды Межведомственного совещания по доработке и уточнению унифицированных и корреляционных стратиграфических схем Западно-Сибирской низменности. Л., Гостоптехиздат.

Мерклин Р.Л., Петров О.М., Амитров О.В. 1962. Атлас-определитель моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова. М., Изд-во АН СССР.

Петров О.М. 1966, Стратиграфия и фауна морских моллюсков четвертичных отложений Чукотского полуострова, - Труды ГИН АН СССР, вып. 155.

Попов А.И. 1959. Четвертичный период в Западной Сибири. - В сб.: Ледниковый период на Европейской части СССР и в Сибири. М., Изд-во МГУ.

Сакс В.Н. 1947. Новые данные к стратиграфии четвертичных отложений Таймырской депрессии, - Докл. АН СССР, т. VII, № 2.

Сакс В.Н. 1948. Четвертичный период в Советской Арктике. Издание 1-е. Труды Арктического ин-та, т. 201.

Сакс В.Н. 1952. Условия образования донных осадков в арктических морях СССР, - Труды Ин-та геол. Арктики, т. 35.

Сакс В.Н. 1953. Четвертичный период в Советской Арктике. Издание 2-е, - Труды Ин-та геол. Арктики, т. 77.

Сакс В.Н. 1959. [Некоторые спорные вопросы истории четвертичного периода в Сибири](#). - Труды Ин-та геол. Арктики, т. 96.

Сакс В.Н. 1963. Четвертичное оледенение северной Азии по работам В.А. Обручева. В сб.: Идеи академика В.А. Обручева о геологическом строении Северной и Центральной Азии и их дальнейшее развитие. М.-Л., Изд-во АН СССР.

Слободин В.Я., Суздальский О.В., Левина Ф.М., Лев О.Э. 1967. Опорный разрез плиоцена - плейстоцена Усть-Енисейской впадины, - В сб.: Геология позднего кайнозоя Западной Сибири. Л., Изд-во Ин-та геол. Арктики.

Стрелков С.А., Дибнер В.Д., Загорская Н.Г. и др. 1959. Четвертичные отложения Советской Арктики, - Труды Ин-та геол. Арктики, т. 91.

Троицкий С.Л. 1958. Количественные характеристики комплексов морской фауны в санчуговских и казанцевских слоях четвертичных отложений Енисейского Севера, - В кн.: Сборник статей по палеонтологии и биостратиграфии, вып. 12. Л., Изд-во Ин-та геол. Арктики.

Троицкий С.Л. 1964. [Основные закономерности изменения состава фауны по разрезам морских межморенных слоев Усть-Енисейской впадины и Нижне-Печорской депрессии](#), - Труды Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР, вып. 9.

Троицкий С.Л. 1966. [Четвертичные отложения и рельеф равнинных побережий Енисейского залива и прилегающей части гор Бырранга](#). М., изд-во «Наука».

Троицкий С.Л. 1967а. Основные вопросы стратиграфии четвертичных отложений в зоне морских трансгрессий и последнего оледенения, - В сб.: Материалы к обоснованию стратиграфической схемы четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности. Новосибирск, Изд-во Ин-та геол. и геоф. СО АН СССР.

Троицкий С.Л. 1967б. [Новые данные о последнем покровном оледенении Сибири](#), - Докл. АН СССР, 174, № 6.

Хабаров А.В. 1945. Геологическое строение Карского побережья Северо-Восточного Пай-Хоя. - Труды Горно-геол. управл. Главсевморпути, вып. 20.

Хольтедаль У. 1958. Геология Норвегии, т. 2. М., ИЛ.

Цейнер Ф. 1963. Плейстоцен. М., ИЛ.

Richards Horace G. 1962. Studies on the marine pleistocene. - Transactions of the Amer. Philos. Soc., n. ser., v. 52, pt 3.

Ссылка на статью:



Троицкий С.Л. **Общий обзор морского плейстоцена Сибири.** В сб.: Проблемы четвертичной геологии Сибири. К VIII Конгрессу INQUA. Париж, 1969 г. Изд-во «Наука», 1969, с. 32-43.